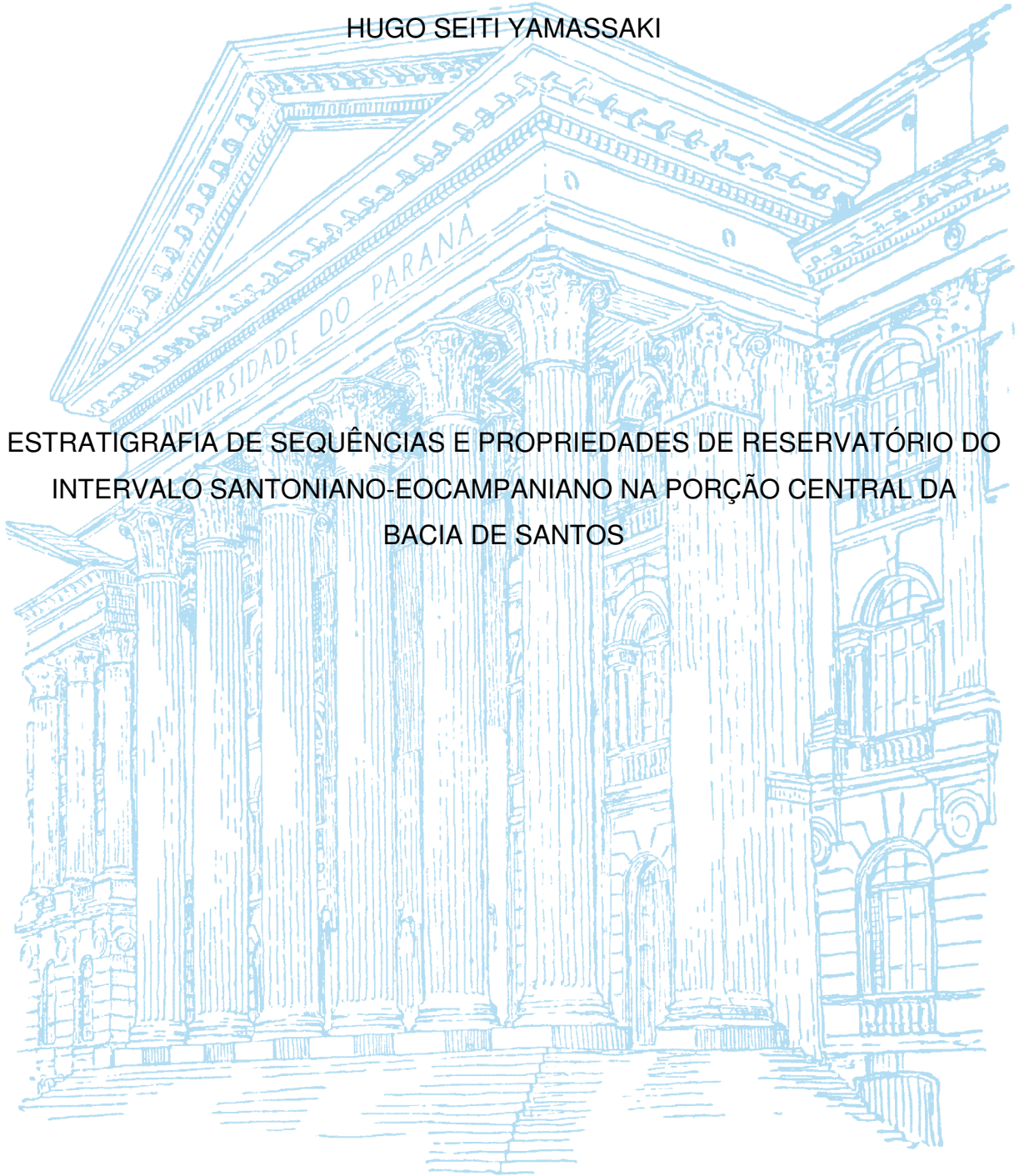


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

HUGO SEITI YAMASSAKI

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E PROPRIEDADES DE RESERVATÓRIO DO
INTERVALO SANTONIANO-EOCAMPANIANO NA PORÇÃO CENTRAL DA
BACIA DE SANTOS



CURITIBA

2018

HUGO SEITI YAMASSAKI

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E PROPRIEDADES DE RESERVATÓRIO DO
INTERVALO SANTONIANO-EOCAMPANIANO NA PORÇÃO CENTRAL DA
BACIA DE SANTOS

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Geologia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely
Coorientador: Me. Ronaldo Paulo Kraft

CURITIBA

2018

Dedico este trabalho aos meus pais, que sempre me apoiaram e tornaram
tudo isso possível.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná, pública, gratuita e de qualidade, que me proporcionou a oportunidade de cursar Geologia.

Ao professor Dr. Fernando Farias Vesely pela orientação e companheirismo, que sempre se demonstrou disponível e acessível para discutir as dúvidas e conduzir o desenvolvimento deste trabalho. Foi muito gratificante e uma oportunidade ímpar poder trabalhar com uma pessoa de conhecimento notável e agradeço o incentivo e a liberdade que me concedeu para desenvolver a pesquisa.

Ao Me. Ronaldo Paulo Kraft por me ensinar a decifrar as operações do programa, de extrema importância para a aquisição dos resultados, e pela franqueza com que sempre me atendeu.

Ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) por ceder os dados e contribuir com o espaço físico para pesquisa.

Ao PET-Geologia, pela engrandecedora experiência de disseminar a Geologia para além da universidade, fazendo com que minha formação tenha sido de certa forma mais plena.

Aos colegas do curso de Geologia de todo Brasil, com quem pude vivenciar um sentimento de união e pertencimento, fruto da amizade e do caráter das pessoas com quem me relacionei. Me orgulha fazer parte dessa profissão que tanto admiro.

Aos amigos da Geologia UFPR, os momentos de alegria e afeto tornaram essa graduação memorável.

Aos amigos da turma de 2014. Foi uma honra fazer parte de uma turma tão extraordinária, repleta de pessoas inteligentes, divertidas e com imensa sensibilidade humana. Amo vocês.

RESUMO

A caracterização do intervalo santoniano-eocampaniano (Neocretáceo) na porção central da Bacia de Santos com base nos conceitos da Estratigrafia de Sequências e a análise das propriedades de reservatório foi realizada utilizando dados de perfis geofísicos de onze poços. A partir da análise de log-fácies foi possível individualizar a sequência santoniana-eocampaniana e dividi-la em quatro tratos de sistemas deposicionais, da base para o topo: LST1 (*lowstand systems tract inferior*), LST2 (*lowstand systems tract superior*), TST (*transgressive systems tract*) e HST (*highstand systems tract*). Os arenitos do Membro Ilhabela estão localizados no LST1 e LST2, enquanto que os arenitos da Formação Juréia estão situados no HST. Para detalhar o arcabouço estratigráfico da sequência santoniana-eocampaniana foram feitas algumas interpretações acerca da evolução sedimentar. O ambiente deposicional para os turbiditos do Mb Ilhabela no LST1 é interpretado como rampa submarina alimentada por delta em ambiente marinho relativamente raso. Durante o LST2 se desenvolveram progradações deltaicas/costeiras – indicando que possivelmente nem todo arenito do Mb. Ilhabela seja turbidito –, seguido de uma transgressão no TST e uma tendência regressiva no HST com progradação costeira/fluviial(?), culminando na deposição dos arenitos da Fm. Juréia no topo da sequência. A feição de depocentro identificada em uma seção de correlação dos poços indica que a tectônica do sal, atuante antes do Santoniano, foi responsável pela geração do espaço de acomodação e pela formação de paleorelevo favorável para a deposição dos turbiditos do Mb. Ilhabela. Os dados de porosidade dos arenitos foram obtidos com gráficos neutrônico-densidade e a comparação dos tratos de sistemas demonstra que os arenitos do LST2 possuem os maiores valores de porosidade. Os reservatórios de ambiente marinho raso a continental do LST2 são os alvos exploratórios mais promissores da sequência santoniana-eocampaniana, porque possuem maior porosidade relativa e são recobertos por folhelhos depositados durante o TST e o HST inferior, que servem como rochas selantes.

Palavras-chave: Bacia de Santos; Estratigrafia de Sequências; Sequência santoniana-eocampaniana; Reservatório; Membro Ilhabela.

ABSTRACT

The sequence stratigraphic interpretation and reservoir analysis of the Santonian-Early Campanian (Upper Cretaceous) interval in the central part of the Santos Basin were based on data from eleven well logs. By using log-facies analysis, it was possible to individualize the Santonian-Early Campanian sequence and subdivided it into four systems tracts in the stratigraphic order: LST1 (lower lowstand systems tract), LST2 (upper lowstand systems tract), TST (transgressive systems tract) and HST (highstand systems tract). The Ilhabela sandstones are located in the LST1 and LST2, while the fluvial to shallow marine Juréia sandstones are located in the HST. Some interpretations on the sedimentary evolution were made to provide a more detailed sequence stratigraphic framework for the Santonian-Early Campanian sequence. The depositional environment of the Ilhabela turbidites in the LST1 is interpreted as a delta-fed submarine ramp in a relatively shallow marine environment. During the LST2 a deltaic/coastal progradation developed, encompassing the upper part of the Ilhabela sandstones – it's suggests that not every Ilhabela sandstone is turbidite –, followed by a transgression during the TST and a regressive HST phase with progradation of coastal/fluvial(?) systems and the deposition of the Juréia sandstones at the top of the sequence. A depocenter identified on the basis of well log correlation indicates that pre-Santonian halokinesis was responsible for creating accommodation space and forming a depression for the turbidites to acumulate during the LST1. Sandstone porosity was obtained by using a neutron-density crossplot and the comparison between the systems tracts showed that LST2 contains the best reservoir. The shallow marine to continental reservoirs of the LST2 are the most promising exploratory plays in the santonian-eocampanian sequence, because they have a relative higher porosity and are capped by thick mudstones deposited during the TST and early HST that act as seal.

Key words: Santos Basin; Sequence stratigraphy; Santonian-Early Campanian sequence; Reservoir; Ilhabela Member.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia de Santos com a indicação dos poços utilizados na pesquisa.	15
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos.	18
Figura 3 - Seção sísmica <i>dip</i> na área central da Bacia de Santos e a classificação de sequências deposicionais. O intervalo estudado neste trabalho diz respeito ao topo da sequência H5-H6 e a sequência H6-H7.	19
Figura 4 - Comparação do posicionamento do limite de sequência (em vermelho) no modelo de três tratos de sistemas (Posamentier & Vail 1988) e no modelo de quatro tratos de sistemas (Hunt & Tucker 1992).	25
Figura 5 - Padrões baseados nas formas do perfil raios-gama com a indicação de possíveis ambientes deposicionais.	27
Figura 6 – Gráfico neutrônico-densidade. CNL Compensated Neutron Log and Litho-Density Tool (água salgada na zona saturada).	28
Figura 7 - Análise de log-fácies dos onze poços a partir do perfil raios-gama com a indicação dos arenitos interpretados a partir do perfil DRDN.	31
Figura 8 – Comparação de arenitos da base do intervalo com log-fácies distintas. (A) e (C) Log-fácies C com granodecrescência ascendente no topo, associado aos arenitos turbidíticos. (B) e (D) Arenito com padrão de granocrescência ascendente, demonstrando que a deposição provavelmente ocorreu em ambiente deposicional distinto dos turbiditos.	32
Figura 9 - Interpretação da superfície de regressão máxima do poço 560-SPS.	34
Figura 10 - Interpretação da superfície de inundação máxima do poço 560-SPS.	35
Figura 11 – Seção de correlação dos poços com a interpretação dos tratos de sistemas e as respectivas superfícies-chave.	36
Figura 12 - LST1 do poço 679-SPS.	37
Figura 13 - LST2 do poço 679-SPS.	38
Figura 14 - TST do poço 679-SPS.	39
Figura 15 - HST do poço 679-SPS.	40

Figura 16 - Gráfico neutrônico-densidade do LST1 com a discriminação dos poços indicada por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em amarelo.	41
Figura 17 - Gráfico neutrônico-densidade do LST2 com discriminação dos poços indicado por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em laranja.	42
Figura 18 - Gráfico neutrônico-densidade do HST com discriminação dos poços indicado por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em verde.	43
Figura 19 - Comparação da porosidade entre os tratos de sistemas.....	44
Figura 20 – Gráficos neutrônico-densidade. (A) e (B) indicando similaridades entre as porosidades dos tratos de sistemas. (C) e (D) indicando mudanças de porosidade segundo os tratos de sistemas.....	45
Figura 21 - Gráfico neutrônico-densidade dos poços (A) 14B-SPS e (B) 25B-SP demonstrando os valores de baixa densidade nos arenitos do LST1 (cor amarela).	46
Figura 22 - Gráfico neutrônico-densidade do poço 20-SP demonstrando valores de baixa densidade nos arenitos do HST (cor verde).	46
Figura 23 - Processos deposicionais e produtos do <i>falling-stage systems tract</i> (FSST) tardio.	48
Figura 24 - Caracterização dos ambientes deposicionais com base em foraminíferos, ostracodes e palinórfos. Destaque em vermelho os foraminíferos, ostracodes e palinórfos descritos na sequência santoniana-eocampaniana.	49
Figura 25 - Distribuição estratigráfica das espécies-guia de ostracodes e carófitas no intervalo santoniano-maastrichtiano da Bacia de Santos. Destaque em vermelho o intervalo de estudo deste trabalho.	50
Figura 26 - Reconstrução paleoambiental do Eosantoniano.....	51
Figura 27 - Estilos contrastantes de sistemas turbidíticos. (A) Leque submarino alimentado por cânion. (B) Lobos turbidíticos em rampa submarina alimentada por delta.	52
Figura 28 - Comparação do LST1 e LST2 do poço 498-SPS com a coluna estratigráfica esquemática elaborada por Heller & Dickinson (1985).	53
Figura 29 - Paleogeografia do Campaniano Médio.	54

Figura 30 - Seção sísmica com a interpretação das sequências deposicionais. Destaque para a estrutura <i>rollover</i> das sequências H6 a H7.2 e a indicação da Lacuna do Albiano.	56
Figura 31 - Seção de correlação dos poços com <i>datum</i> na superfície de inundação máxima, destacando depressão preenchida pelos arenitos Ilhabela a sudoeste.....	57
Figura 32 - Mapa com a indicação das lacunas do albiano (AG-1 e AG-2).....	58
Figura 33 - Mapas de isopacas. (A) Sequências do Cenomaniano ao Santoniano Superior. (B) Sequência Santoniano Superior-Campaniano.	59
Figura 34 - Blocos diagramas esquemáticos das propostas dos ambientes deposicionais de cada um dos tratos de sistemas da sequência santoniana-eocampaniana, com ênfase na deposição dos arenitos.....	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Superfícies da Estratigrafia de Sequências.....	23
Tabela 2 - Parâmetros geofísicos da perfilagem de poços.	26

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivos	13
2	LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.1	Litoestratigrafia	16
2.2	Sequências deposicionais.....	17
2.2.1	Sequência K90.....	19
2.3	Rochas Reservatório.....	20
3	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	22
4	MATERIAIS E MÉTODOS	26
5	RESULTADOS	30
5.1	Estratigrafia de sequências do intervalo santoniano-eocampaniano ..	30
5.1.1	Log-fácies	30
5.1.2	Superfícies Estratigráficas	33
5.1.2.1	Conformidade correlata.....	33
5.1.2.2	Superfície de regressão máxima.....	33
5.1.2.3	Superfície de inundação máxima	34
5.1.2.4	Discordância subaérea.....	34
5.1.3	Tratos de sistemas.....	35
5.1.3.1	LST1 – <i>Lowstand systems tract inferior</i>	37
5.1.3.2	LST2 – <i>Lowstand systems tract superior</i>	37
5.1.3.3	TST – <i>Transgressive systems tract</i>	38
5.1.3.4	HST – <i>Highstand systems tract</i>	39
5.2	Propriedades de reservatório	40

6	DISCUSSÕES	47
6.1	Ambientes deposicionais da sequência santoniana-eocampaniana	47
6.1.1	LST1 – <i>Lowstand systems tract</i> inferior	47
6.1.2	LST2 – <i>Lowstand systems tract</i> superior	52
6.1.3	TST – <i>Transgressive systems tract</i>	54
6.1.4	HST – <i>Highstand systems tract</i>	55
6.2	Influência da tectônica do sal na sedimentação	55
6.3	Evolução estratigráfica da sequência santoniana-eocampaniana	59
6.4	Considerações sobre alvos para exploração de petróleo da sequência santoniana-eocampaniana	61
7	CONCLUSÕES	62
	REFERÊNCIAS	64
	APÊNDICE 1 - Perfis geofísicos dos poços	67
	APÊNDICE 2 - Dados dos poços	78

1 INTRODUÇÃO

O intervalo santoniano-eocampaniano (Neocretáceo) da Bacia de Santos compreende rochas sedimentares clásticas que foram depositadas desde ambiente continental a marinho plataformar e talude (Pereira et al. 1986, Moreira et al. 2007), no qual arenitos supostamente turbidíticos (Mb. Ilhabela) constituem importantes reservatórios. Perfurações com alvo nestes reservatórios acusaram a presença de óleo e gás, e atualmente existem campos de produção ativos, tais como os campos de Merluza, Lagosta e Mexilhão.

Um dos parâmetros para a caracterização da qualidade de reservatório é a porosidade da rocha, que se reflete na capacidade em armazenar óleo ou gás e conseqüentemente impacta no cálculo do volume em uma prospecção de petróleo. Segundo Bjørlykke (2014) os ambientes deposicionais exercem importante influência na porosidade na medida em que controlam a distribuição e granulometria dos grãos depositados, o grau de seleção e a maturidade mineralógica. Alguns estudos também documentaram diferenças na composição mineralógica das rochas em diferentes ambientes deposicionais, ocasionando processos diagenéticos distintos e afetando a qualidade de reservatório (eg., Ketzer et al. 2003, Mansurbeg et al. 2008, Morad et al. 2010). Neste sentido, a avaliação da qualidade de reservatórios envolve necessariamente o entendimento dos ambientes de deposição envolvidos assim como o contexto estratigráfico.

1.1 Objetivos

Tendo em vista o exposto acima, o presente trabalho apresenta dois objetivos principais: 1) caracterizar o intervalo santoniano-eocampaniano na porção central da Bacia de Santos com base nos conceitos da Estratigrafia de Sequências, identificar tendências de empilhamento estratigráfico, caracterizar superfícies estratigráficas e definir tratos de sistemas deposicionais; 2) estabelecer correlações entre a porosidade dos reservatórios, os ambientes de sedimentação e posicionamento no arcabouço estratigráfico.

Dessa forma, o trabalho visa contribuir para o detalhamento do arcabouço estratigráfico do intervalo santoniano-eocampaniano da Bacia de Santos, colaborando também com estudos de prospecção de petróleo e caracterização de reservatórios.

2 LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Santos está localizada na região sudeste da margem continental brasileira, ao longo da costa do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Possui cerca de 350.000 km² de área e se prolonga até cotas batimétricas de 3000m, sendo limitada a nordeste pelo Alto de Cabo Frio, fazendo divisa com a Bacia de Campos, e a sul pela Zona de Fratura de Florianópolis, separando-a da Bacia de Pelotas. A área de estudo concentra-se na porção central da bacia, em cotas batimétricas de 122m a 213m, onde os poços exploratórios estão localizados a aproximadamente 200km de distância da costa (Figura 1).

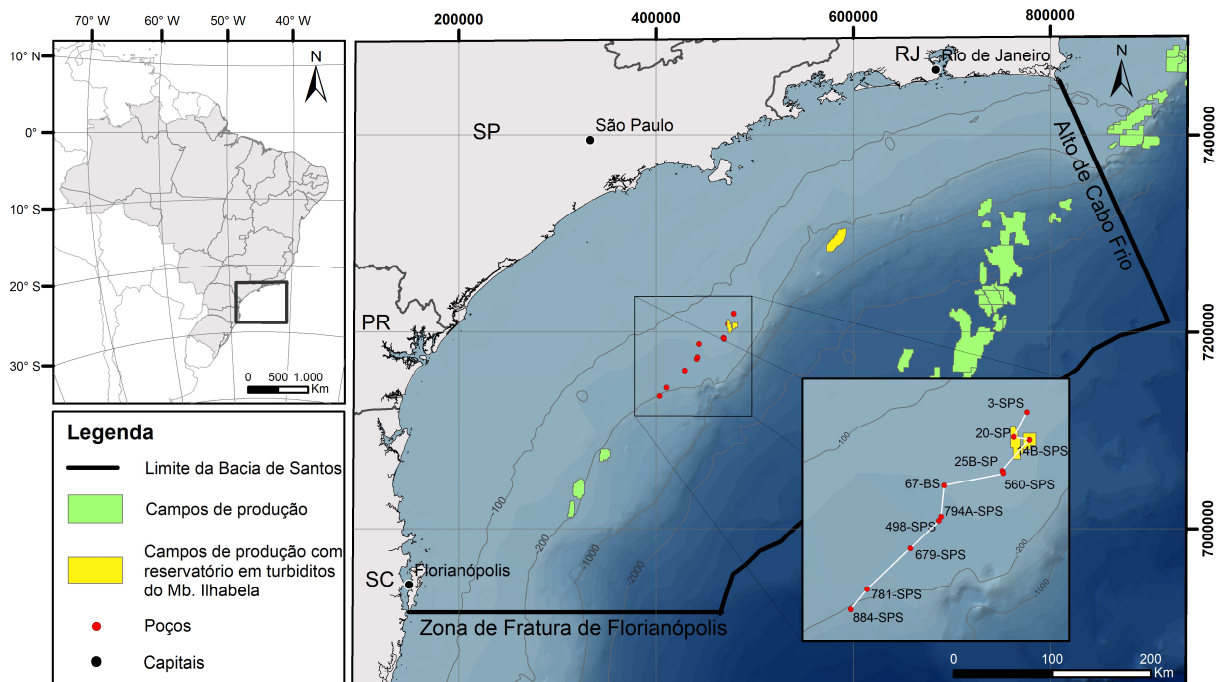


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia de Santos com a indicação dos poços utilizados na pesquisa. Fonte: dados cartográficos: IBGE e CPRM; dados geológicos: Assine et al. (2008) e ANP (2017).

A Bacia de Santos faz parte do conjunto de bacias da margem leste brasileira que se formaram no contexto da separação da placa Sul-Americana da Africana, na evolução da ruptura do Gondwana Ocidental (Mohriak et al. 2008). As bacias da margem leste brasileira, que inclui desde a Bacia do Potiguar no extremo nordeste até a Bacia de Pelotas no extremo sul, em sua origem são dominadas por uma tectônica distensiva, em contrapartida as bacias da margem equatorial possuem uma

componente transtensional importante associada às suas formações (Zalán 2004, Milani et al. 2007).

Este evento de separação do continente Sul-Americano da África possui um importante magmatismo associado, que é expresso em certas bacias marginais em forma de intrusões e derrames. Segundo Thomaz Filho et al. (2000, 2008), a partir de datações radiométricas K/Ar, as idades das rochas magmáticas variam em torno de 130 Ma (Hauteriviano-Barremiano). Na Bacia de Santos os basaltos representam o embasamento econômico, atribuídos à Formação Camboriú, correlatos aos basaltos da Formação Cabiúnas da Bacia de Campos (Pereira & Feijó 1994).

Uma característica de destaque e tema de diversos trabalhos na Bacia de Santo é a tectônica do sal (Ojeda 1981, Demercian et al. 1993, Assine et al. 2008, Mohriak et al. 2008, Correa 2009, Caldas & Zalan 2009), responsável pela formação de diversas feições estruturais e intensa deformação das camadas sedimentares. A compreensão dos efeitos da halocinese em conjunto com a evolução sedimentar da bacia é fundamental para a caracterização e identificação de alvos exploratórios.

2.1 Litoestratigrafia

As rochas vulcano-sedimentares que preenchem a Bacia de Santos são subdivididas em quatro grupos litoestratigráficos, da base para o topo: Gr. Guaratiba, Gr. Camburi, Gr. Frade e Gr. Itamambuca (Moreira et al. 2007). No intervalo santoniano-eocampaniano encontram-se rochas do Grupo Frade, representada pelas formações Santos, Juréia, Itajaí-Açu e o Membro Ilhabela, descritas como:

Formação Santos: composta por conglomerados e arenitos avermelhados, intercalados com folhelhos cinza e argilas vermelhas, depositados em ambiente continental/transicional, como leques aluviais, rios entrelaçados e deltas (Pereira & Feijó 1994). Moreira et al. (2007) incluem as rochas arenosas e pelíticas na Formação Juréia, sendo somente os conglomerados atribuídos à Formação Santos.

Formação Juréia: apresenta arenitos finos a muito finos, calcilutitos, folhelhos cinza escuros e esverdeados, e siltitos cinza escuros, formados em ambiente marinho plataformal (Pereira & Feijó 1994). Intercaladas ocorrem rochas vulcânicas (Assine et al. 2008, Moreira et al. 2007).

Formação Itajaí-Açu: unidade sotoposta e interdigitada com as formações Santos e Juréia, é predominantemente pelítica, formada por folhelhos cinza escuros, depositados em ambiente marinho, em talude e bacia (Pereira & Feijó 1994).

Membro Ilhabela: arenitos médios formados por fluxos turbidíticos (Moreira et al. 2007), constituindo leques de assoalho e talude (Assine et al. 2008).

