



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Aline Ramos Bianchini

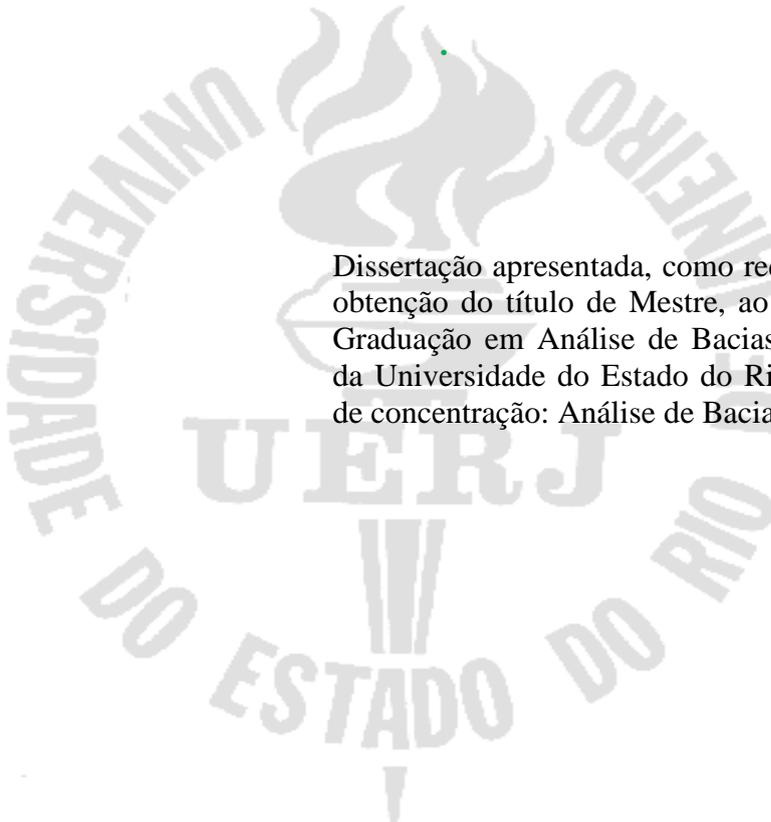
Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba

Rio de Janeiro

2018

Aline Ramos Bianchini

Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Coorientador: Prof. Dr. Jorge J. Picanço de Figueiredo

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

B577

Bianchini, Aline Ramos.

Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba / Aline Ramos Bianchini. – 2018.

131 f. : il.

Orientador: Sergio Bergamaschi.

Coorientador: Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo.

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Parnaíba, Bacia do – Carbonífero – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Parnaíba, Bacia do – Siluriano – Teses. 3. Estratigrafia de sequência – Parnaíba, Bacia do – Teses. 4. Sedimentação e depósitos – Teses. I. Bergamaschi, Sergio. II. Figueiredo, Jorge de Jesus Picanço de. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.7

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Aline Ramos Bianchini

Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 29 de junho de 2018.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo

Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Marcus Vinícius Berao Ade

Faculdade de Geologia - UERJ

Dr. Edison José Milani

Geólogo consultor

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

Aos dias ensolarados de céu azul que tanto me motivam

AGRADECIMENTO

Agradeço a todos de que colaboraram durante a elaboração deste trabalho, pois é fundamental o apoio das pessoas que nos cercam durante a execução de uma tarefa como essa.

Ao Prof. Dr. Sergio Bergamaschi por aceitar me orientar.

Ao meu coorientador prof. Dr. Jorge J. Picanço de Figueiredo pela motivação, pelos conselhos oportunos, ensinamentos, orientação e por toda experiência transmitida.

Ao Dr. Edison José Milani por ter aceito de pronto fazer parte da banca, da leitura crítica, pelas sugestões e correções desta dissertação.

Ao prof. Dr. Marcus Vinícius Berao Ade pelas sugestões construtivas e correções durante o desenvolvimento desta dissertação.

A geóloga Isabella Rios pelas sugestões no tratamento dos dados e interpretação das seções sísmicas.

A Cristina Almeida e João Paulo Miranda pelo apoio, oportunidade de conviver e compartilhar esse grande desafio acadêmico.

Agradeço a minha mãe Maria Helena e aos meus irmãos Luiz e Leon que sempre estiveram presentes, mesmo que em pensamentos, me incentivando.

Agradeço ao Felipe Farias pela compreensão, apoio e incentivo durante a fase de abdicação e dedicação voltada para o desenvolvimento desse projeto.

A ANP e pelos dados fornecidos para o desenvolvimento desta dissertação.

E por fim, agradeço a todos aqueles que, direta ou indiretamente, me ajudaram no decorrer desse trabalho.

RESUMO

BIANCHINI, Aline Ramos. **Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba.**

2018. 131 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A seção sedimentar do Eossiluriano ao Eocarbonífero na Bacia do Parnaíba compreende duas unidades litoestratigráficas denominadas Grupos Serra Grande e Grupo Canindé, as quais são interpretadas e reportadas na literatura corrente como supersequências limitadas por eventos erosivos de caráter regional relacionados às orogenias Caledoniana e Herciniana, respectivamente. Este intervalo estratigráfico foi analisado com base em dados geofísicos (perfis de raios gama) e geológicos (interpretação litológica retirada de perfis compostos) de poços perfurados pela indústria do petróleo, além de alguns dados de sísmica 2D usados como suporte parcial para a interpretação. As variações nos padrões de perfis geofísicos de poços (raios gama) foram interpretados como representativos de variações litofaciológicas, as quais foram corroborados pelas descrições litológicas dos perfis compostos. A estes dados foi aplicada uma análise de Estratigrafia de Sequências baseada nos princípios das Sequências T-R. Esta análise permitiu a proposição de um modelo para a evolução estratigráfica da seção estudada dividindo-a em 5 sequências deposicionais, as quais mostraram um padrão de progressivo afogamento da bacia até o máximo identificado na superfície de inundação máxima da Sequência Devoniana (E-SEQ-4). A partir deste máximo o padrão deposicional inverte para uma tendência de assoreamento da bacia. Dentro deste contexto estratigráfico, a integração dos dados produzidos neste trabalho com informações retiradas da literatura possibilitou a proposição de modelos deposicionais para os tratos de sistemas das sequências Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3) e Devoniana (E-SEQ-4). Os modelos deposicionais propostos variam de ambiente deposicional continental no Trato de Sistemas Transgressivo 3 da sequência Siluriana-Devoniana, passando para ambiente deposicional marinho no Trato de Sistemas Regressivo 3, seguindo para a Sequência Devoniana (E-SEQ-4) com ambiente deposicional marinho no trato transgressivo 4 e por fim para ambiente marinho raso para o trato regressivo 4.

Palavras chaves: Bacia do Parnaíba. Eletrosequência. Estratigrafia de sequência. Eossiluriano. Eocarbonífero.

ABSTRACT

BIANCHINI, Aline Ramos. **Stratigraphic Analysis and interpretation based on the integration of well data from the Early Silurian to Early Carboniferous range in the Parnaíba Basin**. 2018. 131 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The sedimentary section of the Early Silurian to Early Carboniferous in the Parnaíba Basin encompasses two lithostratigraphic units: the Serra Grande Group and Canindé Group, which are interpreted and reported in the current literature as supersequences limited by erosive events of regional character related to the Caledonian and Hercinian orogenies. This stratigraphic interval was analyzed based in geophysical data (gamma ray logs) and geological data (lithologic interpretation from the composite well logs) of wells drilled by the oil industry. Additionally, some 2D seismic data was used as support to partial interpretation. The variations in the pattern of the geophysical well logs (gamma ray) were interpreted as representative of lithofaciologic variations which was corroborated by the lithological description of the composite well log. The variations in the pattern of the geophysical well logs (gamma ray) was interpreted as representative of lithofaciologic variations which was corroborated by the lithological description of the composite well log. A sequence stratigraphic analysis based in the principles of T-R Sequence was applied to this data. This analysis allowed to propose a model to the stratigraphic evolution to the studied section, as constituted by 5 depositional sequences which showed a pattern of a progressive drowning of the basin until its maximum identified in the maximum flooding surface in the Devonian Sequence (E-SEQ-4). From this maximum the depositional pattern reverses to a transgressive trend. Within this stratigraphic context, the integration of the produced data and the information available from literature allowed the proposition of depositional models to the system tracts of the Silurian-Devonian (E-SEQ-3) and Devonian (E-SEQ-4) sequence. The proposed depositional models vary from continental depositional environment in the transgressive system tract 3, in the Silurian-Devonian Sequence, to a marine depositional environment in the regressive system tract 3, following to the Devonian Sequence (E-SEQ-4) with marine depositional environment in the transgressive system tract 4 and to the shallow marine environment in the regressive system tract 4.