2.2 Sequências deposicionais

Outra proposta de análise e interpretação da evolução estratigráfica da Bacia de Santos é elaborada com base na compartimentação em sequências deposicionais. Com base em dados sísmicos e de poços de exploração, Pereira et al. (1986) identificaram dez sequências limitadas por horizontes (H1 a H10) que em sua maioria constituem discordâncias regionais.

- H0-H1: Sequência do Lago (Alagoas/Buracica?)
- H1-H2: Sequência do Golfo (Alagoas?)
- H2-H3: Sequência Eo/Meso-Albiano
- H3-H4: Sequência Neo-Albiano/Cenomaniano
- H4-H5: Sequência Cenomaniano/Mesoturoniano
- H5-H6: Sequência Neoturoniano/Eo-Santoniano
- H6-H7: Sequência Santoniano-Eocampaniano
- H7-H8: Sequência Campaniano/Eo-Eoceno
- H8-H9: Sequência Eo-Eoceno/Meso-Mioceno
- H9-H10: Sequência Meso-Mioceno-Recente

Assine et al. (2008) propõem para a Bacia de Santos outros cinco horizontes sísmicos, H0.1, H7.1, H.7.2, H8.1 e H8.2. Outra classificação das sequências deposicionais da Bacia de Santos é utilizada por Moreira et al. (2007), que reconhecem as supersequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte, subdivididas em um total de 25 sequências. Uma comparação entre a classificação das sequências deposicionais destes três trabalhos em uma carta cronoestratigráfica é apresentada na Figura 2.

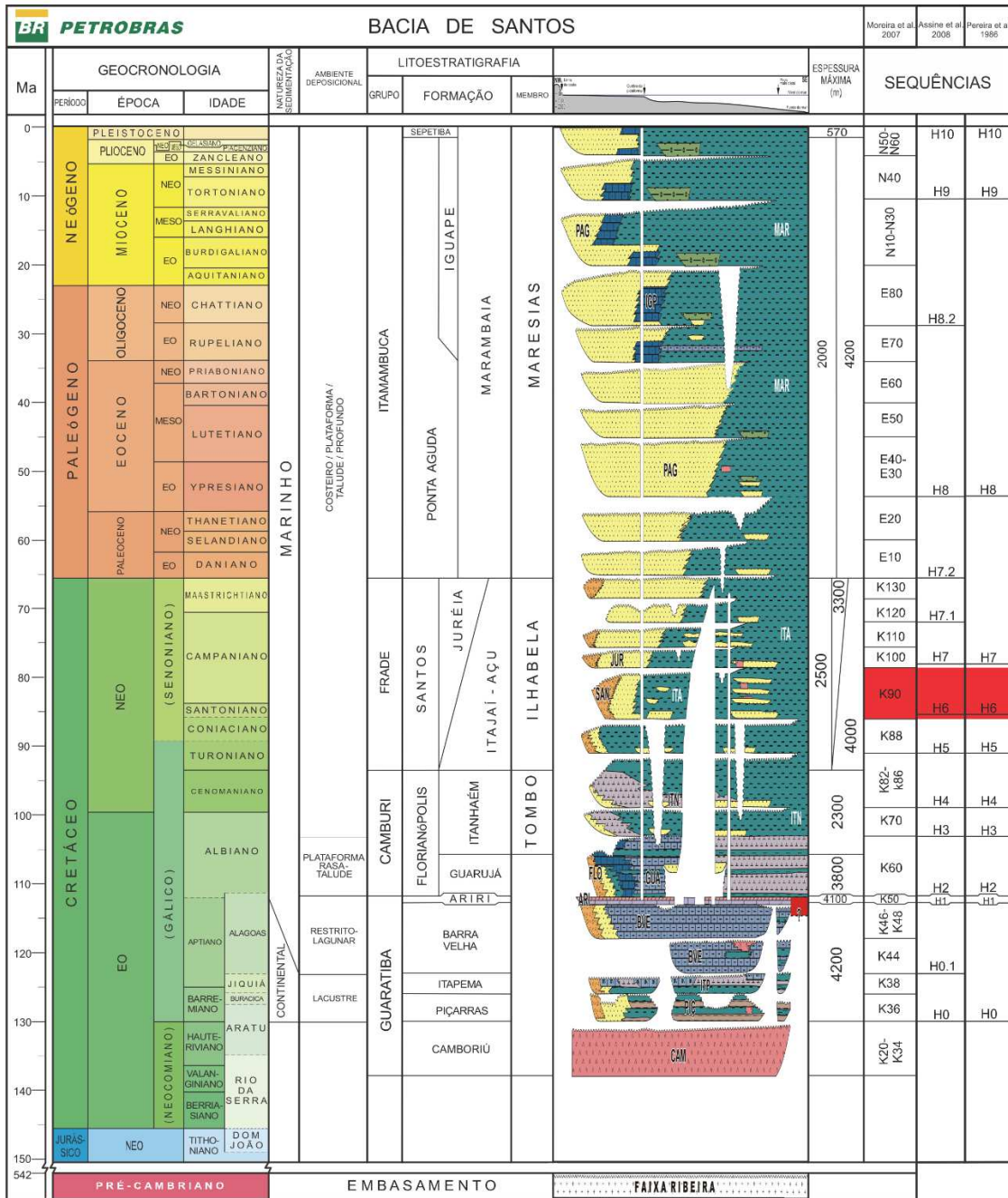


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Nas colunas da direita está um comparativo das propostas de sequências de Moreira et al. (2007), Assine et al. (2008) e Pereira et al. (1986). Em destaque em vermelho está o intervalo abordado neste trabalho. Modificado de Moreira et al. (2007).

Um exemplo de uma seção sísmica com as delimitações das sequências deposicionais em uma direção *dip* (paralela ao mergulho) na porção central da Bacia de Santos pode ser vista na Figura 3. É importante observar a deformação das camadas subjacentes pela tectônica do sal nesta porção da bacia.

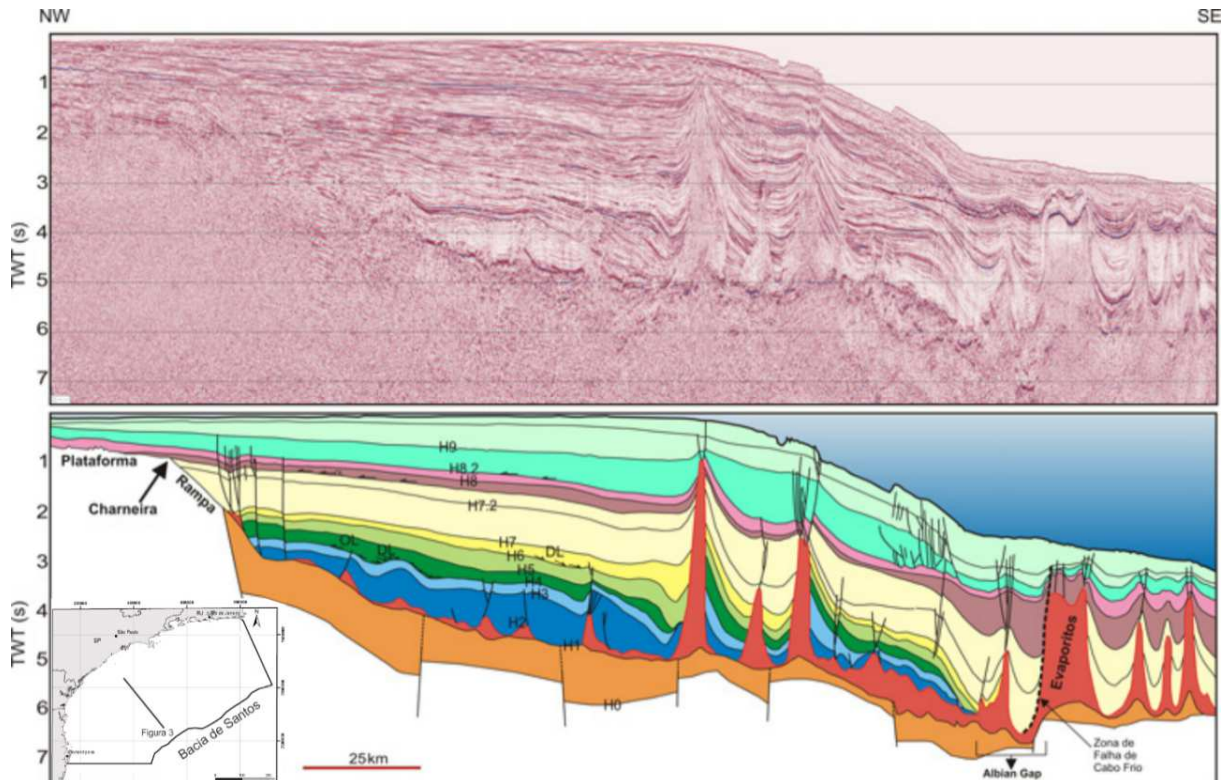


Figura 3 - Seção sísmica *dip* na área central da Bacia de Santos e a classificação de sequências deposicionais. O intervalo estudado neste trabalho diz respeito ao topo da sequência H5-H6 e a sequência H6-H7. Fonte: Modificado de Assine et al. (2008).

Modica e Brush (2004) apresentam outra proposta de classificação de sequências deposicionais propondo 11 sequências para a Bacia de Santos, correlacionando importantes feições progradacionais a partir do Cretáceo Superior com o soerguimento da Serra do Mar e a influência do antigo sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul como fonte de sedimento. É relevante mencionar um importante evento transgressivo que ocorreu no Turoniano (Sequência K82-K85 de Moreira et al. 2007), marcada por folhelhos ricos em matéria orgânica, da base da Formação Itajaí-Açu, associados ao *oceanic anoxic event* (OEA-2) (Viviers 1986, Moreira et al. 2007).

2.2.1 Sequência K90

A Sequência K90, depositada no intervalo santoniano-eocampaniano, é marcada por uma discordância erosiva na base e uma discordância no topo, com destaque para a presença de uma expressiva quantidade de arenitos do Mb. Ilhabela, depositados por fluxos turbidíticos relacionados a deltas (Moreira et al. 2007). Pereira

et al. (1986) e Assine et al. (2008) mencionam a deposição dos arenitos turbidíticos do Mb. Ilhabela na Sequência Turoniano Superior/Santoniano Inferior (H5-H6), gerados em um contexto de queda do nível relativo do mar, constituindo dessa forma leques turbidíticos de assoalho e talude. Os arenitos turbidíticos do Mb. Ilhabela foram posteriormente recobertos por proeminentes cunhas progradantes.

2.3 Rochas Reservatório

Segundo Chang et al. (2008) existem dois sistemas petrolíferos identificados na Bacia de Santos, o sistema Guaratiba-Guarujá e o sistema Itajaí-Açu-Ilhabela. A Formação Guaratiba¹ é a principal rocha geradora da bacia, sendo interpretada como folhelhos depositados em ambiente lacustre salino durante o Aptiano. A rocha geradora da Fm. Itajaí-Açu é folhelhos ricos em matéria orgânica, com teores de até 3% de COT (Carbono orgânico total) (Assine et al. 2008), mas se encontra em estágios iniciais de maturação e a expulsão de hidrocarboneto é restrita a baixos estruturais relacionados à deformação do sal (Chang et al. 2008).

Dentre os diversos reservatórios de ambos os sistemas petrolíferos estão os arenitos turbidíticos do Mb. Ilhabela e arenitos das formações Santos e Juréia, que são estudados neste trabalho. Ainda no Cretáceo Superior, Chang et al. (2008) classifica outro reservatório como turbiditos do Maastrichtiano-Campaniano, pois os autores entendem que são turbiditos formados em outro contexto deposicional que os turbiditos do Mb. Ilhabela.

Sobre a porosidade dos reservatórios, Chang et al. (2008) apontam que os arenitos do Mb. Ilhabela atingem até 20,3%² de porosidade e os arenitos do Cretáceo Superior e do Eoceno possuem porosidades variadas, podendo atingir porosidades de até 15% em profundidades superiores a 4000m. Sombra et al. (1990) descrevem uma porosidade média de 21% para os reservatórios do Mb. Ilhabela e de 12% para os reservatórios da base da Formação Juréia, obtidas nos poços 20-SP e 25B-SP. Os

¹ Segundo a classificação litoestratigráfica de Moreira et al. (2007) a Fm. Guaratiba foi elevada a Grupo Guaratiba, sendo as rochas geradoras pertencentes às formações Piçarras e Itapema.

² Os autores citam que o elevado valor da porcentagem de porosidade se deu pela distorção de um poço de porosidade anômala.

autores, analisando os testemunhos dos poços, detalham que os reservatórios da base da Fm. Juréia e do Mb. Ilhabela apresentam associações de fácies bastante distintas e descrevem que a composição do arcabouço dos arenitos tanto da base da Fm. Juréia, quanto do Mb. Ilhabela é bastante similar, constituída de quartzo (50-60%), feldspato (20-25%) e litoclastos de rochas vulcânicas (10%), sendo classificados como arcósios ou arcósios líticos³. Os autores concluem que a diferença de porosidade entre os reservatórios seria ocasionada pela evolução diagenética distinta, cristalizando espessas franjas de clorita em torno dos grãos dos arenitos do Mb. Ilhabela em estágio eodiagenético, preservando a porosidade primária e inibindo a compactação por soterramento e a precipitação de cimento silicoso, mas que também diminuíram a permeabilidade restringindo a conexão entre os poros.

³ Segundo a classificação de Folk (1968).

3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A Estratigrafia de Sequências é uma subdisciplina da Estratigrafia que teve grande evolução a partir da década de 70 com o desenvolvimento da sismoestratigrafia, introduzindo novos conceitos ao entendimento da evolução do preenchimento de uma bacia sedimentar. É definida por Van Wagoner et al. (1988, p.39) como “estudo da relação de rochas em um arcabouço cronoestratigráfico, com estratos repetitivos e geneticamente relacionados separados por superfícies de erosão ou não-deposição, ou suas conformidades correlatas”.

Uma sequência deposicional é a unidade fundamental da Estratigrafia de Sequências e é definida como uma sucessão de estratos geneticamente relacionados limitada no topo e na base por discordâncias e suas conformidades correlatas (Mitchum Jr et al. 1977). Uma sequência deposicional não é definida por litotipo, conteúdo fóssilífero ou processo deposicional, sendo, dessa forma, possível que ocorram tais variações em uma mesma sequência deposicional.

Internamente às sequências deposicionais existem superfícies-chave que marcam mudanças no padrão deposicional (Tabela 1) observadas nos casos de padrões progracionais, agradacionais e retrogradacionais. As superfícies-chave também são responsáveis por representar os limites dos tratos de sistemas.

Cada sequência deposicional pode ser subdividida em tratos de sistemas, definidos como conjuntos de sistemas deposicionais⁴ contemporâneos (Brown Jr & Fisher 1977), caracterizados e separados por superfícies-chave, pela sua posição dentro da sequência deposicional e pelo padrão deposicional interno. Também, cada trato de sistemas é interpretado como associado a um intervalo específico numa curva de variação no nível de base.

⁴ Um sistema deposicional é uma assembleia tridimensional de litofácies geneticamente associadas a processos e ambientes. (Brown Jr. & Fisher 1977)

Tabela 1 - Superfícies da Estratigrafia de Sequências.

Superfícies	Descrição
Discordância subaérea	Superfície de erosão ou não deposição que representa um hiato no registro sedimentar
Conformidade correlata	Superfície de continuação da discordância subaérea mar a dentro, que não sofreu erosão
Superfície basal da regressão forçada	Superfície que acima dela se acumulam os depósitos gerados durante a regressão forçada. Marca o início da regressão forçada.
Superfície de regressão máxima	Superfície que marca a mudança da regressão para a transgressão
Superfície de inundação máxima	Superfície que marca a mudança da transgressão para a regressão

Fonte: Catuneanu (2006, 2009).

De acordo com Posamentier & Vail (1988), Van Wagoner et al. (1988, 1990), tratos de sistemas são classificados em Trato de Sistemas de Mar Baixo (*Lowstand Systems Tract* – LST), Trato de Sistemas Transgressivo (*Transgressive Systems Tract* – TST) e Trato de Sistemas de Mar Alto (*Highstand Systems Tract* – HST).

- LST: trato de sistemas depositado diretamente acima do limite de sequência deposicional, subdividido em leque de fundo oceânico, leque de talude e cunha progradante. Compreende os depósitos formados durante a regressão forçada e regressão normal em nível de mar baixo, com progradação ou agradação no topo do trato.
- TST: trato de sistemas que inicia a partir da superfície de transgressão ou superfície de regressão máxima, e termina na superfície de inundação máxima. Representa sedimentos depositados em um intervalo transgressivo, de tendência retrogradacional.
- HST: trato de sistemas formado sobre a superfície de inundação máxima, nos estágios finais do aumento do nível de base, compreendendo sedimentos depositados em uma regressão normal, com tendências progradacionais e agradacionais.

Trabalhos mais recentes (Catuneanu 2002, 2006, Holz 2012) descrevem um outro trato de sistemas, chamado de Trato de Sistemas de Regressão Forçada

(*Falling-Stage Systems Tract* – FSST). O termo foi inicialmente apresentado por Plint & Nummedal (2000), em concordância com as considerações da criação de um outro trato de sistemas proposto por Hunt & Tucker (1992).

- FSST: trato de sistemas que possui na base a superfície basal da regressão forçada e no topo a discordância subaérea e sua conformidade correlata. Compreende sedimentos depositados durante o período de regressão forçada.

O FSST pode ser comparado aos estágios iniciais do LST descrita por Posamentier & Vail (1988), Van Wagoner et al. (1988, 1990). Uma das grandes diferenças entre estes dois modelos de tratos de sistemas é o posicionamento do limite de sequência, representado pela discordância subaérea e sua conformidade correlata. Segundo Posamentier & Vail (1988) e Van Wagoner et al. (1988, 1990) o limite de sequência é posto na superfície basal da regressão forçada (início da regressão forçada) e para o modelo proposto por Hunt & Tucker (1992) o limite de sequência é posto na superfície de máximo rebaixamento do nível do mar (fim da regressão forçada). Os dois modelos podem ser observados na Figura 4.

Segundo Hunt & Tucker (2002) os sedimentos depositados durante a regressão forçada, representado pelo trato de sistemas de regressão forçada (FSST), ficariam abaixo do limite de sequência e a feição que marca o início da nova sequência deposicional é a regressão normal em estágio de aumento de nível relativo do mar em contexto de mar baixo, representado pelo trato de sistemas de mar baixo (LST). A proposta surgiu da necessidade de conciliar sedimentos depositados em um mesmo

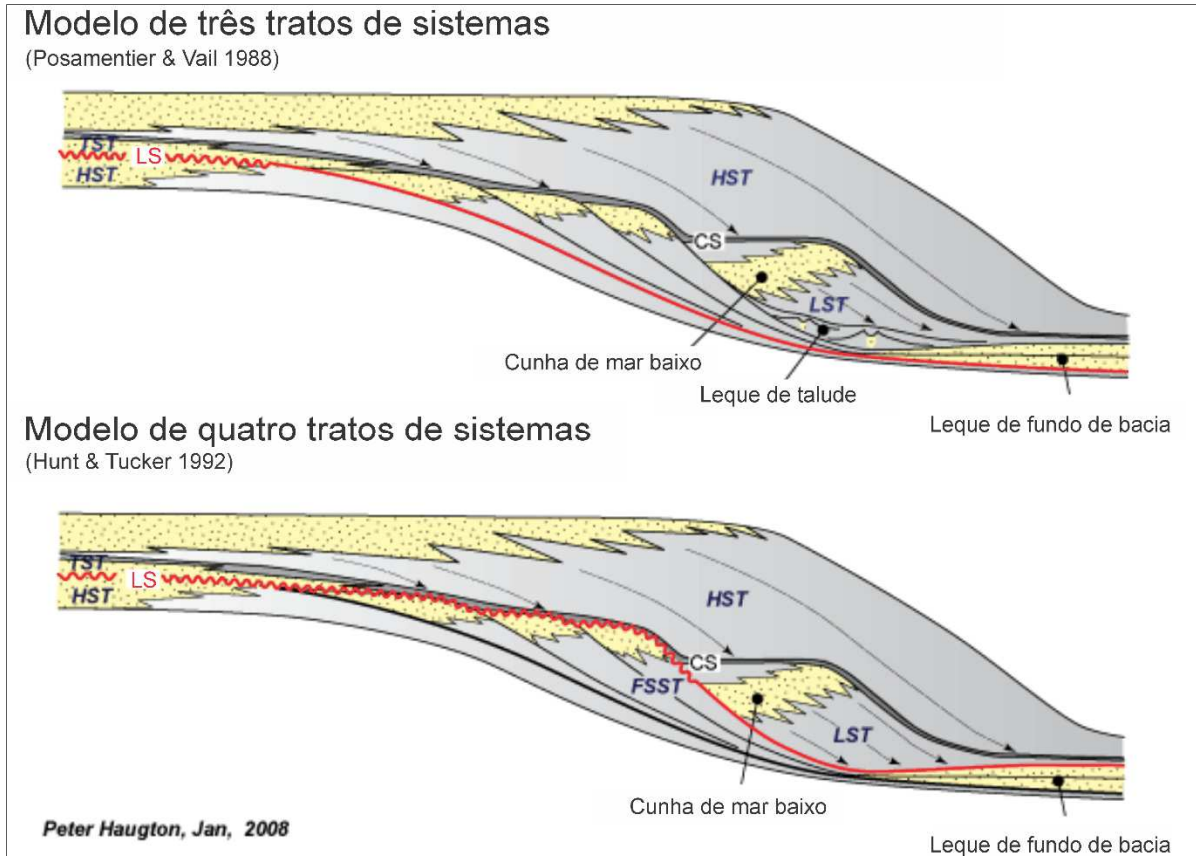


Figura 4 - Comparação do posicionamento do limite de sequência (em vermelho) no modelo de três tratos de sistemas (Posamentier & Vail 1988) e no modelo de quatro tratos de sistemas (Hunt & Tucker 1992). Fonte: www.sepmstrata.org.

tempo e que estavam desconexos no modelo anterior. Plint & Nummedal (2000) também criticam a terminologia do trato de sistemas de mar baixo para os depósitos que ocorrem durante a queda relativa do nível do mar, mas não são necessariamente depositados em mar baixo.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho é baseado em dados de onze perfis geofísicos de poços públicos, localizados na porção central da Bacia de Santos (Figura 1). Os dados foram cedidos ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná através de solicitação formal à ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). Os dados são em formato *.pdf e *.las, e foram manipulados através do programa AnaSeTe (Análise Sequencial de Testemunho). A análise e interpretação de cada um dos poços constam no Apêndice 1.

A perfilagem geofísica de poços consiste na obtenção de dados contínuos em relação à profundidade e envolve uma série de técnicas e métodos com o intuito de obter informações indiretas sobre as características das rochas em subsuperfície. Os métodos e ferramentas são bastante diversos, mas os principais parâmetros utilizados principalmente na perfilagem geofísica de poços em perfurações de exploração de petróleo podem ser observados na Tabela 2.

Tabela 2 - Parâmetros geofísicos da perfilagem de poços. Fonte: Cant (1992), Kearey et al. (2009).

Parâmetro Geofísico	Propriedade Medida	Unidades	Utilidade Geológica
Potencial Espontâneo (SP)	potencial elétrico natural	milivolts	Identificação de litologias, correlação, análise da forma da curva, identificação de zonas não permeáveis.
Resistividade	resistência à circulação de corrente elétrica	ohm.metro	Estimativa de saturação de água/hidrocarboneto, identificação de carvão, permeabilidade.
Raios-gama (GR)	radioatividade natural	unidade API	Identificação de litologias, correlação, análise da forma da curva, contatos.
Sônico (DT)	tempo de trânsito de ondas compressoriais	microsegundo/metro	Identificação de zonas porosas, zonas de fraturas, identificação de litologias, correlação.
Caliper	diâmetro do furo de perfuração	centímetro	Avaliação da condição do furo, estimativas de litologia e porosidade.
Densidade (RHOB)	densidade de elétrons	g/cm ³	Porosidade, identificação de litologias, presença de gás.
Neutrônico (NPHI)	concentração de hidrogênio	% porosidade	Identificação de zonas porosas, presença de hidrocarboneto, correlação com outros parâmetros para identificação de litologias.

A partir da resposta do perfil e a característica petrofísica que ele captura é possível estabelecer padrões distintivos denominados de log-fácies⁵ (Rider 1996). No caso do perfil raios-gama, que basicamente mede o nível de argilosidade em rochas terrígenas, de acordo com a forma da curva do perfil é possível inferir contatos abruptos, granodecrescência ascendente e granocrescência ascendente. Os padrões comumente identificados nos perfis de raios-gama são chamados de cilíndrico (C), funil (CU), sino (FU), simétrico (S) e irregular (I) (Figura 5).