Keywords: Parnaíba Basin. Eletrosequence. Sequence stratigraphy. Early Silurian. Early Carboniferous.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.....	14
Figura 2	Placa Sul Americana.....	16
Figura 3	Seção sísmica W-E da Bacia do Parnaíba.....	17
Figura 4	Reconstrução esquemática do Gondwana Oeste.....	20
Figura 5	Mapa estrutural e de isópacas.....	23
Figura 6	Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba.....	30
Figura 7	Diagramas estratigráficos e biozonas.....	34
Figura 8	Mapa com a localização da Bacia do Parnaíba e dos dados utilizados.....	38
Figura 9	Painel de correlação sísmica (tempo) vs poço (profundidade).....	45
Tabela 1	Tipo de perfis, propriedades medidas e usos geológicos.....	50
Figura 10	Padrões verticais encontrados nos perfis de raios gama.....	55
Figura 11	Padrões de interpretação dos perfis de raios gama.....	59
Figura 12	Diagrama esquemático de análise de eletrosequência.....	64
Figura 13	Diagrama e quadro esquemáticos de estratigrafia de sequências e nomenclatura de tratos de sistemas.....	68
Figura 14	Curva do nível de base e modelo esquemático de estratigrafia de sequências segundo EMBRY, 2002.....	70
Figura 15	Modelos de geometria de plataformas.....	74
Figura 16	Padrões de terminações de refletores e sismofácies.....	79
Figura 17	Seção estratigráfica de correlação de poços A-A'.....	88
Figura 18	Seção estratigráfica de correlação de poços B-B'.....	89
Figura 19	Seção estratigráfica de correlação de poços C-C'.....	90
Figura 20	Seção estratigráfica de correlação de poços D-D'.....	91
Figura 21	Linha sísmica 0295-0009.....	94
Figura 22	Linha sísmica 0295-0007.....	95
Figura 23	Seção referência do poço 2-CP-1-MA.....	103
Figura 24	Modelo deposicional de ambiente continental.....	106
Figura 25	Tipos de linha de costa.....	107
Figura 26	Modelo deposicional de ambiente marinho.....	108
Figura 27	Mapas estratigráficos da Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3).....	109
Figura 28	Modelo deposicional.....	112
Figura 29	Mapas estratigráficos da Sequência Devoniana (E-SEQ-4).....	114
Figura 30	Inundações marinhas.....	115