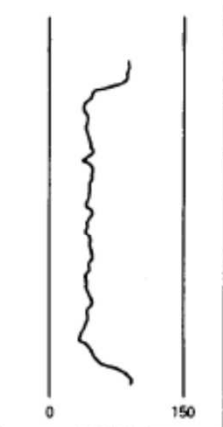
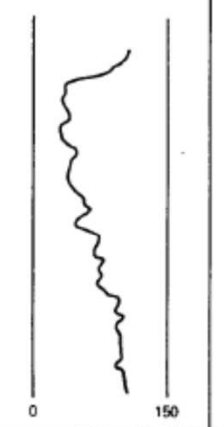
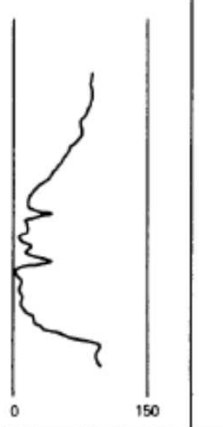
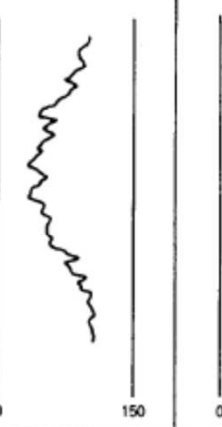
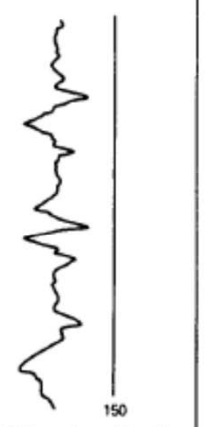
Cilíndrico (C)	Funil (CU)	Sino (FU)	Simétrico (S)	Irregular (I)
Puro e sem tendência	Topo abrupto Granocrescência ascendente	Base abrupta Granodecrescência ascendente	Base e topo gradual	Mistura de puro e impuro, sem tendência
				
eólico, fluvial entrelaçado, plataforma carbonática, recife, preenchimento de cânion submarino	espraiamento de crevasse, barra de desembocadura, ilha barreira, sequência carbonática em <i>shoaling-upward</i> , lobo de leque submarino	barra em pontal, barra de maré, canal de mar profundo, arenito de plataforma transgressiva	arenito de barra de plataforma, arenito de plataforma transgressiva, unidades CU e FU amalgamadas	planície de inundação, talude carbonático, talude clástico, preenchimento de cânion

Figura 5 - Padrões baseados nas formas do perfil raios-gama com a indicação de possíveis ambientes deposicionais. Fonte: Cant (2002).

A associação de log-fácies pode caracterizar uma tendência mais geral para um determinado intervalo analisado, ou distinguir conjuntos de padrões distintos, podendo ajudar na caracterização e evolução de ambientes deposicionais.

Para caracterização do litotipo foi utilizado a combinação dos perfis de densidade (RHOB) e neutrônico (NPHI). A curva gerada a partir do cruzamento dos perfis densidade e neutrônico é chamada de DRDN (distância relativa densidade-

⁵ O autor cita no livro o termo eletro-fácies, adaptado neste trabalho para log-fácies.

neutrônico), em que valores positivos indicam os folhelhos e os valores negativos indicam a presença de arenitos.

Para a obtenção de dados de porosidade foi utilizada a carta *CNL Compensated Neutron Log and Litho-Density Tool* (água salgada na zona saturada) (Figura 6) (Schlumberger 2009), que permite o cálculo da porosidade cruzando dados do perfil neutrônico (NPHI) e densidade (RHOB) em um gráfico de dispersão chamado de gráfico neutrônico-densidade.

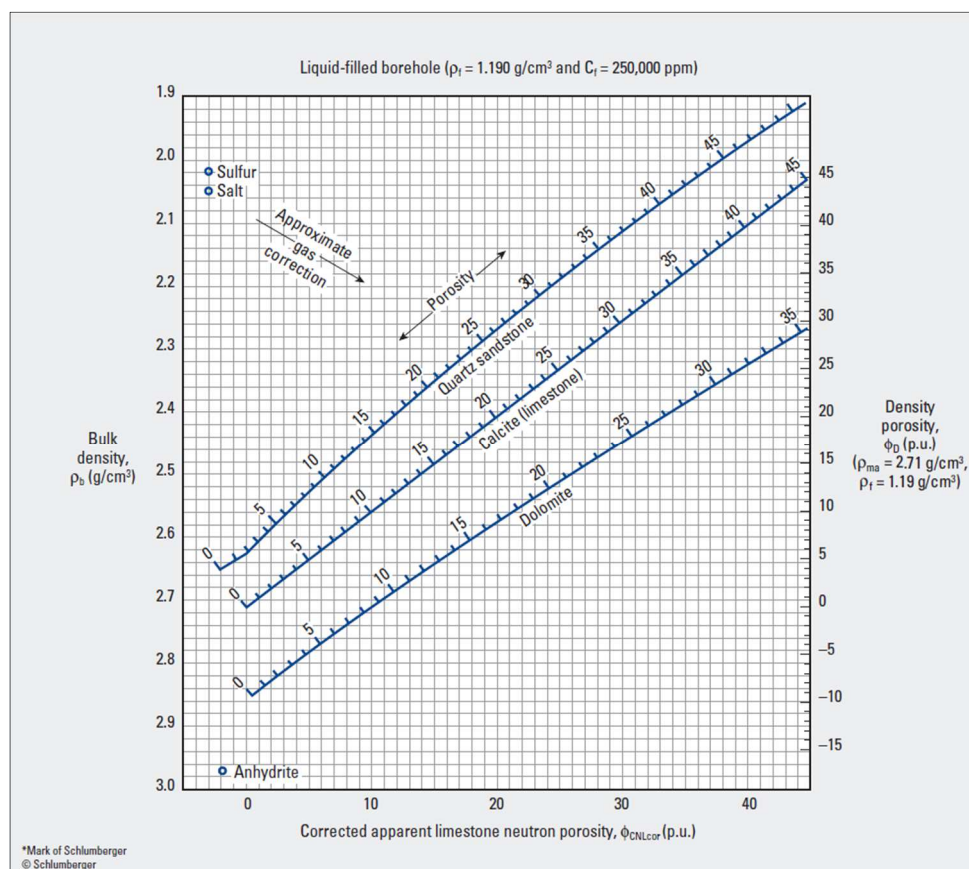


Figura 6 – Gráfico neutrônico-densidade. CNL Compensated Neutron Log and Litho-Density Tool (água salgada na zona saturada). Fonte: Schlumberger (2009).

Como os dados dos perfis geofísicos dos poços não fornecem dados diretos das propriedades petrofísicas, estes são obtidos a partir da integração dos perfis e da aplicação de transformações matemáticas baseadas em teorias e relações empíricas (Moore et al. 2011). No que diz respeito aos perfis neutrônico (NPHI) e densidade (RHOB) existem algumas incertezas relacionadas à interpretação da resposta obtida para o cálculo da porosidade, como por exemplo, a presença de uma matriz argilosa em um arenito pode acusar valores altos de porosidade no perfil neutrônico, dado a

característica dos argilominerais em adsorver moléculas de água, podendo induzir uma interpretação de porosidade superestimada (Moore et al. 2011). Outra resposta destoante em relação à porosidade ocorre quando há a presença de gás preenchendo a porosidade, chamado de efeito do gás (Smithson 2012), como o gás possui menor densidade de hidrogênio que a água ou o óleo, a presença de gás apresenta baixo valor de porosidade no perfil neutrônico, em contrapartida a zona de gás apresenta baixos valores no perfil de densidade, podendo indicar uma relativa alta porosidade.

Para o tratamento das imagens foi utilizado o programa *CorelDraw X8* e para a confecção dos mapas foi utilizado o programa *ArcGis 10.2.2*.

5 RESULTADOS

A primeira abordagem da análise dos poços buscou classificar o intervalo segundo a Estratigrafia de Sequências, com base no modelo proposto por Posamentier & Vail (1988) e Van Wagoner et al. (1988, 1990), uma vez que não foi possível reconhecer o FSST nos perfis geofísicos dos poços. Os dados de porosidade foram obtidos para cada trato de sistemas de cada um dos poços, procurando compreender a relação entre a porosidade e os diferentes ambientes deposicionais.

5.1 Estratigrafia de sequências do intervalo santoniano-eocampaniano

A interpretação da Estratigrafia de Sequências do intervalo santoniano-eocampaniano a partir dos perfis geofísicos dos poços seguiu uma sistemática que primeiramente foi definido o intervalo de estudo, com limite basal estabelecido na primeira aparição dos arenitos das log-fácies C (Figura 5) e o topo no fim de uma tendência mais geral de granocrescência ascendente observada no perfil raios-gama e em contrastes de respostas obtidas nos perfis resistividade, densidade e neutrônico. Em seguida foi feita a análise das log-fácies, definição das superfícies-chave e a classificação dos tratos de sistemas. Os dados das profundidades correspondentes ao intervalo de estudo, das superfícies estratigráficas e dos tratos de sistemas constam no Apêndice 2.

5.1.1 Log-fácies

As log-fácies foram classificadas em cilíndrico (C), funil (CU), sino (FU), simétrico (S) e irregular (I). A análise foi feita com base no perfil raios-gama, observando as tendências de variações do valor API indicadas pelas setas (Figura 7).

5.1.2 Superfícies Estratigráficas

As superfícies-chave representam os limites dos depósitos geneticamente associados (Catuneanu 2006), dessa forma as superfícies-chave indicam a mudança de um padrão deposicional. Com base na interpretação das log-fácies e suas associações foi possível identificar quatro superfícies-chave. A partir da interpretação de uma conformidade correlata na base e uma discordância subaérea no topo do intervalo analisado foi possível individualizar a sequência deposicional. Uma superfície adicional foi interpretada correlacionando lateralmente um pico positivo no perfil raios-gama com a finalidade de separar grupos de arenitos com log-fácies distintas (Figura 8) na porção inferior da sequência santoniana-eocampaniana.

5.1.2.1 Conformidade correlata

A base da sequência santoniana-eocampaniana foi definida nos poços a partir da aparição do primeiro arenito com log-fácies C. Foram interpretados como arenitos turbidíticos do Mb. Ilhabela que se depositaram sobre os folhelhos marinhos da Fm. Itajaí-Açu. Como não foi possível reconhecer o FSST, a base do intervalo foi classificada como a conformidade correlata, considerando que os turbiditos situados acima foram depositados em contexto de rebaixamento no nível de base ou em estágio de nível de mar relativamente baixo. Dessa forma, a conformidade correlata é a superfície associada à superfície de erosão subaérea, mas que não sofreu erosão por se localizar em porções submersas abaixo do nível de ação das ondas.

5.1.2.2 Superfície de regressão máxima

Esta superfície marca a mudança de uma tendência de log-fácies C e CU para as log-fácies FU e se localiza acima das ocorrências de arenitos situados na base da sequência deposicional (Figura 9). A presença de log-fácies com granodecrescência ascendente situadas acima e a ausência dos arenitos indicam que esta superfície registra o estágio inicial da transgressão marinha.

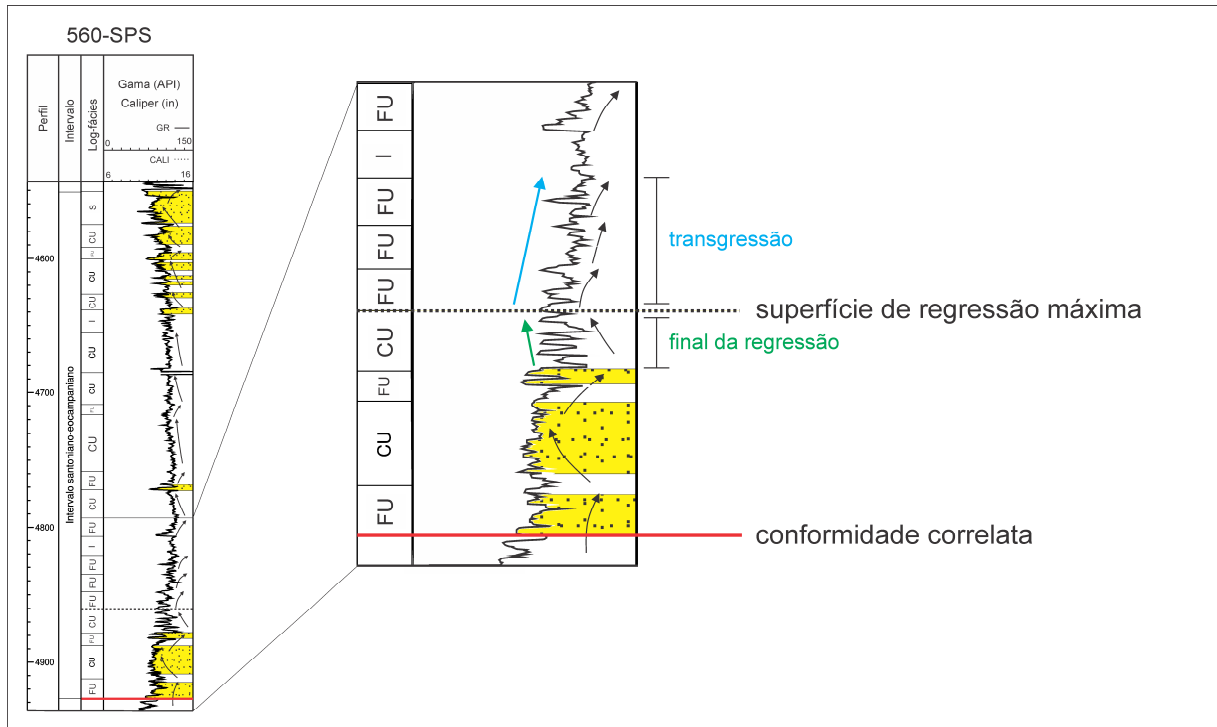


Figura 9 - Interpretação da superfície de regressão máxima do poço 560-SPS.

5.1.2.3 Superfície de inundação máxima

A superfície de inundação máxima representa o fim da tendência transgressiva e início da regressão. Foi definida com a mudança de log-fácies FU para uma tendência de log-fácies CU (Figura 10). Sua exata localização foi estabelecida a partir de um relativo máximo positivo observado no perfil raios-gama, que corresponde ao registro do maior avanço da linha de costa em relação ao continente.

5.1.2.4 Discordância subaérea

No topo da sequência santoniana-eocampaniana foi definida uma discordância subaérea, marcando o fim da tendência regressiva. O reconhecimento

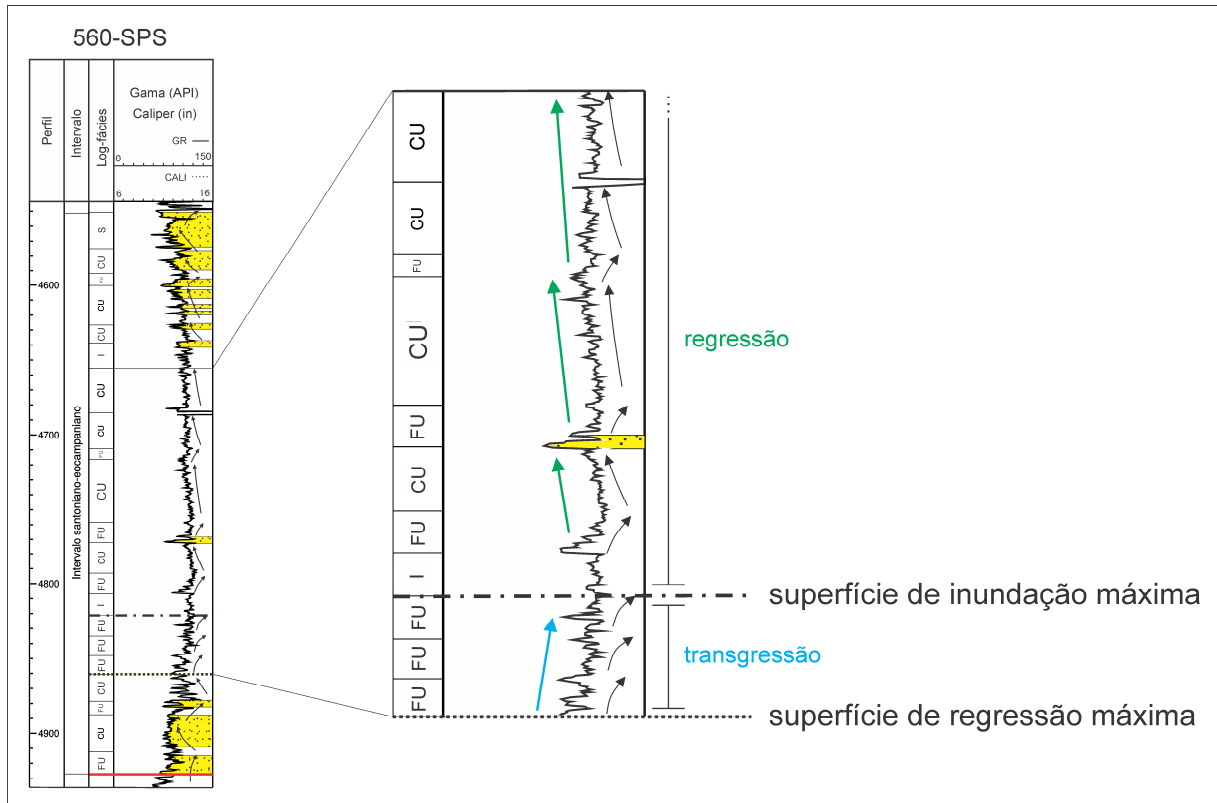


Figura 10 - Interpretação da superfície de inundação máxima do poço 560-SPS.

desta superfície foi feito com a observação integrada dos perfis raios-gama, resistividade, densidade e neutrônico, nos quais ao final da tendência regressiva possuem uma variação abrupta e iniciam um padrão distinto. A mudança brusca das respostas geofísicas indica que há uma transição repentina no padrão deposicional, interpretada como uma superfície de erosão ou hiato deposicional.

5.1.3 Tratos de sistemas

A partir da definição das superfícies-chave e da posição dentro da sequência deposicional, foi possível subdividir a sequência santoniana-eocampaniana em quatro tratos de sistemas: LST1, LST2, TST e HST, sendo o LST2 reconhecido somente nos poços na porção SW (Figura 11). A separação em dois LST é uma proposta relacionada ao modelo de Posamentier & Vail (1988), sendo LST1 associado aos leques de talude e assoalho de mar baixo e o LST2 à cunha de mar baixo.

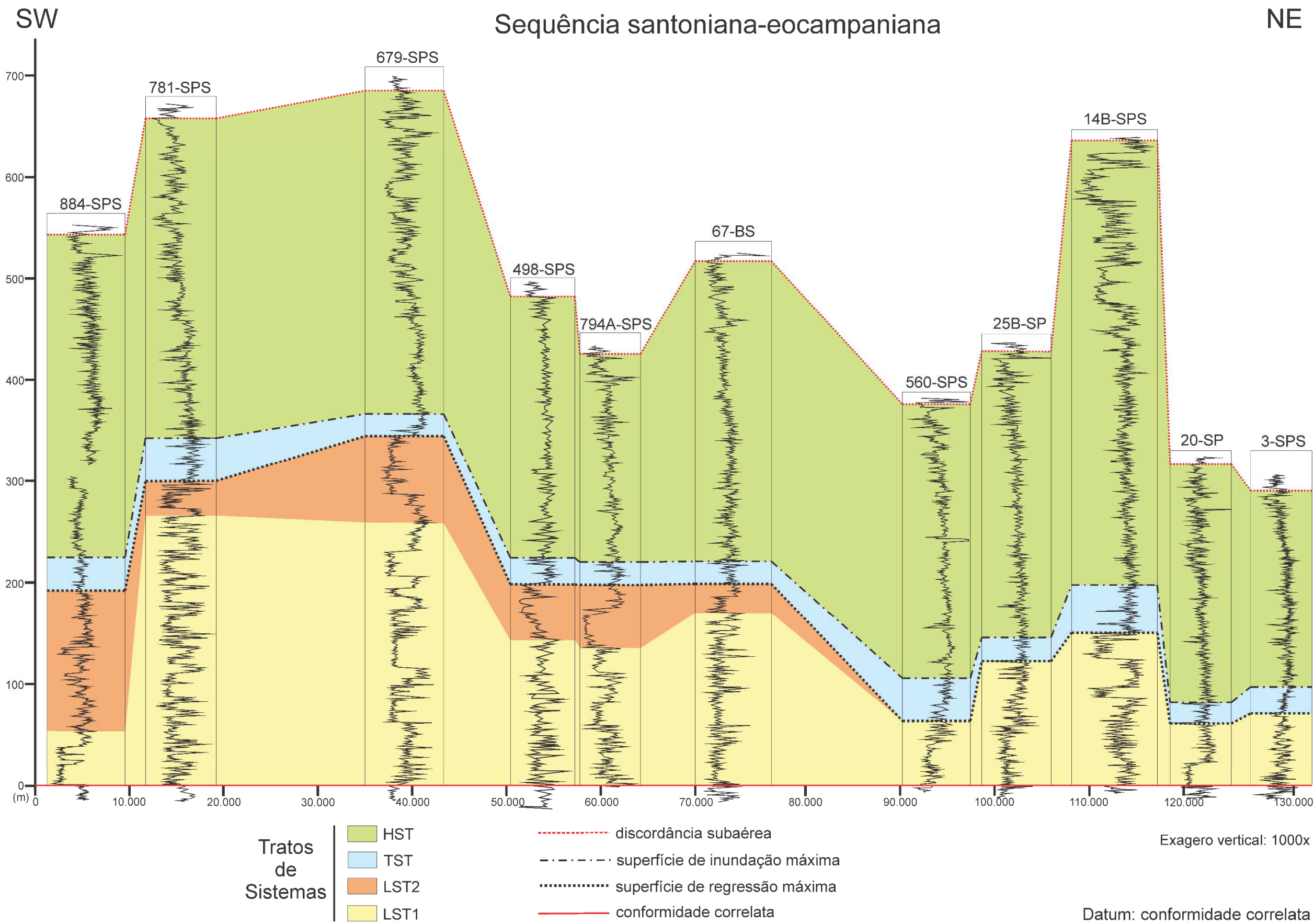


Figura 11 – Seção de correlação dos poços com a interpretação dos tratos de sistemas e as respectivas superfícies-chave.

5.1.3.1 LST1 – *Lowstand systems tract* inferior

O LST1 representa o trato de sistemas da porção basal da sequência santoniana-eocampaniana, delimitada na base pela conformidade correlata e no topo pela superfície que separa o LST2 (Figura 12) ou nos casos em que o LST2 é ausente o topo é delimitado pela superfície de regressão máxima. Compreende as rochas sedimentares depositadas em um estágio de rebaixamento do nível de base ou durante a regressão normal em nível de base relativamente baixo, indicada pelos arenitos turbidíticos das log-fácies C, associados aos turbiditos do Mb. Ilhabela.

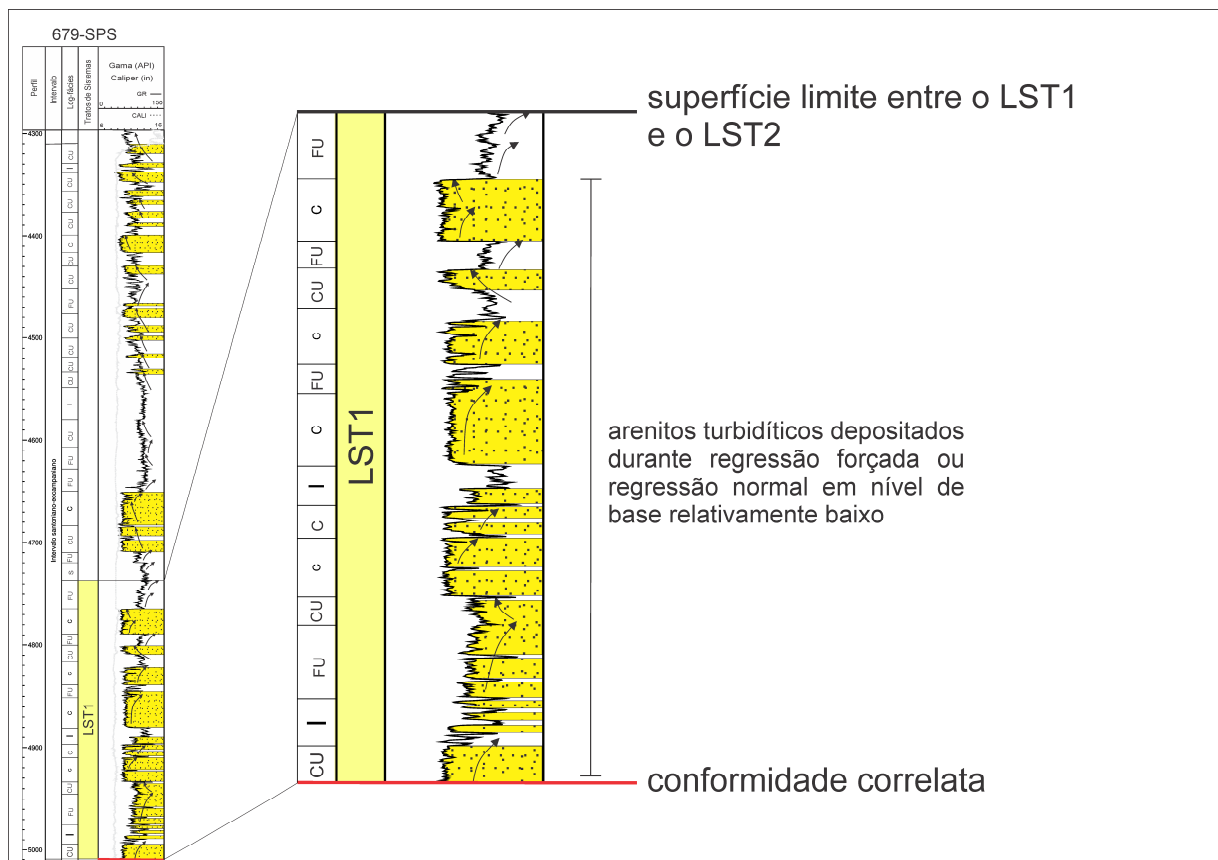


Figura 12 - LST1 do poço 679-SPS.

5.1.3.2 LST2 – *Lowstand systems tract* superior

O LST2 é um trato de sistemas situado acima do LST1, limitado na base por uma superfície informal e no topo pela superfície de regressão máxima (Figura 13). Essa classificação foi utilizada para separar arenitos depositados em ambientes

deposicionais distintos, interpretado de tal forma pela diferença de log-fácies entre eles. O LST2 só é presente nos poços situados a SW e não foi definido para os poços na porção NE.

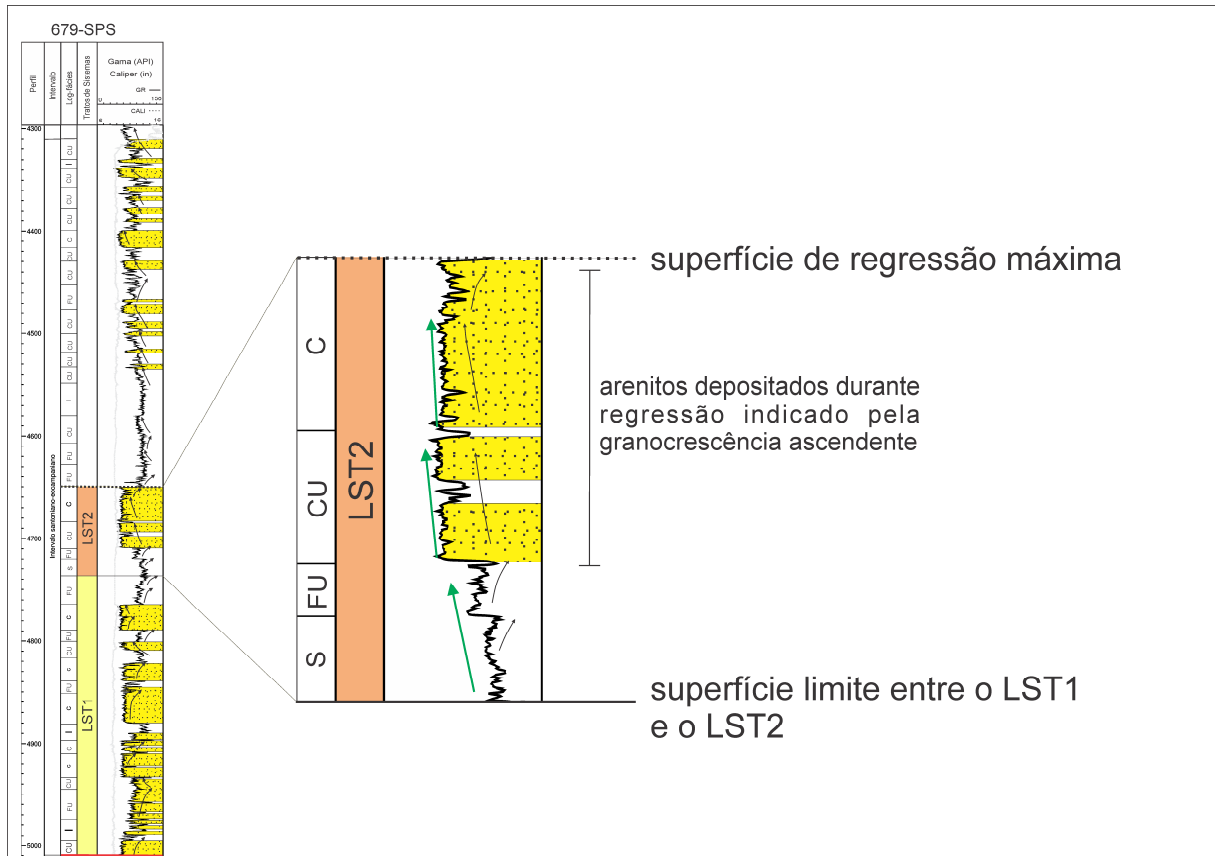


Figura 13 - LST2 do poço 679-SPS.

5.1.3.3 TST – *Transgressive systems tract*

O TST tem na sua base a superfície de regressão máxima e no topo a superfície de inundação máxima (Figura 14). É característica a ausência de arenitos neste trato de sistemas e a granodecrescência ascendente indica a deposição de fácies cada vez mais distais em direção ao topo, configurando um intervalo transgressivo.

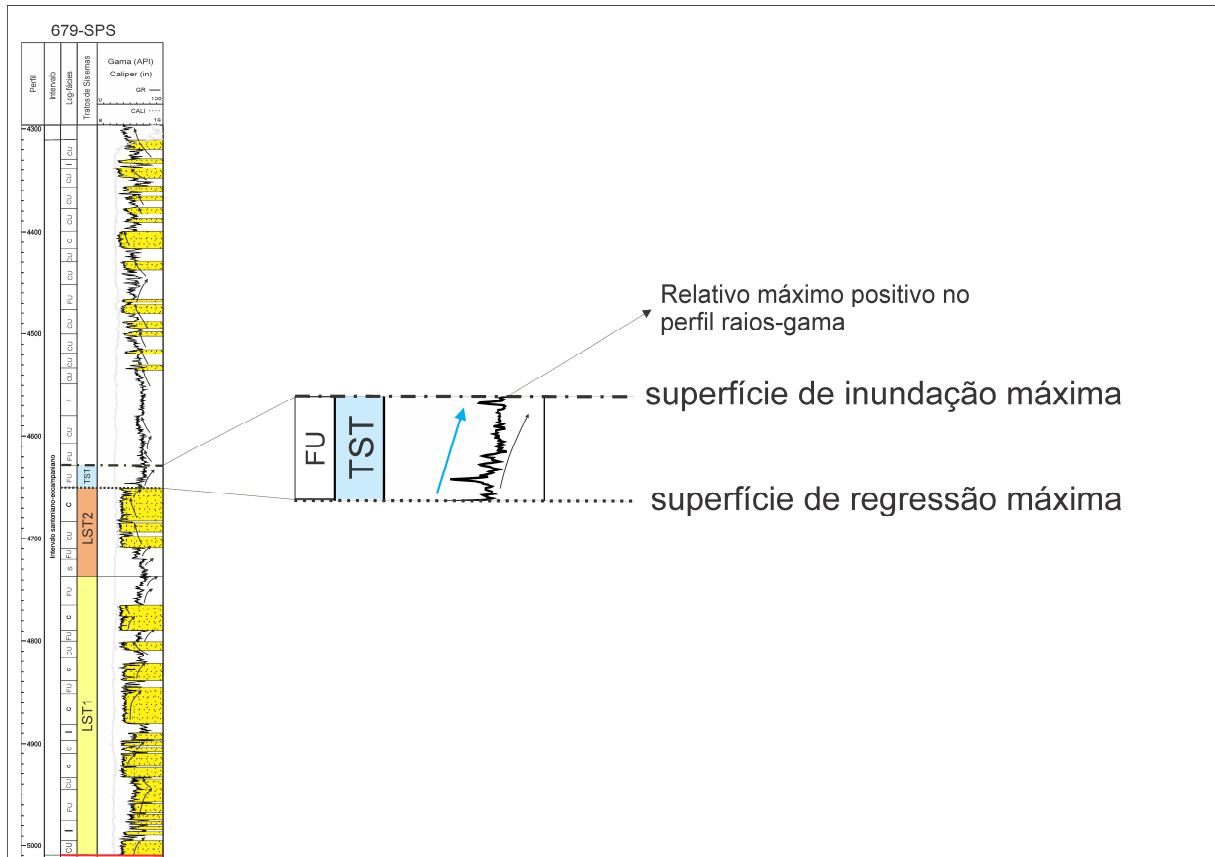


Figura 14 - TST do poço 679-SPS.

5.1.3.4 HST – *Highstand systems tract*

O HST se localiza acima do TST e segue até o topo da sequência santoniana-eocampaniana. O limite basal é marcado pela superfície de inundação máxima e o topo é definido pela discordância subaérea (Figura 15). É um trato de sistemas bastante espesso (180 a 400m) e tem como característica marcante a predominância das log-fácies CU, que indica um evento progradacional com a deposição dos arenitos no topo.

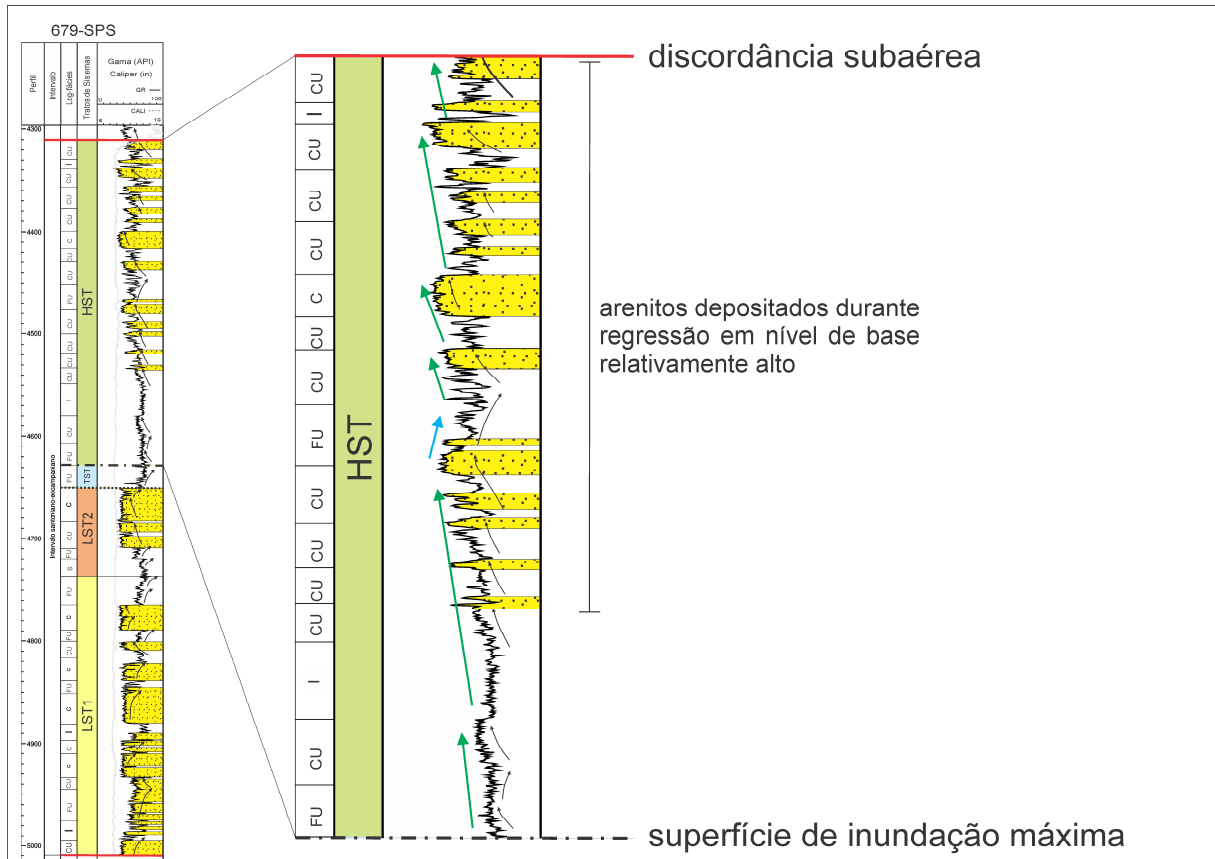


Figura 15 - HST do poço 679-SPS.

5.2 Propriedades de reservatório

A análise de porosidade foi baseada na classificação de tratos de sistemas de cada poço. Visto que os tratos de sistemas representam sistemas deposicionais distintos se buscou verificar se há algum condicionante do ambiente deposicional em relação à porosidade das rochas. Alguns trabalhos já apontaram a existência de diferenças diagenéticas de acordo com os tratos de sistemas (e.g. Morad et al. 2010, Ketzer et al. 2003, Mansurbeg et al. 2008) e como isso pode impactar na preservação, criação ou redução da porosidade.

Os dados foram obtidos dos litotipos arenosos interpretados a partir do perfil DRDN e delimitados pelos tratos de sistemas LST1, LST2 e HST. Dessa forma, os gráficos neutrônico-densidade (Figura 6) foram confeccionados tanto dos tratos de sistemas correlacionados nos poços, quanto para cada poço individualmente.

Para o LST1 de todos os poços obteve-se valores de porosidade com dispersão entre 5% e 26% com porosidade média de 18% (Figura 16).

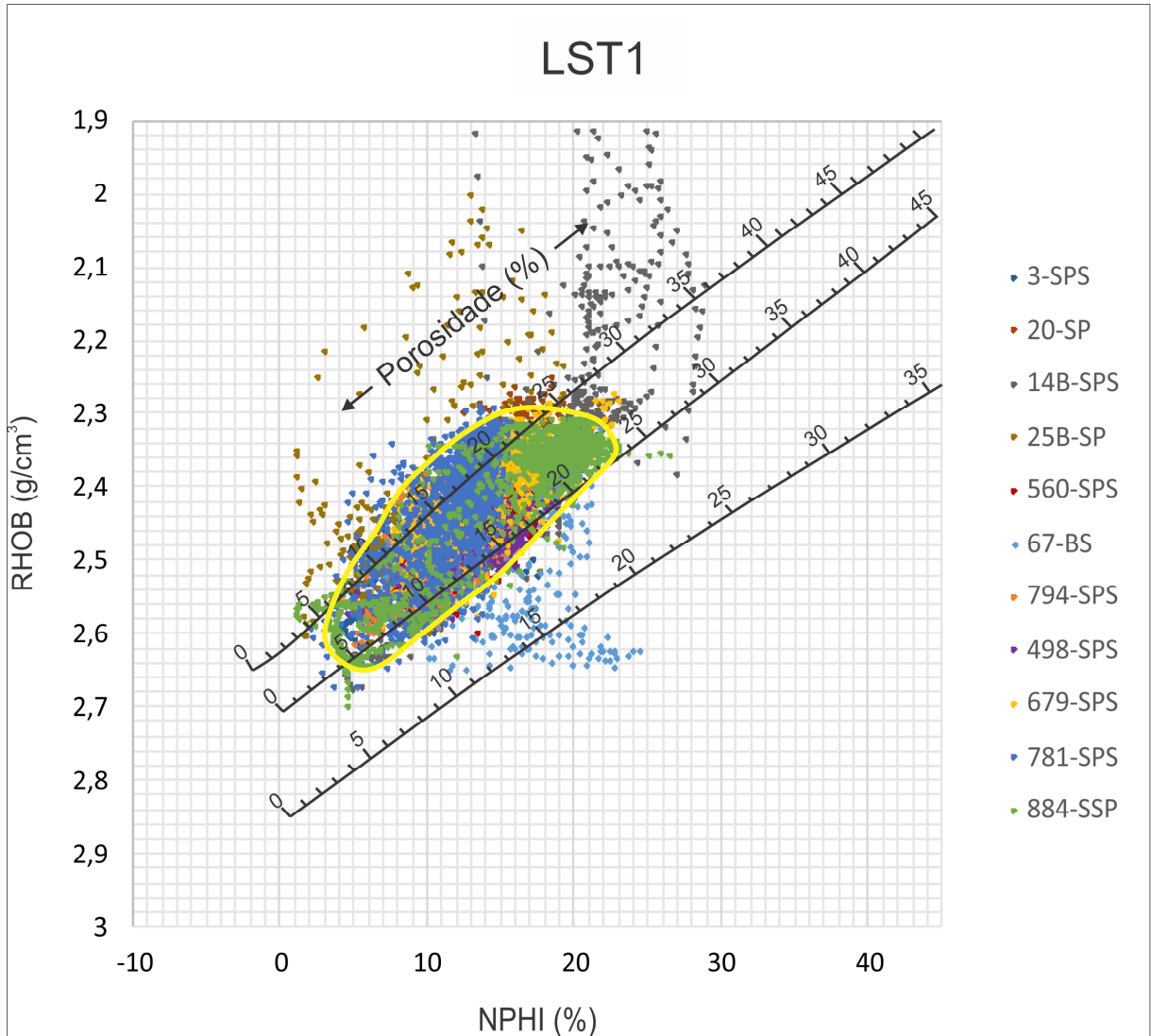


Figura 16 - Gráfico neutrônico-densidade do LST1 com a discriminação dos poços indicada por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em amarelo.

A porosidade calculada para o LST2 é restrita a seis poços e conseqüentemente possui uma quantidade menor de dados. Apresenta porosidades no intervalo de 10% a 27% com porosidade média de 21% (Figura 17).

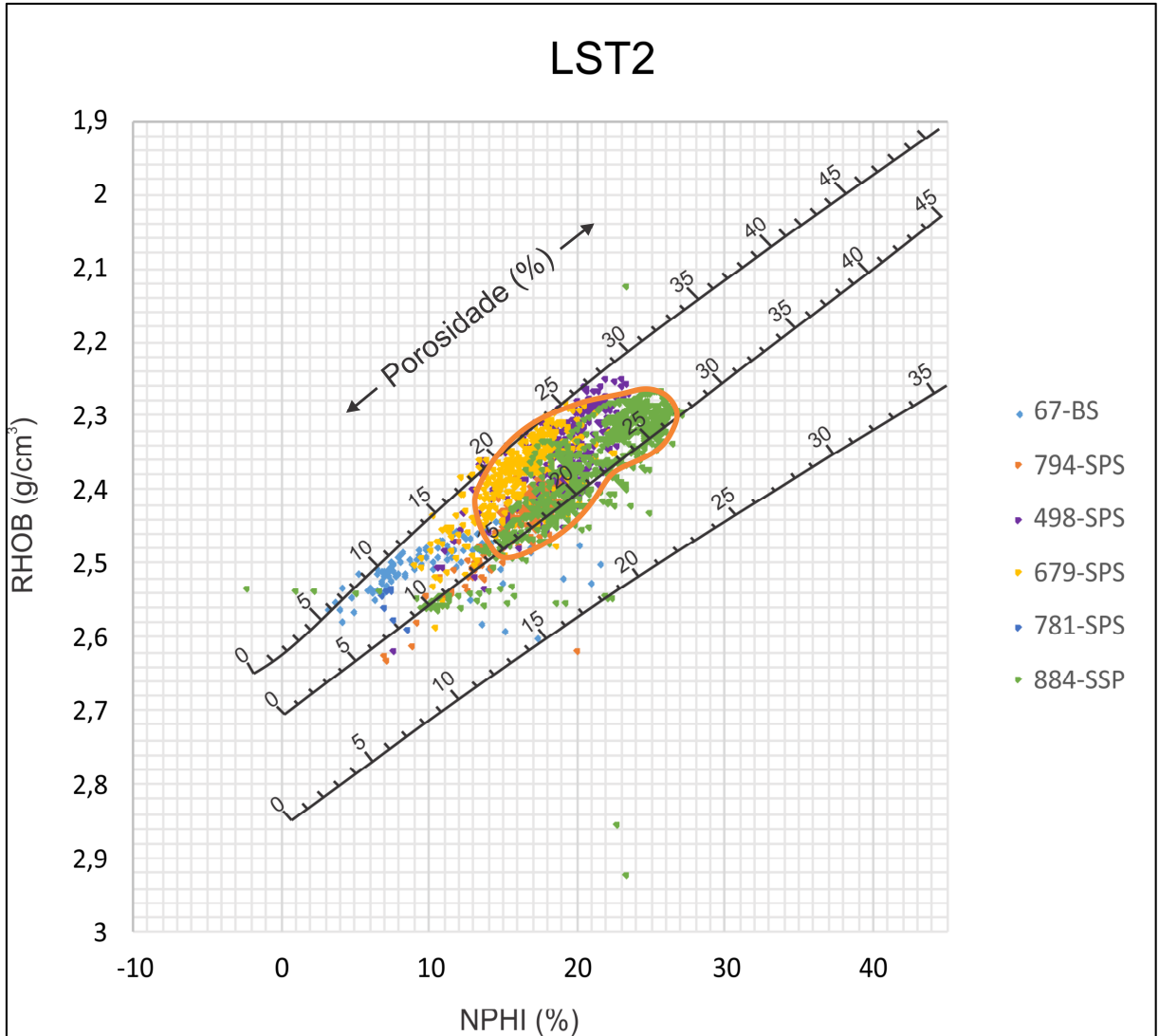


Figura 17 - Gráfico neutrônico-densidade do LST2 com discriminação dos poços indicado por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em laranja.

O gráfico de porosidade do HST demonstra uma porosidade no intervalo de 5% a 24% com porosidade média de 17%, com algumas porosidades mais elevadas obtidas no poço 884-SPS (Figura 18).

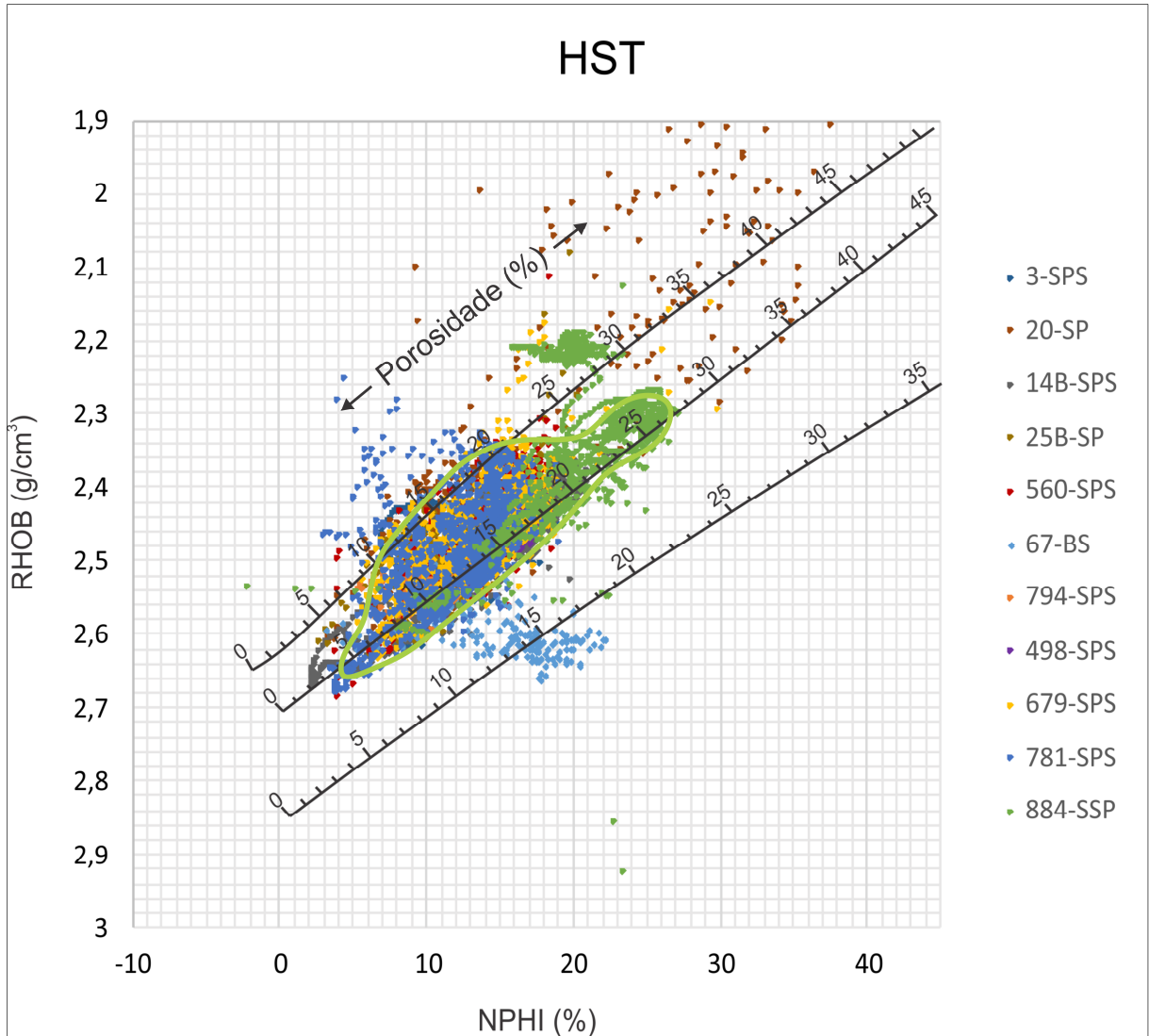


Figura 18 - Gráfico neutrônico-densidade do HST com discriminação dos poços indicado por cor e a envoltória da maior densidade da nuvem de pontos em verde.

Comparando a porosidade dos três tratos de sistemas, a porosidade média do LST2, de 21%, é um pouco maior que a porosidade média do LST1 e do HST, de 18% e 17% respectivamente. No gráfico comparando as envoltórias da maior densidade da nuvem de pontos (Figura 19) é possível verificar que o LST2 apresenta os maiores valores de porosidade, dado o deslocamento e a concentração dos pontos em valores mais altos de porosidade, possuindo dessa forma os reservatórios de melhor qualidade da sequência santoniana-eocampaniana na área de estudo. De um modo geral a comparação da porosidade dos arenitos segundo os tratos de sistemas apresentou diferenças, indicando que existe uma influência do ambiente deposicional nesta característica petrofísica da rocha.