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agencia Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
BDEP	Banco de Dados de Exploração e Produção
CPRM	Serviço Geológico do Brasil.
DT	Perfil Sônico ($\mu\text{s}/\text{ft}$)
DS	Discordância Subaérea
FGEL	Faculdade de Geologia
Ma	Milhões de Anos
Mm^3/d	Milhões de metros cúbicos por dia
ME	Marco Estratigráfico
NEU	Perfil Neutrão (%)
RES	Resistividade (ohm.m)
RG	Raios gama ($^\circ\text{API}$)
RHOB	Perfil Densidade (gr/cm^3)
T-R	Transgressivo - Regressivo
TSMA	Trato de sistemas de Mar Alto
TSMB	Trato de sistemas de Mar Baixo
TSR	Trato de sistemas Regressivo
TST	Trato Sistemas Transgressivo
SIM	Superfície de inundação máxima
SP	Potencial espontâneo (Mv)
SREM	Superfície regressiva de erosão marinha
SRM	Superfície regressão máxima
SRS-D	Superfície de ravinamento de <i>shoreface</i> discordante
SRS-N	Superfície de ravinamento de <i>shoreface</i> normal
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	11
1	OBJETIVOS.....	12
1.1	Objetivo geral.....	12
1.2	Objetivos específicos.....	12
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
2.1	Generalidades.....	14
2.2	A Plataforma Sul Americana.....	15
2.3	Evolução tectônica regional.....	19
2.4	Embasamento.....	24
2.5	Arcabouço estratigráfico.....	24
2.5.1	<u>Sequência Siluriana.....</u>	25
2.5.2	<u>Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera.....</u>	26
2.5.3	<u>Sequência Neocarbonífera – Eotriássica.....</u>	27
2.5.4	<u>Sequência Jurássica</u>	28
2.5.5	<u>Sequência Cretácea.....</u>	29
2.6	Arcabouço cronoestratigráfico da seção analisada.....	31
2.7	Contexto de estratigrafia de sequências.....	35
2.8	Histórico exploratório.....	36
3	MATERIAL.....	38
4	MÉTODO.....	40
4.1	Controle de qualidade, manipulação e interpretação dos dados de poços.....	40
4.2	Interpretação dos perfis de poços.....	42
4.3	Mapas estratigráficos.....	42
4.4	Controle de qualidade, manipulação e interpretação dos dados sísmicos.....	43
4.5	Amarração sísmica – poço.....	43
4.5.1	<u>Correção de <i>Mis-tie</i>.....</u>	46
4.5.2	<u>Condicionamento dos dados sísmicos - atributos sísmicos.....</u>	46
4.5.3	<u>Interpretação sísmica.....</u>	47
5	FUNDAMENTOS CONCEITUAIS.....	49

5.1	Perfil geofísico.....	49
5.1.1	<u>Perfil de raios gama.....</u>	50
5.1.1.1	Princípios.....	50
5.1.1.2	Elementos radioativos.....	52
5.1.1.3	Aplicações e usos.....	53
5.2	Eletrosequência.....	60
5.3	Estratigrafia de sequência.....	65
5.4	Modelo de sequência estratigráfica T-R segundo EMBRY, 2002.....	69
5.5	Plataforma em rampa.....	73
5.6	Sismoestratigrafia.....	74
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	80
6.1	Preâmbulo.....	80
6.2	Eletrofácies, Eletrosequências e Marcos estratigráficos.....	81
6.3	Evolução estratigráfica da seção estudada.....	92
6.4	Modelo proposto para a evolução estratigráfica.....	96
6.5	Modelos deposicionais propostos para as sequências.....	104
	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	116
	REFERÊNCIAS.....	119
	APÊNDICE A.....	130
	APÊNDICE B.....	131

INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba é uma bacia do tipo sinéclise intracratônica, localizada na região norte-nordeste do Brasil e ocupa uma área aproximada de 660.000 km², abrangendo principalmente os estados do Piauí e Maranhão, mas, com pequenas porções nos estados do Ceará, Bahia, Tocantins e Pará. A bacia está inserida no contexto tectônico da Plataforma Sul Americana (ALMEIDA *et al.*, 2000) limitando-se ao norte com as bacias de São Luís e de Barreirinhas, das quais é separada pelo Arco Ferrer-Urbano Santos. A noroeste, separa-se da bacia do Marajó pelo Arco de Tocantins. Já a sul e a sudeste o limite é conferido pelo Arco de São Francisco que separa a Bacia do Parnaíba da Bacia do São Francisco (MILANI & ZALÁN, 1998).