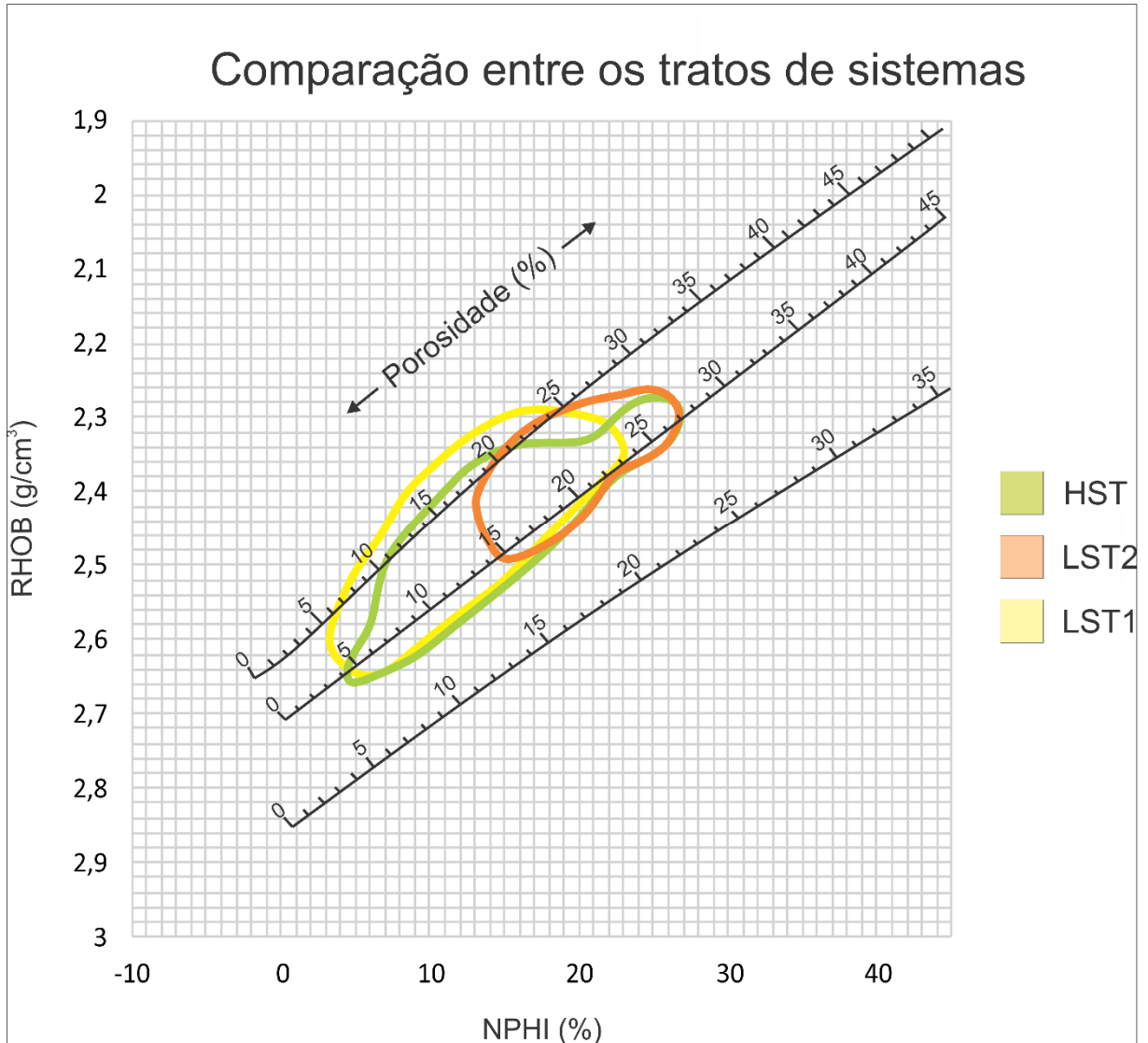


Figura 19 - Comparação da porosidade entre os tratos de sistemas.

Em uma observação mais localizada em cada um dos poços, a resposta da porosidade apresenta duas situações 1) similaridade da porosidade entre os tratos de sistemas (Figura 20A e B); 2) variação da porosidade segundo os tratos de sistemas (Figura 20C e D). Estes resultados sugerem que o controle da porosidade pode estar relacionado também a aspectos mais localizados, seja pela sua posição em relação ao ambiente deposicional (associação de fácies sedimentares), ou outros fatores como diagênese, dissolução química, percolação de fluidos, fraturas, que afetaram de forma local a porosidade da rocha.

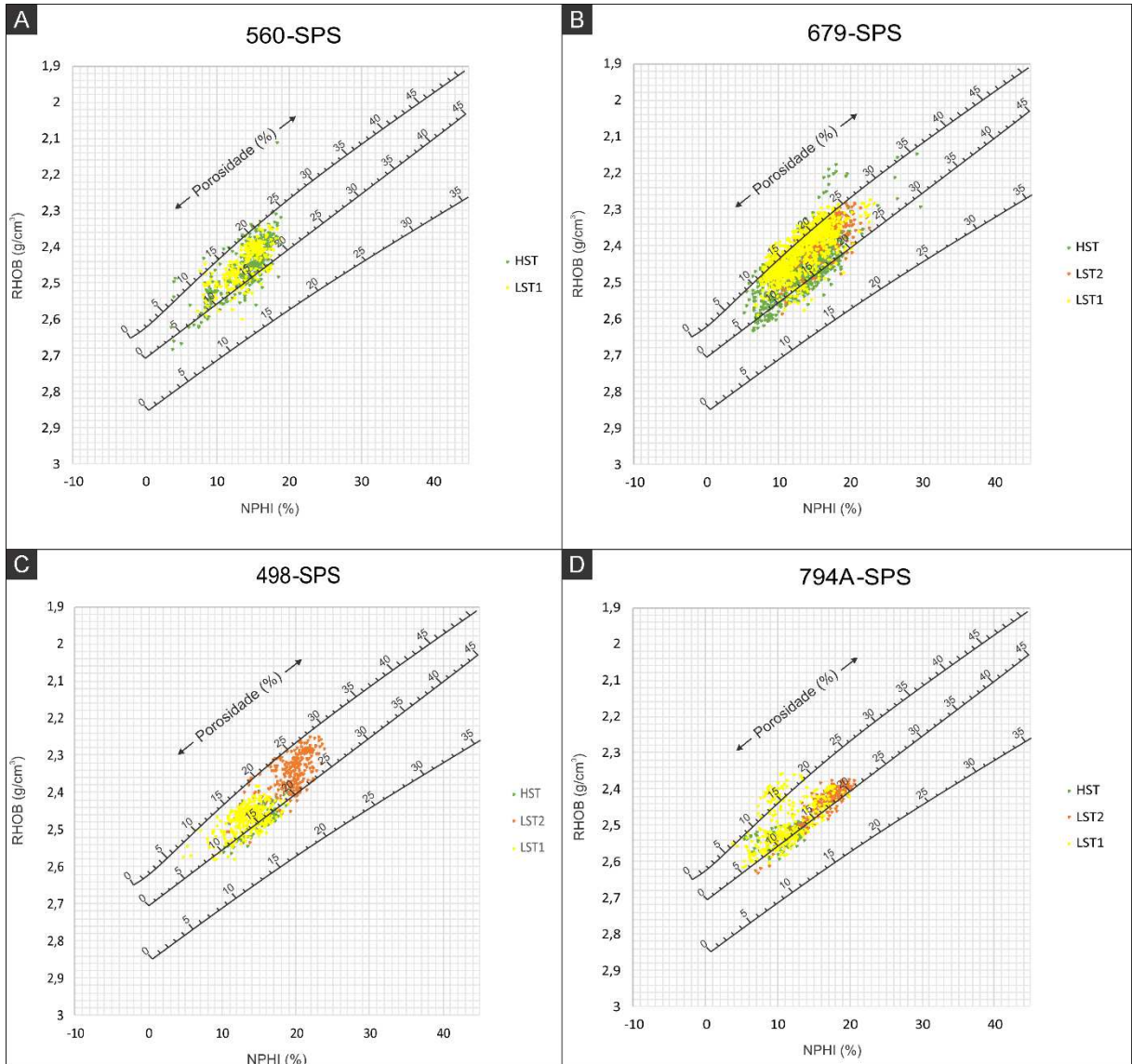


Figura 20 – Gráficos neutrônico-densidade. (A) e (B) indicando similaridades entre as porosidades dos tratos de sistemas. (C) e (D) indicando mudanças de porosidade segundo os tratos de sistemas.

Especificamente sobre a porosidade em um único trato de sistemas, seja no LST1, LST2 ou HST, a variação aparenta ter relação com as fácies sedimentares interno a cada arenito.

Os valores de porosidade anômalos com indicação de baixa densidade observados nos poços da porção NE (próximos dos campos de Merluza e Lagosta) podem ser indício da presença de gás. Outra observação é que os poços que apresentaram estes resultados demonstraram também diferenças no posicionamento do possível gás em relação aos tratos de sistemas. Os poços 14B-SPS e 25B-SP apresentam valores de baixa densidade no LST1 (Mb. Ilhabela) (Figura 21), que são os arenitos que foram identificados na base da sequência santoniana-eocampaniana,

enquanto que no poço 20-SP os valores de baixa densidade constam nos arenitos do HST (Fm. Juréia) (Figura 22), que são os arenitos do topo da seqüência santoniana-eocampaniana.

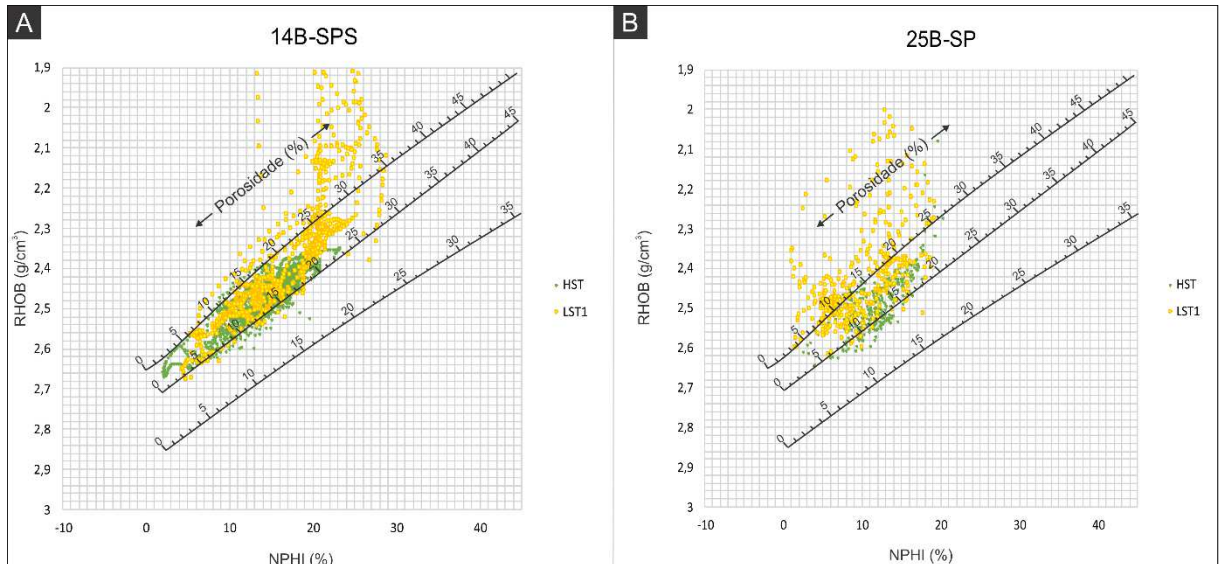


Figura 21 - Gráfico neutrônico-densidade dos poços (A) 14B-SP e (B) 25B-SP demonstrando os valores de baixa densidade nos arenitos do LST1 (cor amarela).

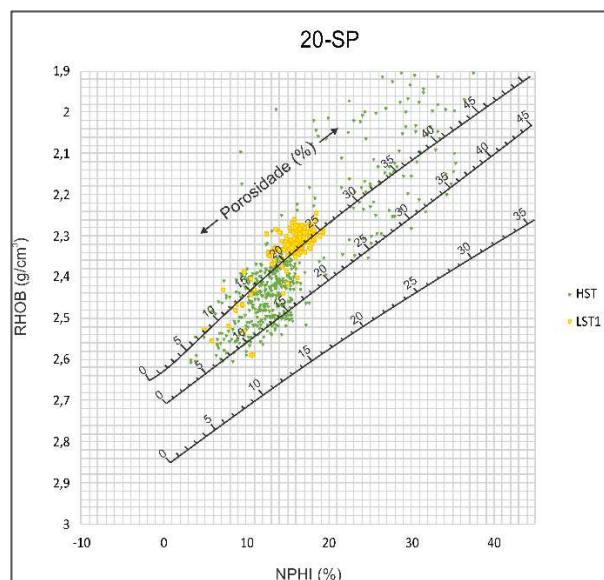


Figura 22 - Gráfico neutrônico-densidade do poço 20-SP demonstrando valores de baixa densidade nos arenitos do HST (cor verde).

A conclusão não é definitiva pois alguns destes poços com valores anômalos de baixa densidade apresentaram arrombamento do poço, observado no perfil Capiler, comprometendo a qualidade da aquisição dos dados.

6 DISCUSSÕES

6.1 Ambientes deposicionais da sequência santoniana-eocampaniana

A tentativa de caracterização de ambientes deposicionais com base nos perfis geofísicos de poços pode ocasionar uma série de erros de interpretação pelo fato das respostas geofísicas serem ambíguas, ou seja, diferentes processos sedimentares em diferentes ambientes deposicionais podem gerar uma mesma resposta geofísica (Catuneanu 2006). A fim de reduzir as incertezas é necessária a integração com outros dados como descrição de afloramentos, bioestratigrafia, sísmica, petrografia, etc. Dessa forma, os resultados obtidos neste trabalho serão complementados por dados da bibliografia com o objetivo de elaborar uma proposta mais detalhada dos ambientes deposicionais da sequência santoniana-eocampaniana da Bacia de Santos a partir da classificação dos tratos de sistemas.

De forma bastante abrangente os ambientes deposicionais propostos para o Cretáceo Superior até o recente, segundo a Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Santos (Figura 2) (Moreira et al. 2007), são definidos como costeiro, plataforma, talude e marinho profundo. Estes mesmos ambientes deposicionais são propostos para as formações litoestratigráficas do Grupo Frade (Pereira & Feijó 1994).

6.1.1 LST1 – *Lowstand systems tract* inferior

Estabelecendo como base que os arenitos das log-fácies C sejam turbiditos e que estes são os turbiditos do Mb. Ilhabela (Pereira et al. 1986, Sombra et al. 1990, Moreira et al. 2007, Assine et al. 2008, Chang et al. 2008), a geração dos turbiditos é relacionada a um contexto de rebaixamento do nível de base, porém em níveis mais profundos da bacia (Assine et al. 2008).

Segundo o modelo de Catuneanu (2006) a formação de turbiditos arenosos ocorrem em ambiente marinho profundo durante do FSST, em estágio avançado do rebaixamento do nível de base (Figura 23).

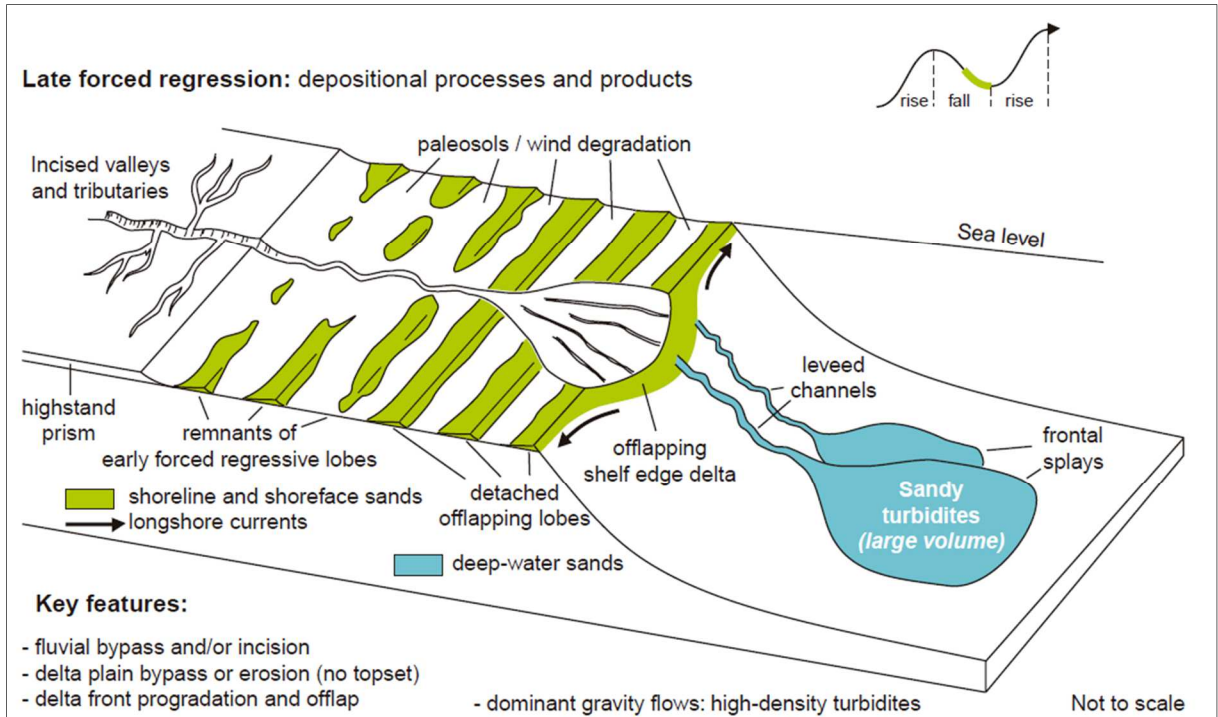


Figura 23 - Processos deposicionais e produtos do *falling-stage systems tract* (FSST) tardio. Fonte: Catuneanu (2006).

Estas informações sugerem que o ambiente deposicional dos turbiditos do Mb. Ilhabela seja o marinho profundo. No entanto, o trabalho elaborado por Viviers (1986) a partir de foraminíferos bentônicos e outros microfósseis recuperados dos poços indica paleobatimetria de ambiente parálico a nerítico raso (plataforma) para pelitos da sequência santoniana-eocampaniana (Figura 24). A presença principalmente dos ostracodes *Cytheridae* lisos e ornamentados e o palinomorfo *Dynogymnium sp.* são os principais indicadores para a proposta de um ambiente parálico a marinho raso na porção central da Bacia de Santos.

GÊNEROS CARACTERÍSTICOS	AMBIENTES	CONTINENTAL	PARÁLICO	NERÍTICO			BATIAL
				RASO	MÉDIO	PROFUNDO	SUP./MÉD.
FORAMINÍFEROS	BENTÔNICOS:						
	<i>Haplophragmoides</i>		—				
	<i>Ammobaculites</i>			—			
	<i>Lenticulina</i>				—		
	<i>Reophax</i>		---				
	<i>Epistominia</i>				—		
	<i>Textularia</i>				---		
	<i>Gavellinella</i>				---		
	Bullminidae				---		
	<i>Trifarx</i>					—	
	<i>Gaudryna</i>					—	
	<i>Dorothyia</i>					—	
	<i>Siphogenerinoides</i>					---	
	<i>Eggerella</i>					—	
	<i>Trochammina</i>					—	
	<i>Quadrinorphina</i>					—	
	<i>Cyclammina</i>					—	
	<i>Globorotalites</i>					—	
	<i>Lingulogavellinella</i>					—	
	<i>Ramulina</i>					—	
	<i>Verneulinoides</i>					—	
	<i>Anomalina</i>					—	
	<i>Orithostella</i>					—	
	<i>Ammodiscus</i>					—	
	<i>Glomospira</i>					—	
<i>Hormosira</i>					—		
<i>Ciavullina</i>					—		
<i>Rzehakina</i>					—		
PLANCTÔNICOS:							
<i>Heterohelix</i> spp.					---		
<i>Favosella</i> spp.					---		
<i>Hedbergella</i> spp.					---		
<i>Whitella</i> spp.					---		
<i>Dicarinella</i> spp.					---		
<i>Marghinotruncana</i> spp.					---		
<i>Rotalipora</i> spp.					---		
OSTRACODES	Cytheridae ilhas		---				
	Cytheridae ornamentados		---				
	<i>Brachyocythere</i>		---				
	'Conchoecia'		---				
OUTROS	Oogonias algas carófitas		---				
	Micromoluscos		---				
	Prismas de Inoceramus		---				
	Espinhas de echinoides		---				
	Fragmentos de ostreoides		---				
	Fragmentos de ammonoides		---				
	Radiaários		---				
PALINÓMORFOS	<i>Asterbla</i> sp.		---				
	<i>Dynogymnium</i> sp.		---				
	<i>Acrifarx</i>		---				
	<i>Deflandrea echinoides</i>		---				
	<i>Oligosphaeridium</i> sp.		---				
	<i>Deflandrea striata</i>		---				
	<i>Paleocystodinium</i> sp.		---				
<i>Hysterothosphaeridium aspritosantensis</i>		---					

Figura 24 - Caracterização dos ambientes deposicionais com base em foraminíferos, ostracodes e palinórmfos. Destaque em vermelho os foraminíferos, ostracodes e palinórmfos descritos na sequência santoniana-eocampaniana. Modificado de Viviers (1986).

Em um estudo sobre a bioestratigrafia do Santoniano-Maastrichtiano na Bacia de Santos, Fauth et al. (2012) apresentam dados de ostracodes, carófitas e palinórmfos. Especificamente sobre o intervalo santoniano-eocampaniano os autores identificaram intervalos de ostracodes que foram classificados como ostracodes parálícos (Figura 25). Fauth et al. (2012) também citam que o registro de

Brachycythere, indicado no início do Santoniano Médio, remete a ambientes mais rasos pela preferência deste ostracode por ambiente marinho raso.

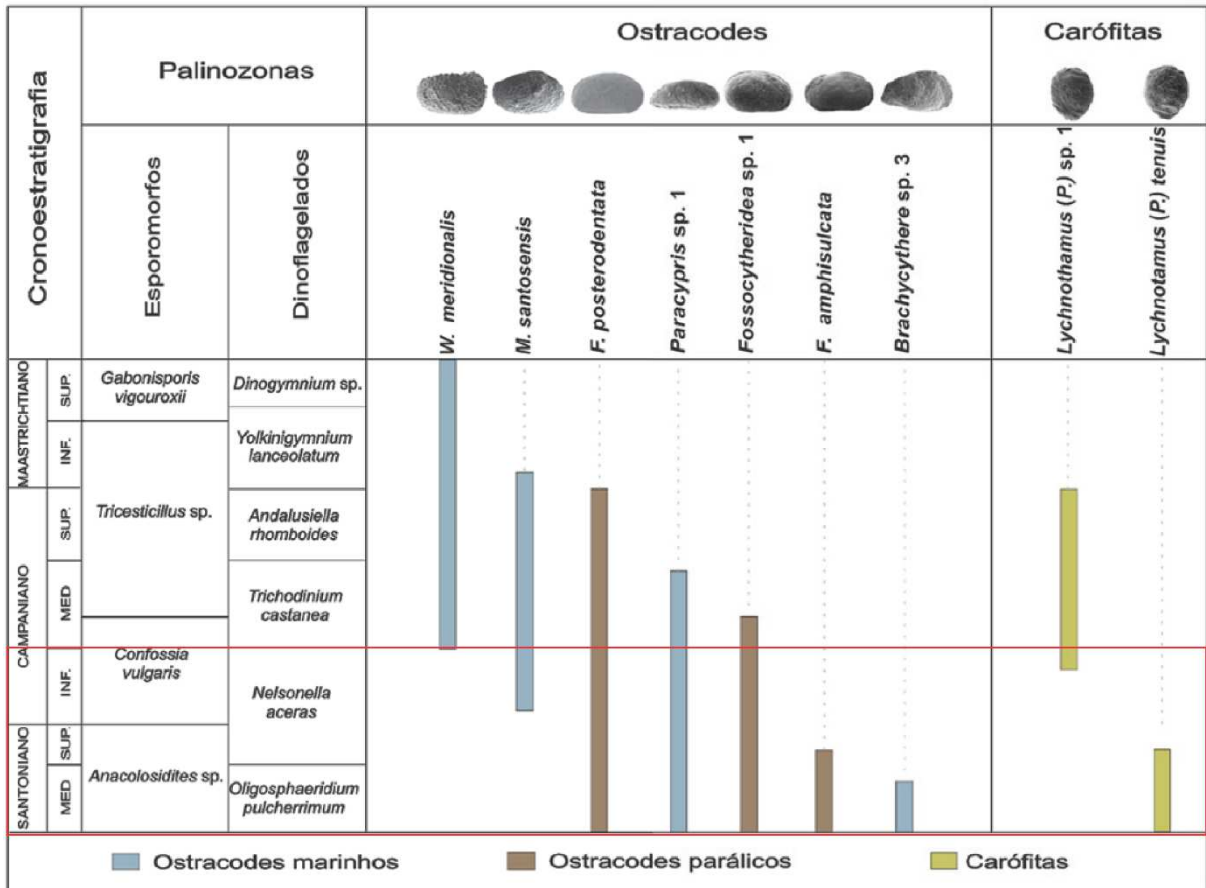


Figura 25 - Distribuição estratigráfica das espécies-guia de ostracodes e carófitas no intervalo santoniano-maastrichtiano da Bacia de Santos. Destaque em vermelho o intervalo de estudo deste trabalho. Modificado de Fauth et al. (2012).

De acordo com a reconstrução paleogeográfica para o Eo-santoniano, Viviers (1986) demonstra que durante esta idade a região central da Bacia de Santos não chegou a desenvolver os ambientes nerítico profundo e batial superior (Figura 26).

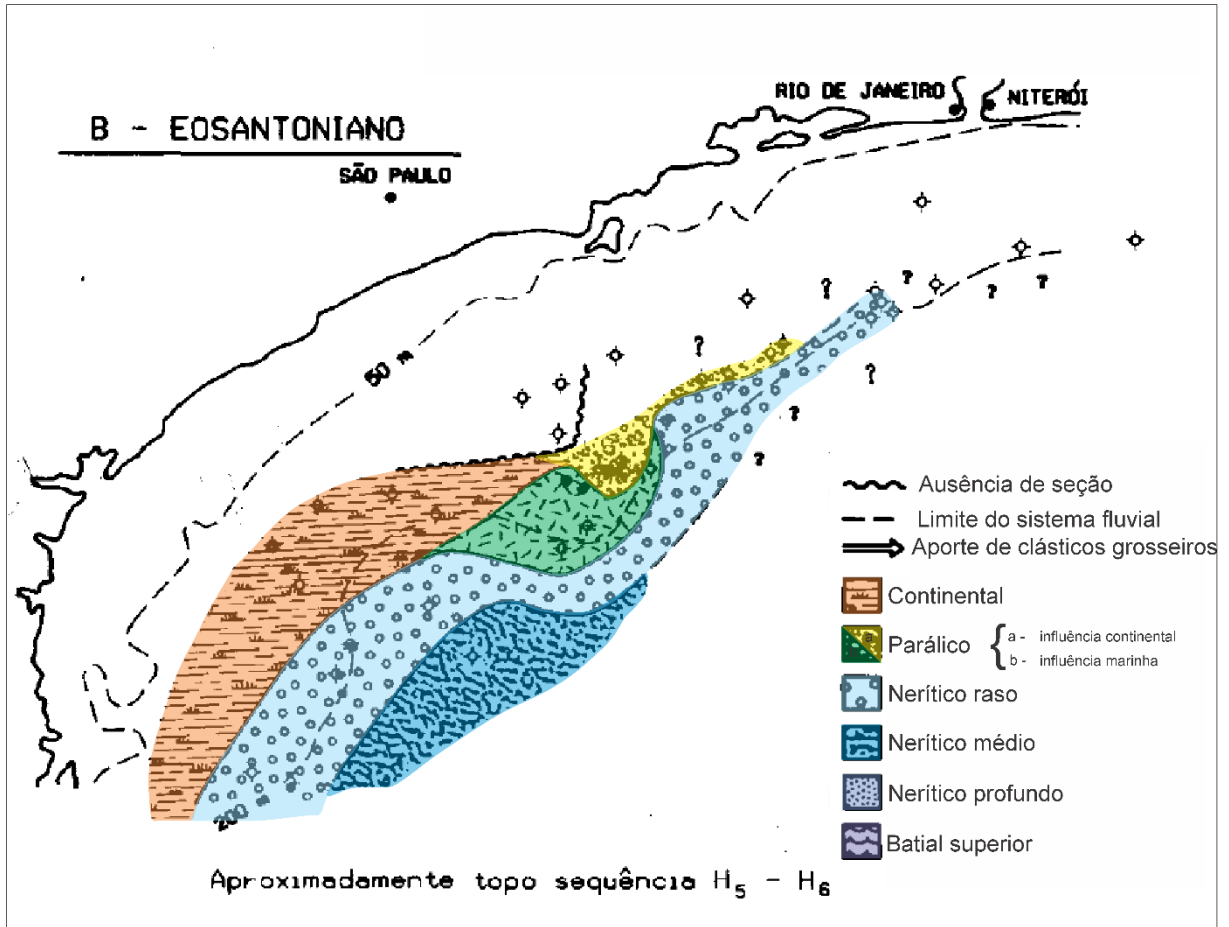


Figura 26 - Reconstrução paleoambiental do Eosantoniano. Modificado de Viviers (1986).

Esta informação paleoambiental é conflitante com a proposta de ambiente deposicional dos turbiditos indicada por Assine et al. (2008) e com o modelo dos turbiditos formados durante o FSST (Catuneanu 2006).

Feita estas considerações acerca do ambiente deposicional do LST1, a proposta elaborada é que os turbiditos do Mb. Ilhabela sejam turbiditos formados em rampa submarina alimentada por delta (Heller & Dickinson 1985). Estes turbiditos são formados quando há um evento de progradação de um delta sobre uma inclinação suficiente para desestabilizar os sedimentos depositados e serem mobilizados na forma de correntes de turbidez. Esta hipótese é compatível com a presença dos turbiditos indicados pelas log-fácies C no LST1 e com a proposta paleoambiental citada acima.

Uma das principais diferenças entre os turbiditos de leque submarino alimentados por cânion - geralmente formados em ambiente marinho profundo - dos turbiditos de rampa submarina alimentada por delta é que no primeiro caso a fonte de

sedimento é restrita a um canal principal que transporta sedimento bacia a dentro, enquanto que no segundo caso há uma série de canais alimentando os sistemas turbidíticos (Figura 27). Haller & Dickinson (1985) também discutem as associações de fácies de cada modelo, que no modelo de leque submarino alimentado por delta as fácies de canal são praticamente ausentes e os arenitos dos leques tendem a apresentar maior continuidade lateral. A informação da arquitetura e a interconectividade dos estratos arenosos é de relevante importância na caracterização das rochas reservatório.

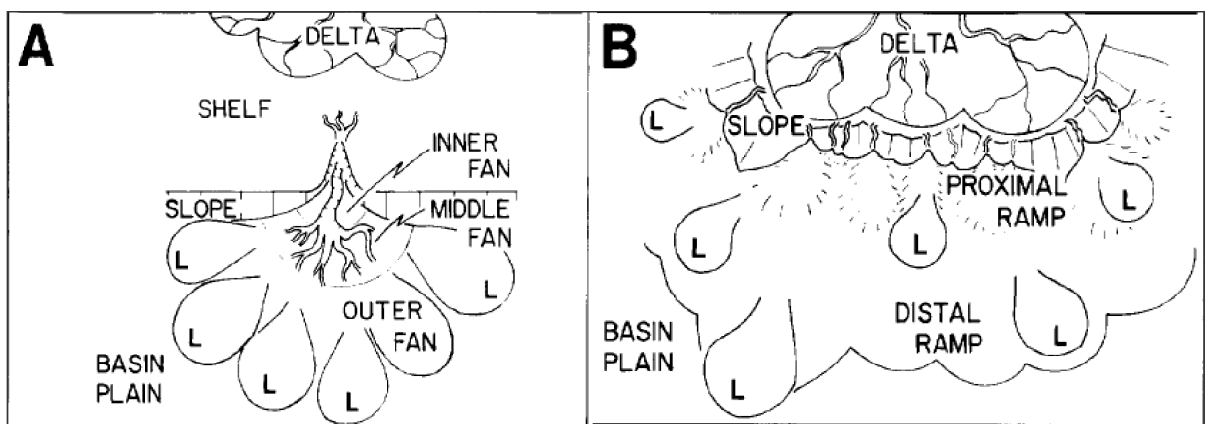


Figura 27 – Estilos contrastantes de sistemas turbidíticos. (A) Leque submarino alimentado por cânion. (B) Lobos turbidíticos em rampa submarina alimentada por delta. Fonte: Heller & Dickinson (1985). L=lobo.

6.1.2 LST2 – *Lowstand systems tract superior*

O LST2 foi individualizado por apresentar arenitos das log-fácies C e CU com padrão interno de granocrescência ascendente (Figura 8). Como este trato de sistemas é situado acima do LST1 e possui no seu limite superior a superfície de regressão máxima, entende-se que este trato de sistemas foi depositado em um contexto de regressão normal com nível do mar relativamente baixo.

O padrão de granocrescência ascendente interno aos arenitos sugere a hipótese de serem arenitos de um avanço progradacional sobre o LST1. As fácies de uma progradação deltaica/costeira tendem a apresentar um padrão de granocrescência ascendente na medida em que as fácies de prodelta/offshore são cobertas pelas fácies de barra de desembocadura da frente deltaica/shoreface e

foreshore. O pico radioativo que serviu para correlacionar a base do LST2 pode ser indicativo das fácies de prodelta ou offshore (Figura 28).

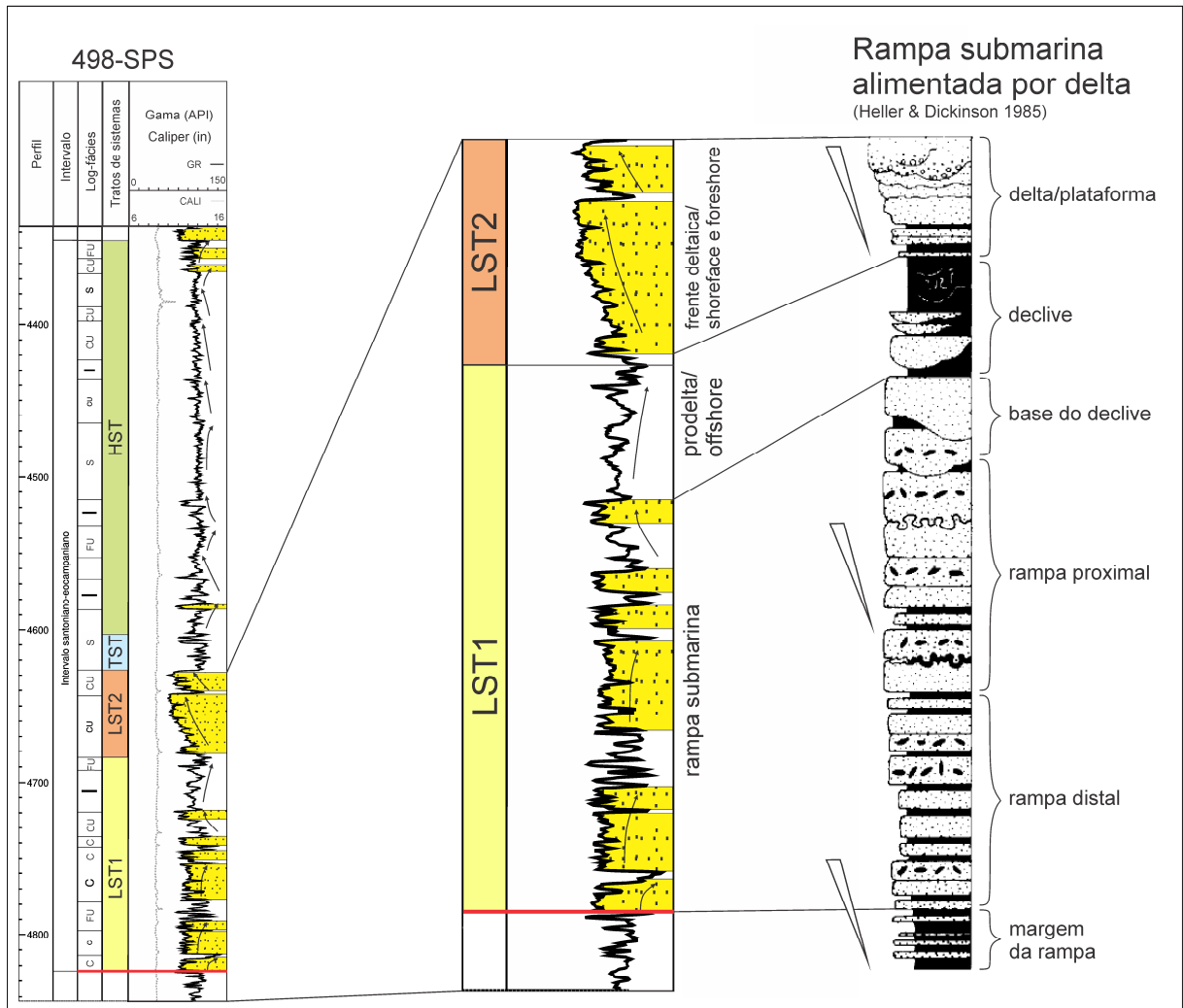


Figura 28 - Comparação do LST1 e LST2 do poço 498-SPS com a coluna estratigráfica esquemática elaborada por Heller & Dickinson (1985).

A sugestão de que os arenitos do LST2 sejam costeiros está relacionada com a deposição em um estágio de avanço da linha da costa em direção ao mar. O fato desse trato de sistemas não ocorrer nos poços localizados a NE possivelmente estaria associado à orientação da paleolinha de costa (Figura 29), que possuía uma direção mais a N-S que a atual. Observando a orientação dos poços analisados, é possível que fácies costeiras não tenham atingido as porções mais profundas indicada pelos poços a NE.

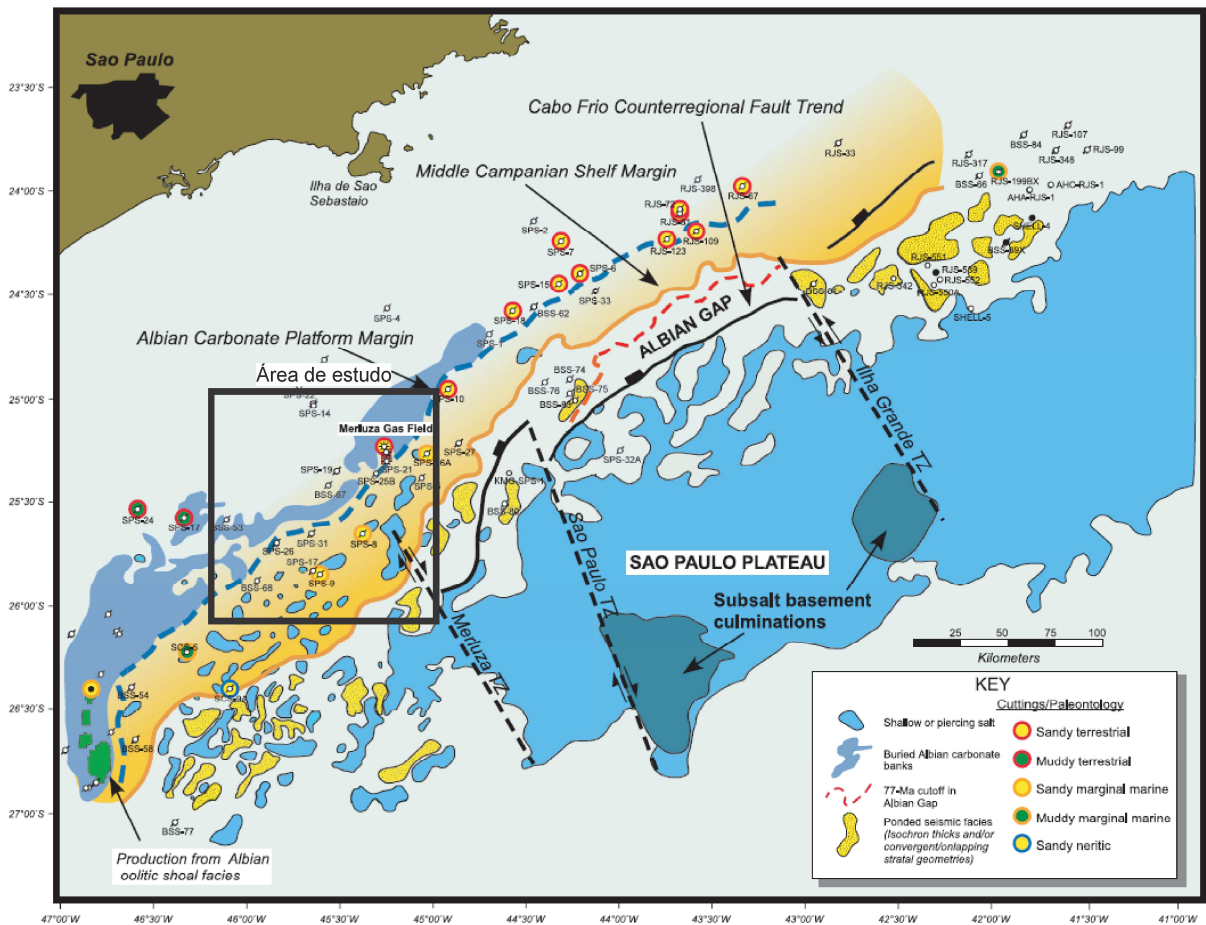


Figura 29 - Paleogeografia do Campaniano Médio. Fonte: Modica & Brush (2004).

As considerações acima sugerem, portanto, que possivelmente nem todos os arenitos do Mb. Ilhabela sejam turbiditos, visto que os arenitos do LST2 aparentemente são de origem deltaica ou costeira.

6.1.3 TST – *Transgressive systems tract*

O TST é marcado pelo aumento do nível relativo do mar, onde a geração do espaço de acomodação é superior ao aporte sedimentar, gerando feições retrogradantes. O ambiente deposicional pode estar relacionado à regressão deltaica ou ao recuo da linha da costa em direção ao continente. Não foi possível extrair maiores informações a partir dos perfis geofísicos dos poços, mas Viviers (1986) cita um débil pulso transgressivo no extremo sul e norte da Bacia de Santos na sequência santoniana-eocampaniana, que pode estar relacionada a esta transgressão.

6.1.4 HST – *Highstand systems tract*

O padrão as log-fácies CU predominante em todo HST para todos os poços sugere um evento progradação de abrangência regional. Segundo os dados de paleoambiente apresentados acima o ambiente deposicional sugerido é o marinho raso/costeiro. Em alguns poços (14B-SPS, 67-BS, 679-SPS, 781-SPS) apresentam arenitos com log-fácies CU e FU no topo que podem representar algumas feições mais continentais (fluvial?).

6.2 Influência da tectônica do sal na sedimentação

A tectônica do sal exerceu um papel fundamental na evolução da Bacia de Santos durante a fase drift, controlando padrões deposicionais e gerando diversos domínios extensionais e compressionais, desde a borda continental até o limite da crosta continental-oceânica em águas profundas (Mohriak et al. 2008).

Uma estrutura importante da tectônica do sal na Bacia de Santos é a Falha de Cabo Frio (Figura 3), que é uma falha lítrica com mergulho em direção ao continente formada durante a migração do sal para porções mais distais da bacia (Mohriak et al. 2008). A migração do sal ocasionou o deslocamento dos carbonatos do Albiano para leste, gerando a feição chamada de Lacuna do Albiano (Figura 30) (Assine et al. 2008). Ge et al. (1997) associam a migração do sal a grandes progradações clásticas que ocorreram durante o Cretáceo Superior, causando a deflação do sal por sobrecarga sedimentar e gerando estrutura em *rollover* das camadas acima.

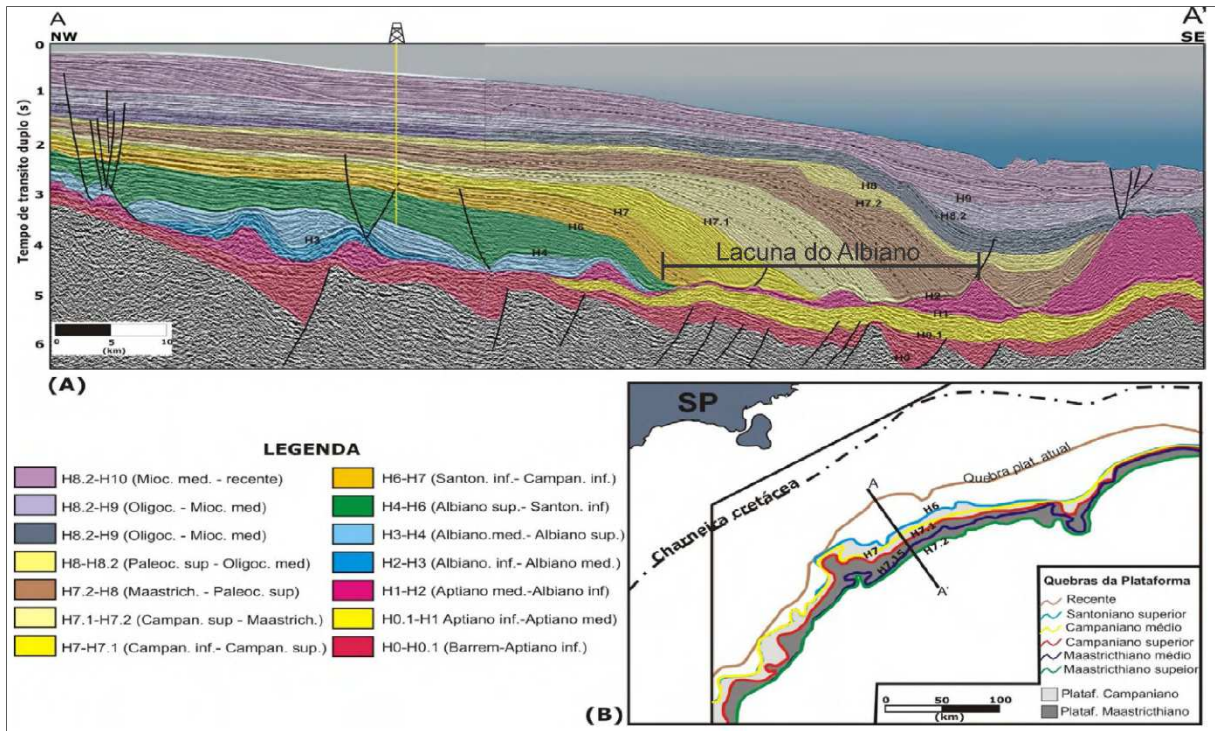


Figura 30 - Seção sísmica com a interpretação das seqüências deposicionais. Destaque para a estrutura *rollover* das seqüências H6 a H7.2 e a indicação da Lacuna do Albiano. Fonte: Modificado de Correa (2009).

Sobre a tectônica do sal e a geração do espaço de acomodação para a deposição da seqüência santoniana-eocampaniana, levantou-se a hipótese de que o paleorelevo na época de deposição dos turbiditos do Mb. Ilhabela seria condicionado pela halocinese, visto que o ambiente de deposição não sugere a posição de talude e que deveria ter um declive para a formação dos leques submarinos alimentados por delta. Para elucidar essa questão foi elaborada uma seção de correlação tendo como datum a superfície de inundação máxima. Essa seção demonstra uma superfície irregular na base da seqüência santoniana-eocampaniana, provavelmente condicionada pela halocinese. (Figura 31).

A seção demonstra ainda um depocentro na porção SW, representado pela maior espessura do LST1 e LST2, e uma diminuição da espessura desses tratos de sistemas para os poços a NE. Essas feições do paleorelevo podem estar relacionadas com a tectônica do sal, havendo a migração do sal para porções mais distais da bacia, gerando o espaço de acomodação e o alto paleobatimétrico a NE.

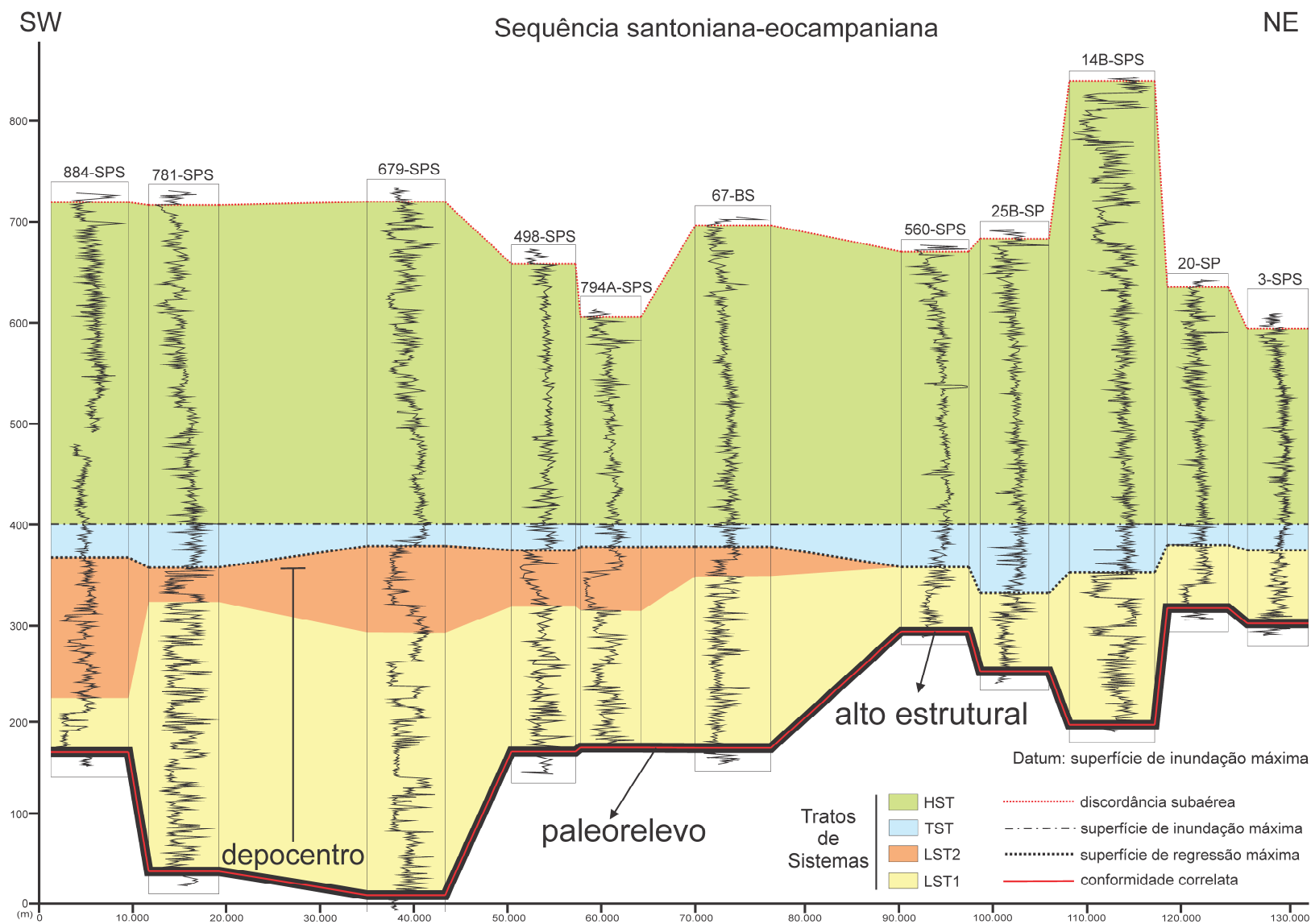


Figura 31 - Seção de correla o dos poços com *datum* na superfície de inunda o máxima, destacando depressão preenchida pelos arenitos Ilhabela a sudoeste.

A deflação do sal seria responsável por formar tanto a declividade necessária para a geração dos turbiditos em rampa submarina alimentados por delta quanto por gerar um depocentro localizado que foi posteriormente preenchido pelos sedimentos do LST1 e LST2 ainda em ambiente plataformal/costeiro.

Assine et al. (2008) citam duas lacunas do Albiano, classificadas como AG-1 e AG2 (Figura 32), que demonstram regiões com significativo afinamento das camadas de sal. O AG-1 seria formado no intervalo cenomaniano/turaniano e o espaço de acomodação gerado pela migração do sal foi preenchido pelos turbiditos do Mb. Ilhabela.

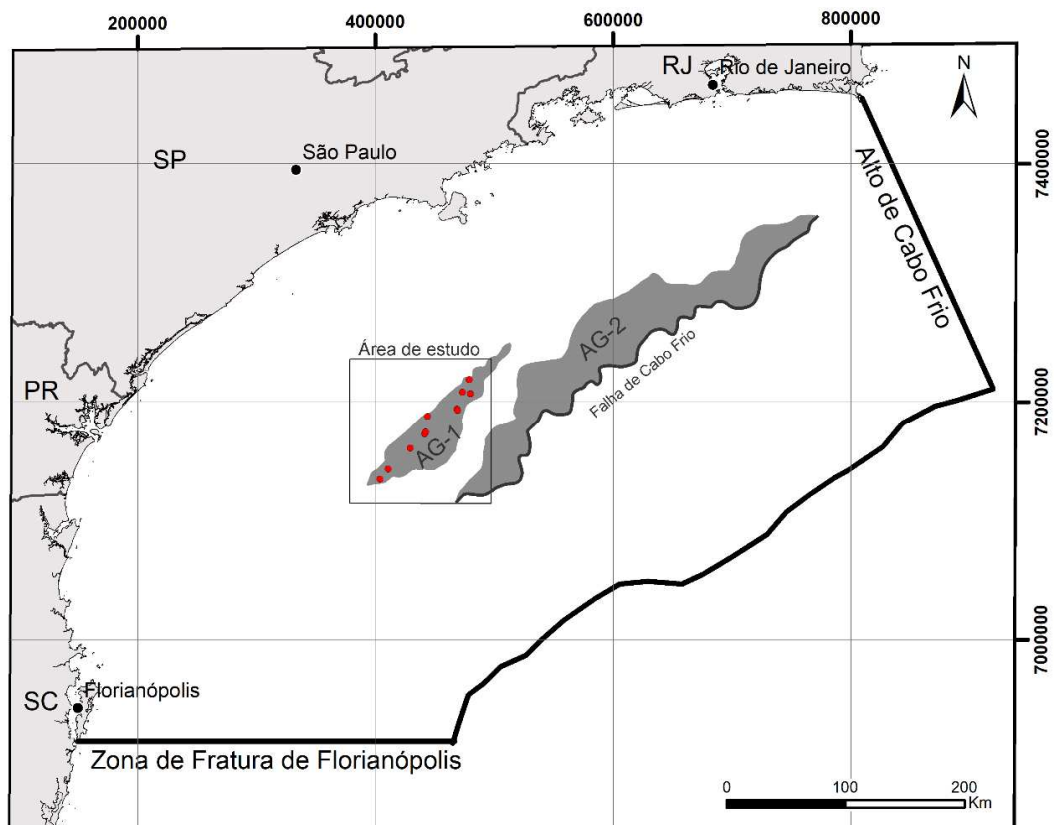


Figura 32 - Mapa com a indicação das lacunas do albiano (AG-1 e AG-2). Fonte: Assine et al. (2008).

Colaboram com a proposta de um baixo paleobatimétrico na região da área de estudo os mapas de isopacas das sequências H4-H6 e H6-7 (Figura 33), de idades do Cenomaniano ao Santoniano Inferior e do Santoniano Superior ao Campaniano Inferior, respectivamente (Assine et al. 2008).

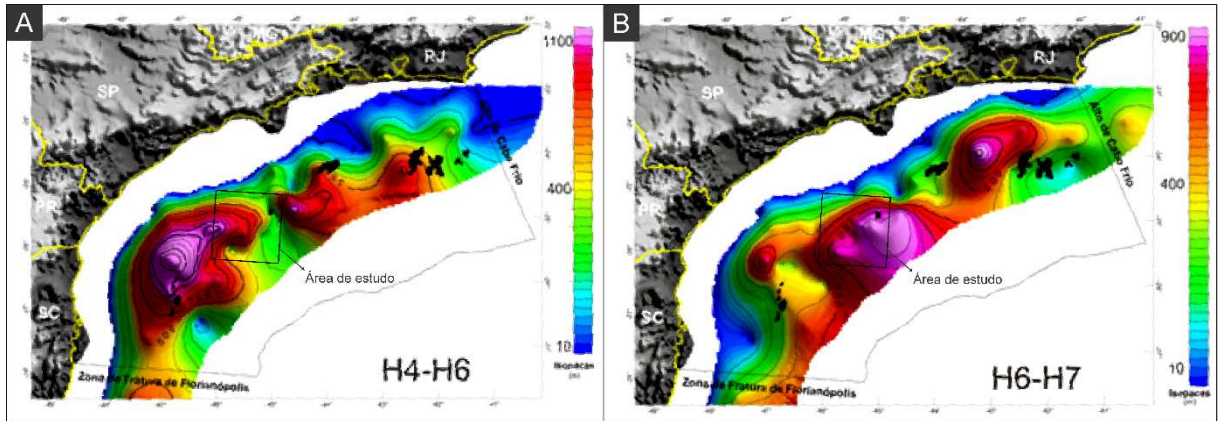


Figura 33 - Mapas de isopacas. (A) Sequências do Cenomaniano ao Santoniano Superior. (B) Sequência Santoniano Superior-Campaniano. Fonte: Assine et al. (2008).

Os mapas demonstram que existia um depocentro na porção sudoeste da Bacia de Santos durante o Cenomaniano ao Santoniano Superior que posteriormente migrou em direção a nordeste devido ao soerguimento desigual das áreas fonte, variação dos locais de descarga sedimentar e geração diferencial de espaço de acomodação pela tectônica do sal (Assine et al. 2008).

A tectônica do sal atuante antes do Santoniano foi responsável pela criação do espaço de acomodação e formação do paleorelevo favorável para a deposição dos turbiditos do Mb. Ilhabela. Posteriormente a migração do sal bacia a dentro é ainda mais intensa devido às cunhas progradantes que se desenvolvem do Santoniano ao Maastrichtiano ocasionadas pelo grande aporte de sedimento causado pelo início do soerguimento da Serra do Mar (Modica & Bush 2004).

6.3 Evolução estratigráfica da sequência santoniana-eocampaniana.

A partir da integração dos resultados com os dados da bibliografia foram elaborados blocos diagramas esquemáticos ilustrando a síntese da proposta para a evolução da sedimentação da sequência santoniana-eocampaniana com a influência da tectônica do sal (Figura 34). Foram destacados os arenitos de cada trato de sistemas como exemplos dos arenitos identificados nos poços. No LST2 fica mais clara a sugestão de que nem todos os arenitos do Mb. Ilhabela sejam turbiditos, sendo arenitos depositados possivelmente em ambiente deltaico ou costeiro.

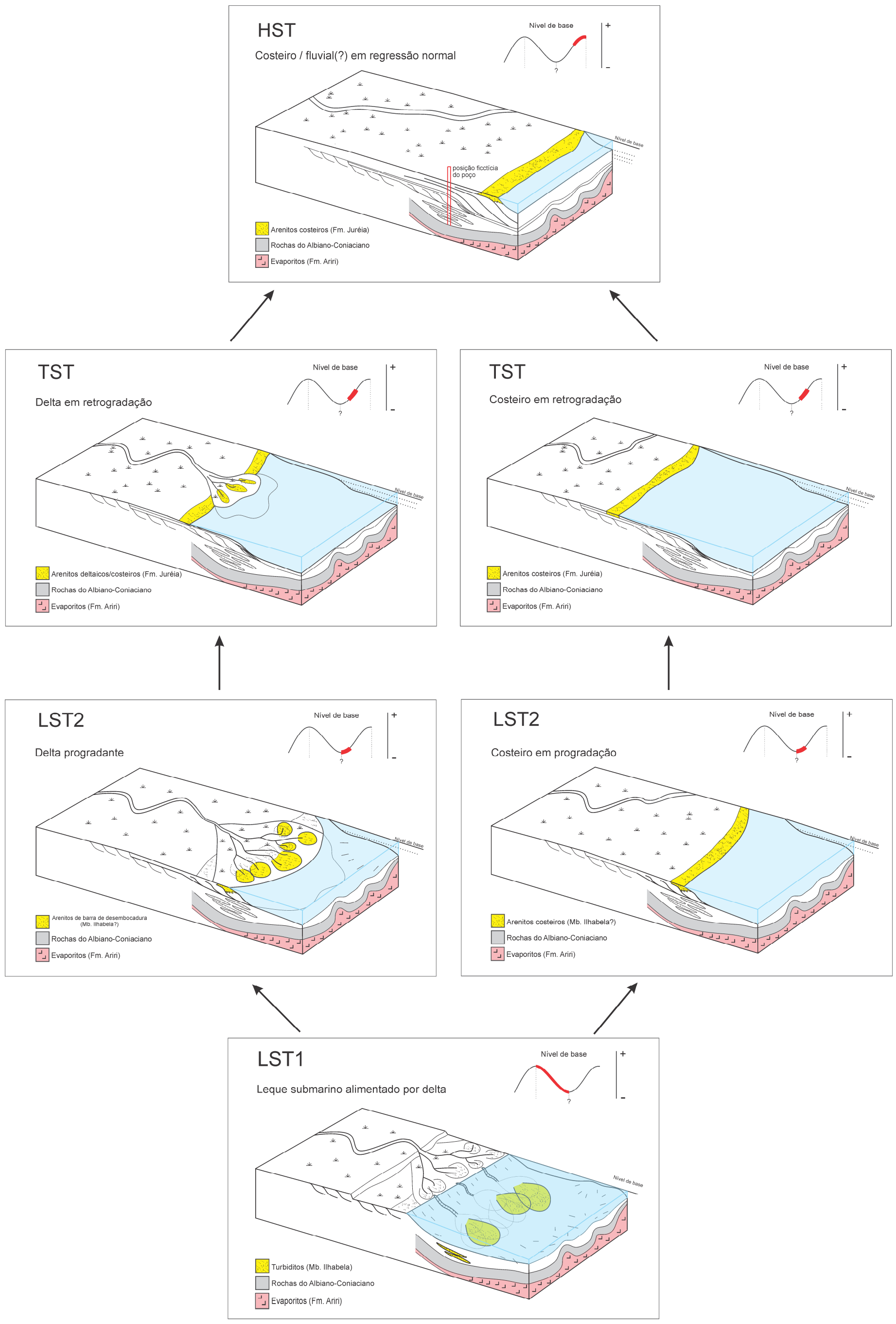


Figura 34 - Blocos diagramas esquemáticos das propostas dos ambientes deposicionais de cada um dos tratos de sistemas da sequência santoniana-eocampaniana, com ênfase na deposição dos arenitos.

6.4 Considerações sobre alvos para exploração de petróleo da sequência santoniana-eocampaniana

A subdivisão da sequência santoniana-eocampaniana em tratos de sistemas e os dados de porosidade permitem algumas considerações acerca da qualidade de reservatório e potenciais exploratórios.

No LST1 existe uma grande concentração de arenitos acumulados em um depocentro condicionado pela tectônica do sal, que são interpretados como depósitos turbidíticos de rampa submarina alimentada por delta. O turbidito de rampa submarina alimentada por delta tende a ser arenoso e possuir considerável continuidade lateral (Heller & Dickinson 1985). Colabora também a caracterização destes turbiditos como um alvo exploratório a presença de folhelhos inter-estrato ou depositados durante o TST e o HST inferior atuando como rochas selantes.

Os reservatórios do LST2 apresentam as maiores porosidades e de acordo com as propostas de ambientes deposicionais, a transgressão ocorrida durante o TST faria com que as fácies de prodelta ou offshore cobrissem os reservatórios do LST2 e atuassem como rochas selantes. Este empilhamento estratigráfico é favorável para formação de uma trapa e faz destes reservatórios os melhores alvos exploratórios da sequência santoniana-eocampaniana na área de estudo. Porém, é o trato de sistemas que não ocorre em todos os poços, sendo ausente nos poços da porção NE, justamente onde se encontram os campos de Merluza e Lagosta.

Os arenitos que ocorrem no topo do HST também são bastante frequentes e sendo depósitos costeiros podem apresentar boa continuidade lateral. Catuneanu (2006) menciona que os depósitos costeiros relacionados ao trato de sistemas de mar alto tendem a apresentar uma razão areia/argila bastante alta, aumentando a porosidade e permeabilidade dos arenitos. A complicação na caracterização dos arenitos do HST como alvo exploratório é a potencial ausência da rocha selante, visto que o topo é limitado por uma discordância subaérea. Uma das possíveis rochas selantes poderiam estar relacionadas às planícies de inundação dos sistemas fluviais.

7 CONCLUSÕES

- A análise dos perfis geofísicos dos onze poços a partir da caracterização das log-fácies permitiu a interpretação da sequência santoniana-eocampaniana em quatro tratos de sistemas, definidos, da base para o topo, como LST1, LST2, TST e HST. O limite basal foi definido como uma conformidade correlata e o topo como uma discordância subaérea, o limite entre o LST1/LST2 e o TST foi definido como uma superfície de regressão máxima e o limite entre o TST e o HST é marcado pela superfície de inundação máxima. A divisão entre o LST1 e LST2 foi estabelecida a partir de uma superfície informal.

- Os resultados de porosidade dos litotipos arenoso obtidos pelos gráficos neutrônico-densidade dos tratos de sistemas demonstram que o LST2 apresenta os maiores valores de porosidade

- Os dados de porosidade dos tratos de sistemas em cada poço demonstraram dois resultados 1) similaridade da porosidade entre os tratos de sistemas; 2) variação da porosidade segundo os tratos de sistemas. Isso indica que o controle da porosidade também pode estar condicionado por fatores mais locais, como a posição em relação ao ambiente de sedimentação (associação de fácies sedimentares), diagênese diferenciada, dissolução química, percolação de fluidos, fraturas, que alteraram de maneira localizada a porosidade da rocha.

- Os poços 14B-SPS e 25B-SP apresentaram valores anômalos de baixa densidade nos arenitos do LST1 (Mb. Ilhabela), podendo ser indicativo da presença de gás, já o poço 20-SP acusou a possível presença de gás nos arenitos do HST (Fm. Juréia). Colabora com a sugestão da presença de gás a proximidade destes poços com campos de Merluza e Lagosta.

- O ambiente deposicional para os turbiditos do Mb. Ilhabela do LST1 é sugerido como rampa submarina alimentada por delta, situado na plataforma continental.

- Para o LST2 é proposto o ambiente deltaico ou costeiro, destacando que possivelmente nem todos os arenitos do Mb. Ilhabela sejam turbiditos.

- Durante o TST houve a regressão deltaica ou a regressão da linha da costa em direção ao continente.

- O HST é marcado por uma importante progradação do ambiente costeiro/fluvial? com significativo avanço da linha de costa em direção ao oceano. Este evento pode estar associado ao estágio inicial do soerguimento da Serra do Mar gerando grande aporte de sedimento em direção à bacia.

- A tectônica do sal atuante antes do Santoniano foi responsável pela geração do espaço de acomodação e a formação do paleorelevo favorável a deposição dos turbiditos no LST1.

- Os reservatórios do LST2 constituem os melhores alvos exploratórios da sequência santoniana-eocampaniana por apresentarem os maiores valores de porosidade e os folhelhos do TST e do HST inferior podem servir como rochas selantes. No entanto este trato de sistemas é ausente nos poços a NE.

REFERÊNCIAS

- ANP – AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS. 2017. Bacia de Santos: Sumário geológico e setores em oferta. Disponível em: <http://rodadas.anp.gov.br/pt/15-rodada-de-licitacao-de-blocos/areas-oferecidas.html>. Acesso em 11 de junho de 2018.
- ASSINE M.L., CORRÊA F.S., CHANG H.K. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 111-127.
- BJØRLYKKE K. 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301: 1-14.
- BROWN JR L. F., FISHER W. L. 1977. Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, 213-248.
- CALDAS M. F., ZALÁN P. V. 2009. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17(2): 227-248.
- CANT D.J. 1992. Subsurface facies analysis. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds). *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. 27-46p.
- CATUENANU O. 2002. Sequence Stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1): 1-43.
- CATUNEANU O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- CATUNEANU O., ABREU V., BAHTTACHARYA J.P., BLUM M.D., DARLYMPLE R.W., ERIKSSON P.G., FIELDING C.R., FISHER W.L., GALLOWAY W.E., GIBLING M.R., GILES K.A., HOLBROOK J.M., JORDAN R., KENDALL C.G.St.C., MACURDA B., MARTINSEN O.J., MIALL A.D., NEAL J. E., NUMMEDAL D., POMAR L., POSAMENTIER H.W., PRATT B.R., SARG J.F., SHANLEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E., WINKER C. 2009. Towards the standardization of Sequence Stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2): 1-33.
- CHANG H.K., ASSINE M.L., CORRÊA F.S., TINEN J.S., VIDAL A.C., KOIKE L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 29-46.
- CORRÊA F.S. 2009. *Evolução haocinética da Região Centro-Norte da Bacia de Santos, Brasil*. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 301p.
- DEMERCIAN S., SZATMARI P., COBBOLD P. R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228(3-4): 393-433.

FAUTH G., SANTOS A.S., VIEIRA C.E.L., BERGUE C.T., MUSACCHIO E.A., FERREIRA E.P., ESCAMILLA J.H., CARVALHO M.A., VIVIERS M.C., FAUTH S.B. 2012. Bioestratigrafia integrada do Cretáceo Superior da Bacia de Santos: ostracodes, carófitas e palinórfos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 20(1-2): 229-258.

GE H., JACKSON M. P., VENDEVILLE B. C. 1997. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG bulletin*, 81(3): 398-423.

HELLER P. L., DICKINSON W. R. 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin*, 69(6): 960-976.

HOLZ M. 2012. *Estratigrafia de sequências: histórico, princípios e aplicações*. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 272p.

HUNT D., TUCKER M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81(1-2): 1-9.

KEAREY P., BROOKS M., HILL I. 2009. *Geofísica de exploração*. São Paulo, Oficina de Textos. 438p.

KETZER J. M., HOLZ M., MORAD S., AL-AASM I. S. 2003. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50(5): 855-877.

MANSURBEG H., MORAD S., SALEM A., MARFIL R., EL-GHALI M. A. K., NYSTUEN J. P., CAJA M.A., AMOROSI A., GARCIA D., LA IGLESIA A. 2008. Diagenesis and reservoir quality evolution of palaeocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 25(6): 514-543.

MILANI E.J., RANGEL H.D., BUENO G.V., STICA J.M., WINTER W.R., CAIXETA J.M., NETO O.C.P. 2007. Bacias sedimentares brasileiras – Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(1): 183-205.

MITCHUM JR R. M., VAIL P. R., THOMPSON III S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation, 53-62.

MODICA C. J., BRUSH E. R. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG bulletin*, 88(7): 923-945.

MOHRIAK W., NEMČOK M., ENCISO, G. 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1): 365-398.

MOORE W. R., MA Y. Z., URDEA J., BRATTON T. 2011. Uncertainty analysis in well-log and petrophysical interpretations. In: MA Y. Z., LA POINTE P. R. (eds.). *Uncertainty analysis and reservoir modeling*. AAPG Memoir, 96: 17-28.

MORAD S., AL-RAMADAN K., KETZER J. M., DE ROS L. F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG bulletin*, 94(8): 1267-1309.

MOREIRA J.L.P., MADEIRA C.V., GIL J.A., MACHADO M.A.P. 2007. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2): 531-549.

OJEDA H. A. O. Y. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. Revista Brasileira de Geociências, 11(4): 257-273.

PEREIRA M.J., BARBOSA C.M., AGRA J., GOMES J.B., ARANHA L.G.F., SAITO M., RAMOS M.A., CARVALHO M.D., STAMATO M., BAGNI O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 1: 61-79.

PEREIRA M. J., FEIJÓ F. J. 1994. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8: 234-219.

PLINT A. G., NUMMEDAL D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications, 172(1): 1-17.

POSAMENTIER H. W., VAIL P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. Sea-Level Changes: an integrated approach, SEPM, 24: 125-154.

RIDER M. 1996. The geological interpretation of well logs. Whittles Publishing, Scotland. 280p.

SCHLUMBERGER. 2009. Log interpretation charts. 293p.

SMITHSON T. 2012. Defining porosity: how porosity is measured. Oilfield Review Autumn. Schlumberger, 63-64.

SOMBRA C. L., ARIENTI L. M., PEREIRA M. J., MACEDO J. M. 1990. Parâmetros controladores da porosidade e permeabilidade nos reservatórios clásticos profundos do Campo de Merluza, Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobrás, 4(4): 451-466.

THOMAZ FILHO A., MIZUSAKI A.M.P., MILANI E.J., CESERO P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. Revista Brasileira de Geociências, 30(1): 017-019.

THOMAZ FILHO A., MIZUSAKI A.M.P., ANTONIOLI L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. Revista Brasileira de Geociências, 38(2): 128-137.

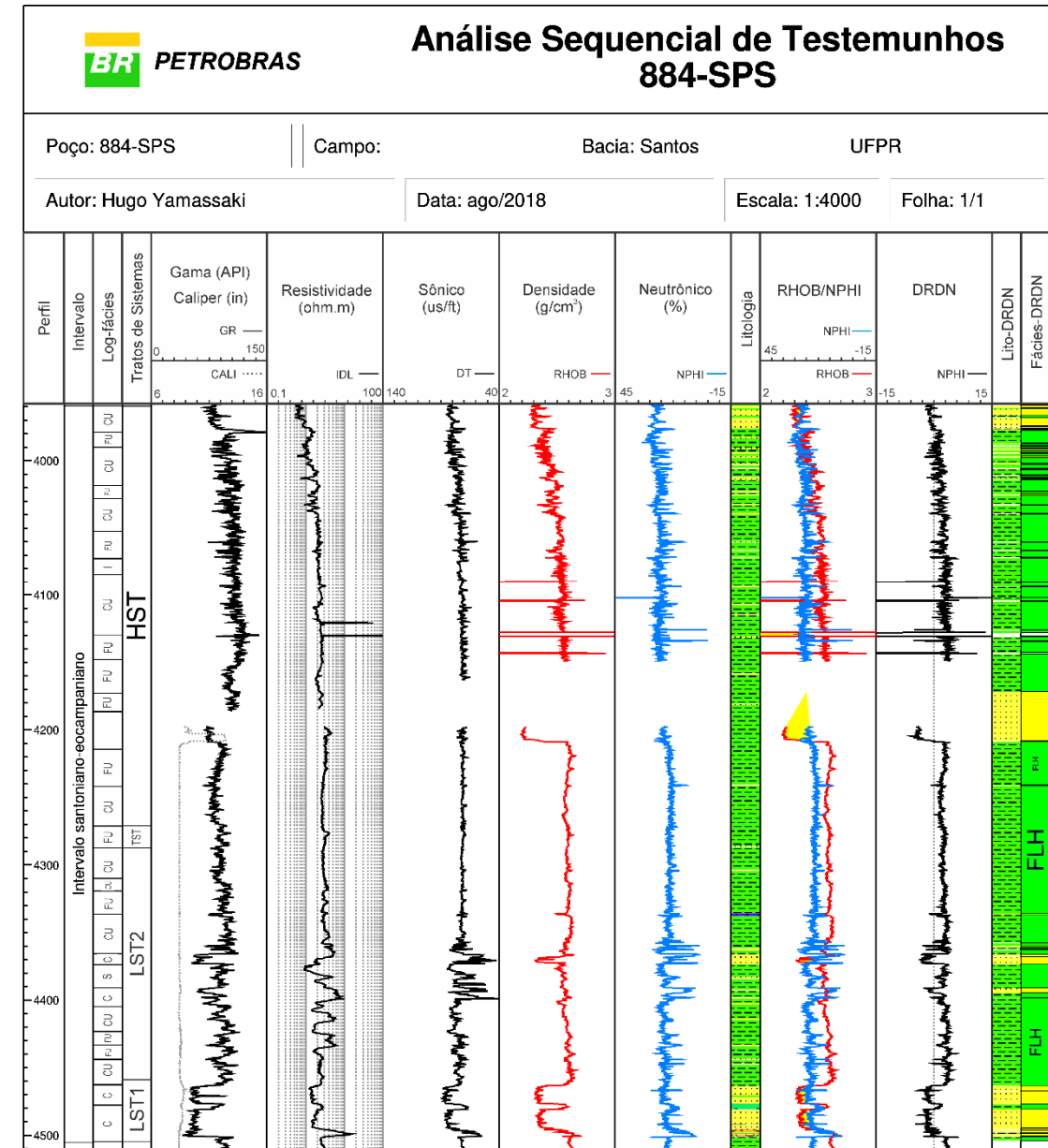
VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM JR R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S., HARDENBOL J. 1988. An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. Sea-Level Changes: an integrated approach, SEPM, 42: 39-45.

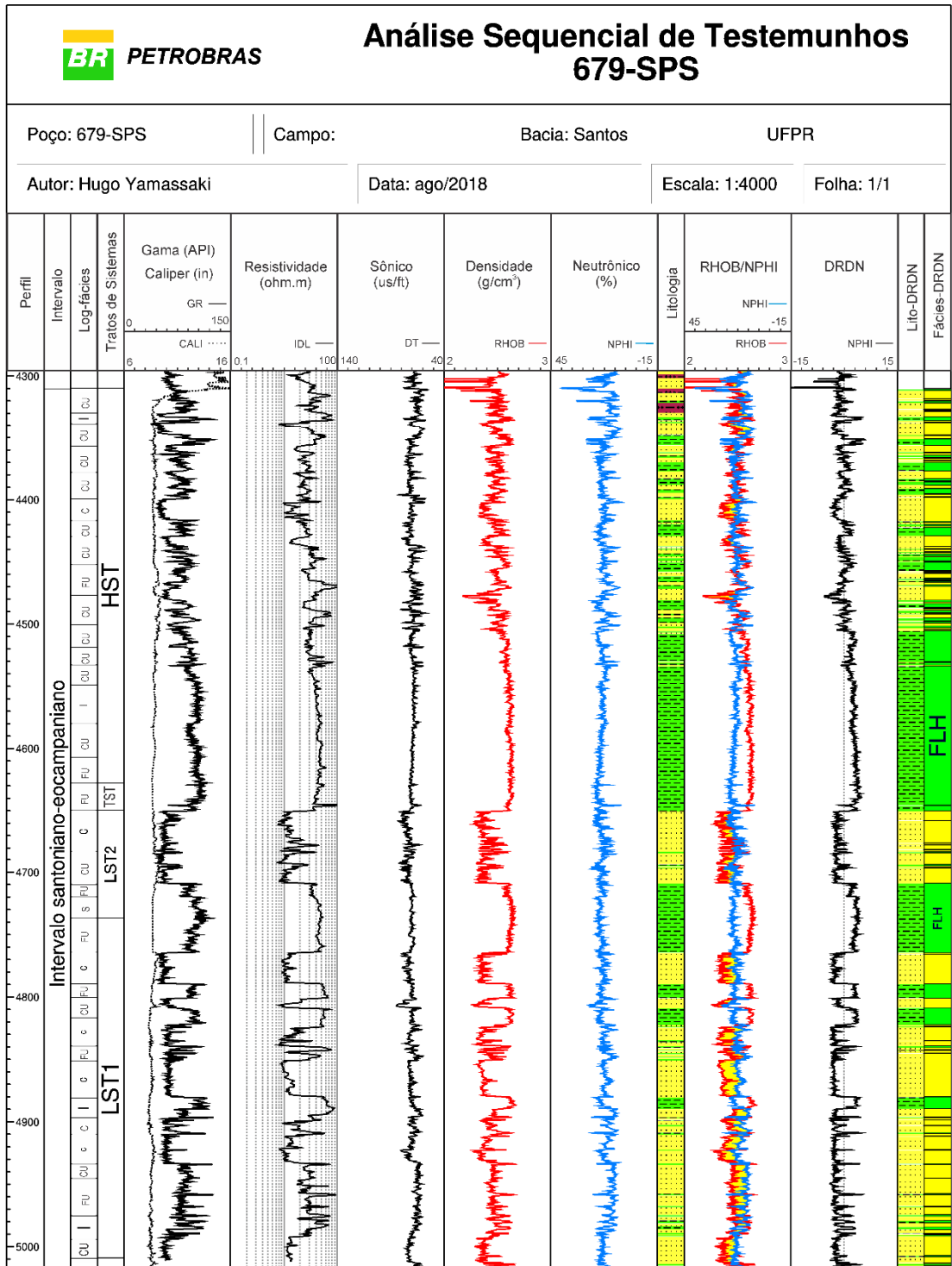
VAN WAGONER J.C., MITCHUM JR R.M., CAMPION K.M., RAHMANIAN V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG, Oklahoma, USA, 55p.

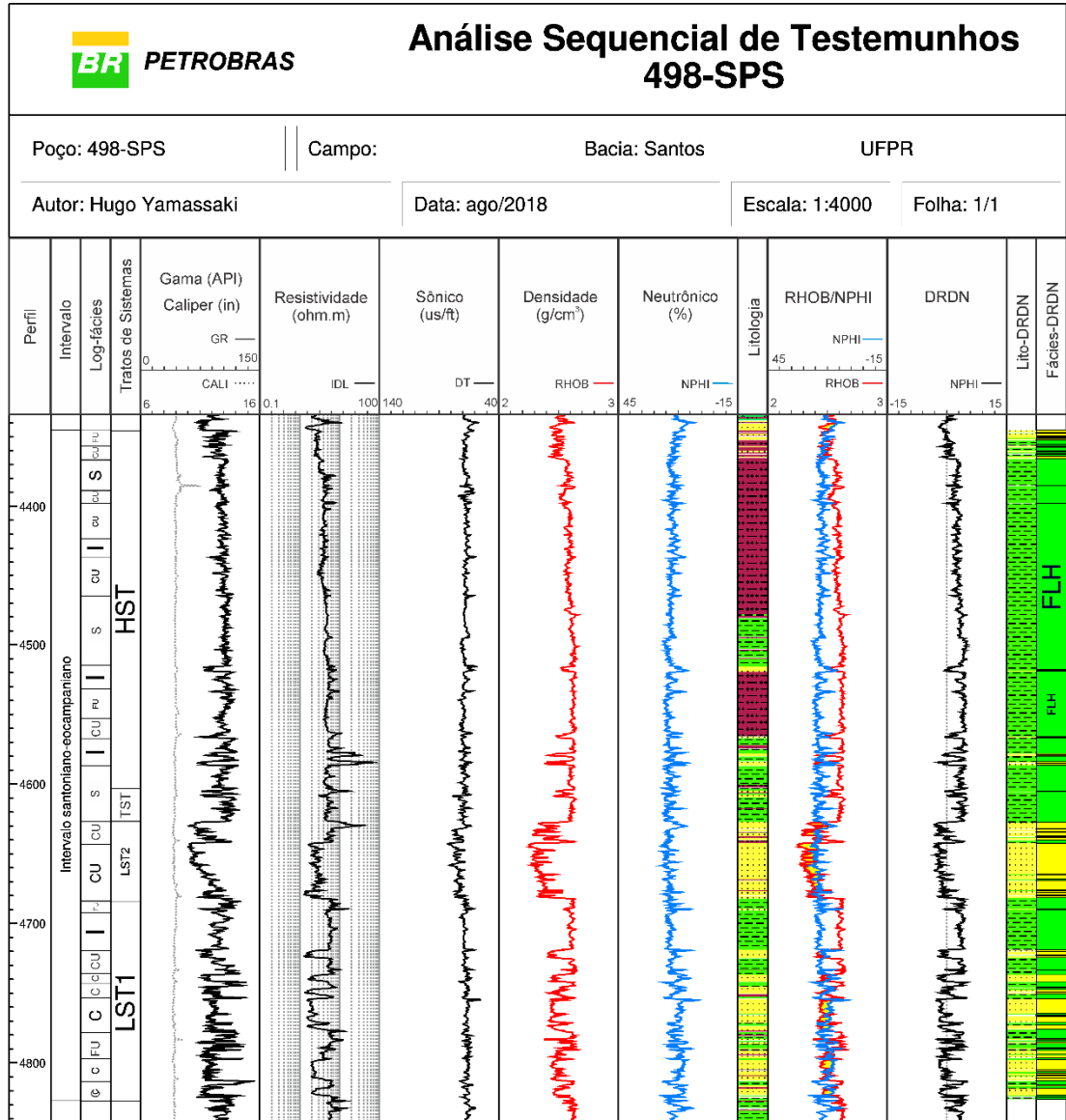
VIVIERS M. C. 1986. Bioestratigrafia e evolução paleoambiental do Meso-Neocretáceo da Bacia de Santos. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 1: 50-64.

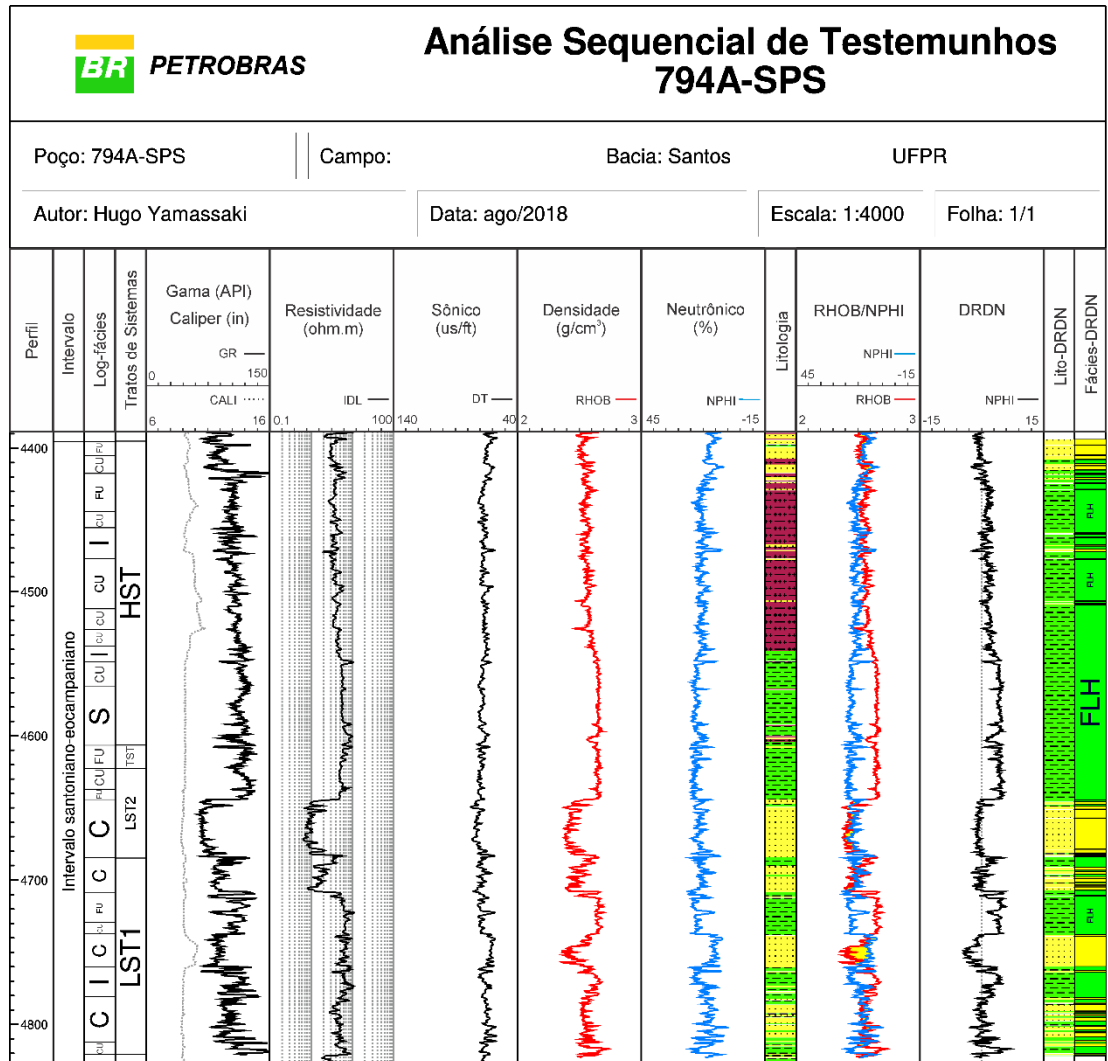
ZALAN P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In. MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (Org.) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, 595-613p.

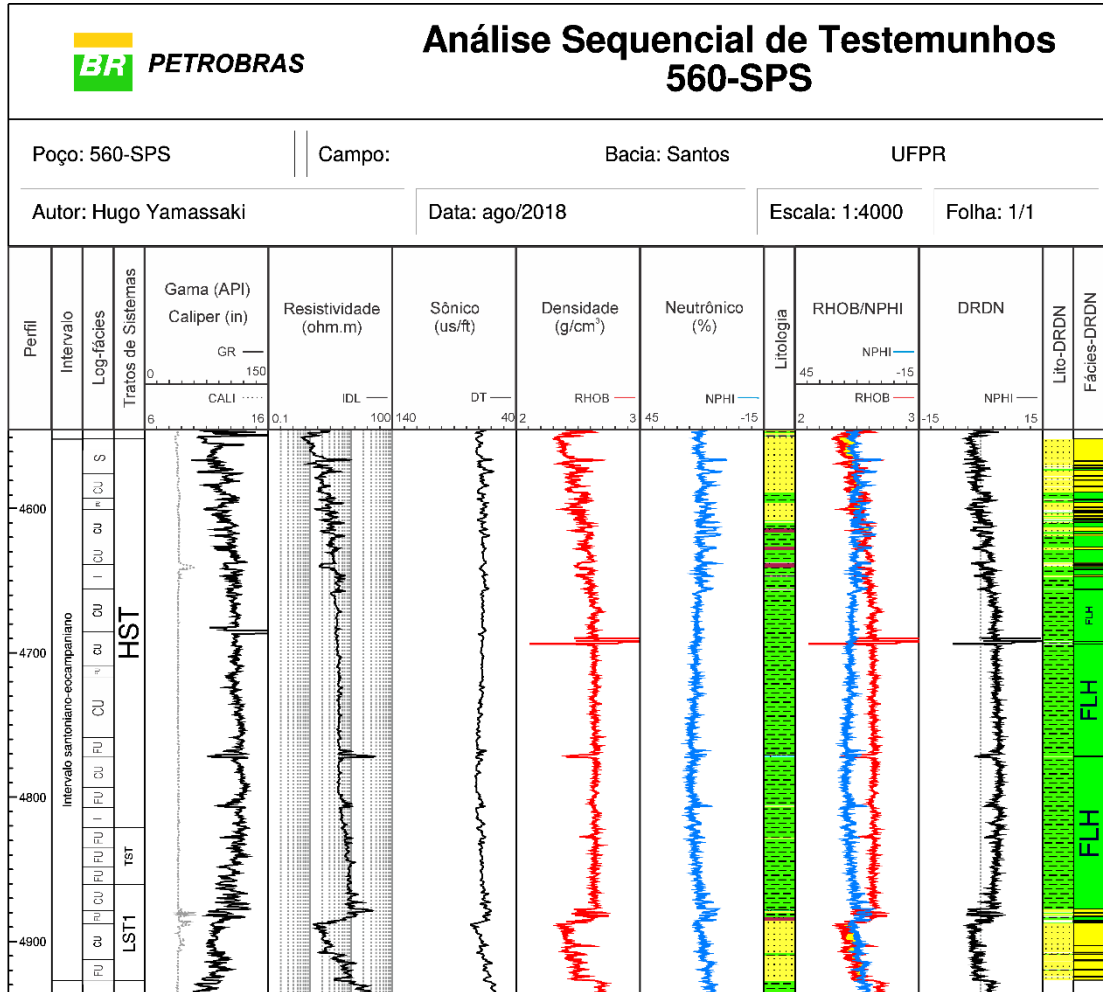
APÊNDICE 1 - Perfis geofísicos dos poços

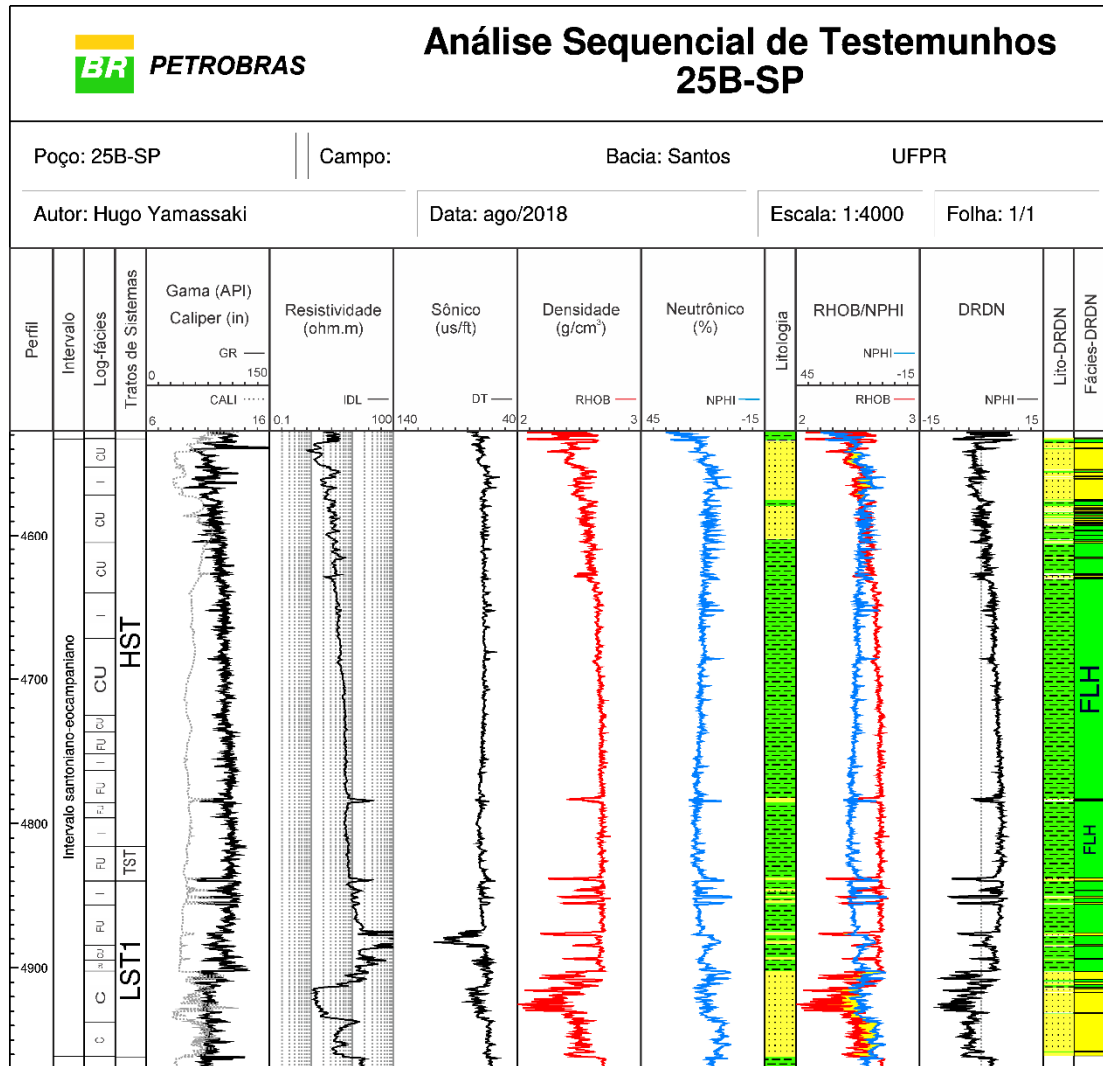


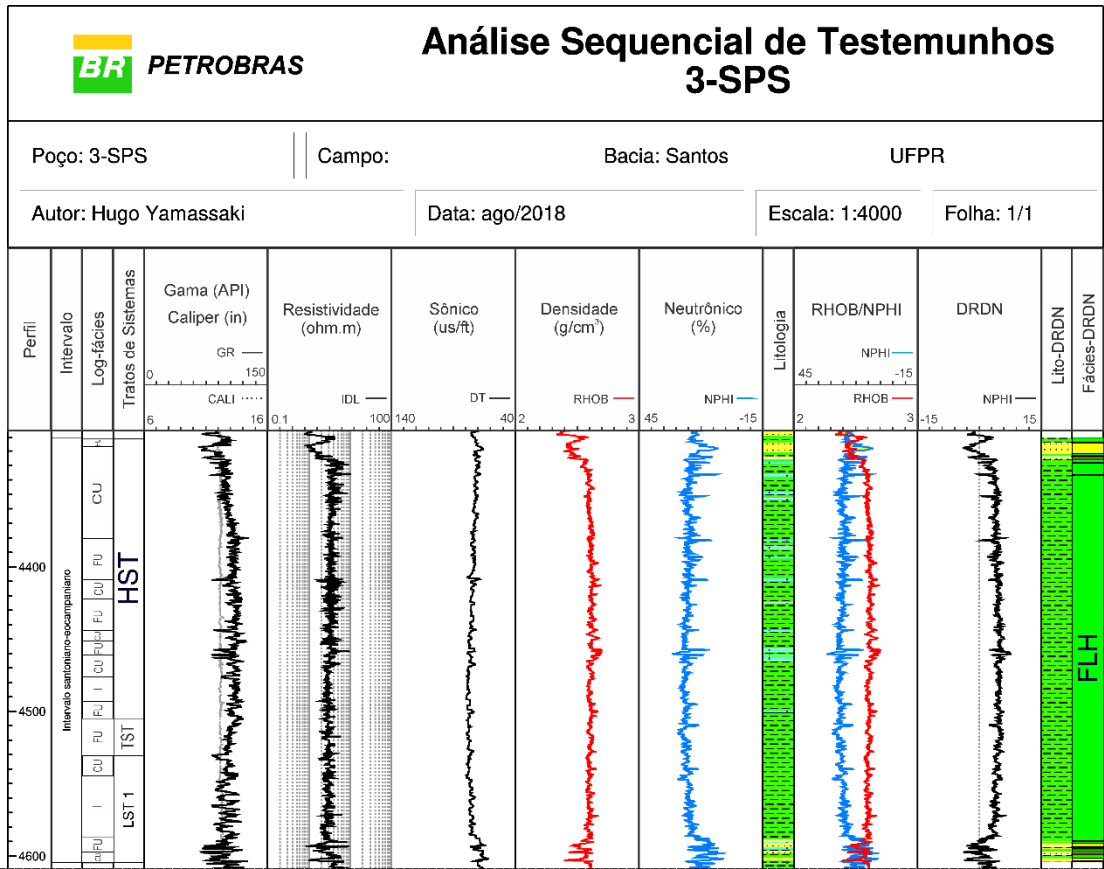












APÊNDICE 2 – Dados dos poços

Tabela dos dados dos poços utilizados na pesquisa.

Nome do poço	884-SPS	781-SPS	679-SPS	498-SPS	794A-SPS	67-BS	560-SPS	25B-SP	14B-SPS	20-SP	3-SPS	
Operador	Petrobras	Petrobras	Petrobras	Petrobras	Petrobras	Petrobras	Petrobras	xxx	El Paso	xxx	BG E&P Brasil	
Bloco	Piracuca	Piracuca	BM-S-3	BM-S-3	BM-S-3	xxx	BMS-46	xxx	BS-1	xxx	S-M-0672	
Datum	SAD 69	SAD 69	SAD 69	SAD 69	SAD 69	ARATU	SAD 69	ARATU	SAD 69	ARATU	SAD 69 23S	
Coordenadas	X	403787,9	410743,4	429163,8	441287,9	442271,4	443610	468914,4	468560	479954,0269	473271	478944,2
	Y	7134698	7143242,9	7160778,4	7172689,4	7174456,8	7187794	7193084,8	7194083	7207010,079	7208317	7218916,82
Mesa Rotativa (m)	25	25	22	25	23	27	23	16	28	24	25,9	
Cota Batimétrica (m)	213	178	158	147	143	132	141	149	131,7	122	122,84	
Profund. Sondador (m)	4675	5202	5025	5368	4844	5202	5283	5123	5296	4860	4655	
Profund. Perfil (m)	4679	5202	5025	5368	4844	5214	5283	5128,5		4863,5	4660,5	
Data início	03/11/2010	10/11/2009	08/11/2008	17/05/2007	05/07/2009	15/02/1992	07/12/2007	16/11/1984	15/09/2003	28/12/1983	14/12/2007	
Data final	21/05/2011	07/05/2010	10/01/2009	30/08/2007	24/09/2009	11/09/1992	20/03/2008	16/03/1985	xxx	10/02/1984	17/02/2008	
Sequência santoniana-eocampaniana	Topo (m)	3959	4463	4310	4344	4394	4243	4550	4532	4561	4384	4310
	Base (m)	4504	5122	xxx	4827	4820	4762	4927	4961	5199	4702	4604
	Espessura (m)	545	659	xxx	483	426	519	377	429	638	318	294
HST	Topo (m)	3959	4463	4310	4344	4394	4243	4550	4815	4561	4384	4310
	Base (m)	4270	4780	4627	4603	4606	4540	4820	4532	4999	4619	4505
TST	Topo (m)	4270	4780	4627	4603	4606	4540	4820	4815	4999	4619	4505
	Base (m)	4287	4822	4650	4626	4622	4561	4860	4839	5047	4639	4530
LST2	Topo (m)	4287	4822	4650	4626	4622	4561	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
	Base (m)	4459	4856	4736	4683	4684	4591	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
LST1	Topo (m)	4459	4856	4736	4683	4684	4591	4860	4839	5047	4639	4530
	Base (m)	4504	5122	xxx	4827	4820	4762	4927	4961	5199	4702	4604