O preenchimento sedimentar da bacia é composto quase que na totalidade por siliciclásticos depositados desde o período Cambriano até o Cretáceo. Segundo GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007), o pacote sedimentar pode atingir 3500 metros de espessura no depocentro. Os pacotes sedimentares e magmáticos da Bacia do Parnaíba foram individualizados por VAZ *et al.* (*op. cit.*) em 5 (cinco) sequências sedimentares distintas separadas entre si por discordâncias generalizadas e hiato na escala de milhões de anos. As cinco sequências identificadas por esses autores são identificadas pelas suas idades de deposição e correspondência litoestratigráfica a saber: a Siluriana (Grupo Serra Grande), a Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Canindé), a Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas), a Jurássica (Formação Pastos Bons) e a Cretácea (formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru). A seção de interesse desse estudo refere-se ao intervalo do Eossiluriano ao Eocarbonífero o qual compreende duas unidades litoestratigráficas referentes ao Grupo Serra Grande e Grupo Canindé, cujo trabalho resultou na individualização de cinco sequências deposicionais. Tais unidades são interpretadas e reportadas na literatura como supersequências limitadas por eventos erosivos de caráter regional relacionados às orogenias Caledoniana e Herciniana.

A seção sedimentar do Eossiluriano ao Eocarbonífero foi analisada com base em dados geofísicos e geológicos (interpretação litológica retirada de perfis compostos) de poços perfurados por empresas petrolíferas, além de dados de sísmica 2D usados como suporte parcial para a interpretação. Para tal, foi aplicado no intervalo de estudo o método de análise da estratigrafia de sequências para a identificação e correlação de ciclos de sedimentação a partir de dados de poços. Este estudo baseou-se na análise dos perfis de raios gama dos poços

do projeto buscando-se a identificação de padrões que apresentassem repetibilidade no tempo (na coluna sedimentar atravessada por cada poço) e no espaço (em todos os poços). O uso desta técnica, fundamentada em dividir as curvas dos perfis elétricos analisadas em ciclos que se repetem no empilhamento estratigráfico obedecendo o mesmo padrão, já está consagrado na literatura geocientífica e os ciclos receberam o nome de eletrossequências (RIDER, 2004). Neste trabalho, os ciclos ou eletrossequências foram definidos com base na análise estratigráfica de ciclos de Transgressão e Regressão (T-R) segundo EMBRY (2002).

Nesse contexto, o presente trabalho teve como objetivo analisar em escala regional o intervalo que vai do Eossiluriano ao Eocarbonífero e propor uma evolução estratigráfica e paleoambiental tendo como base científica e metodológica os conceitos da Estratigrafia de Sequências. Visou-se uma contribuição diferente do que já proposto até então na literatura para o entendimento da evolução estratigráfica no contexto de bacia intracratônica e plataforma em rampa. Os dados usados foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

1 OBJETIVOS

1.1 Objetivo geral

O presente trabalho tem como objetivo geral analisar a seção sedimentar basal da Bacia do Parnaíba com idade variando desde o Eossiluriano até o Eocarbonífero e apresentar uma proposta para a evolução estratigráfica e paleoambiental, construídas a partir de dados geológicos e geofísicos tendo como base científica e metodológica os conceitos da Estratigrafia Dinâmica, ou, Estratigrafia de Sequências.

1.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos deste trabalho relacionados ao arcabouço estratigráfico da Bacia do Parnaíba são:

- a) Interpretação da estratigrafia de sequências nos poços de acordo com os pressupostos teóricos do modelo de Sequência Transgressivo-Regressivo (EMBRY, 2002), resultando na interpretação de tratos de sistemas e superfícies estratigráficas chave (limites de sequência e superfícies de inundação máxima);
- b) Correlação entre os marcos elétricos associados às superfícies chave identificados nos poços;
- c) Interpretação dos sistemas deposicionais e dos tratos de sistemas;
- d) Elaboração de mapas estratigráficos (isópacas e porcentagem de arenito) das eletrosequências identificadas no intervalo estudado para dar suporte às interpretações paleoambientais e paleogeográficas;
- e) Correlação poço-sísmica visando a identificação e o mapeamento de horizontes sísmicos chaves para o auxílio da interpretação da evolução estratigráfica da seção analisada, quando possível;
- f) Discussão sobre a evolução estratigráfica no intervalo do Eossiluriano ao Eocarbonífero na Bacia do Parnaíba.

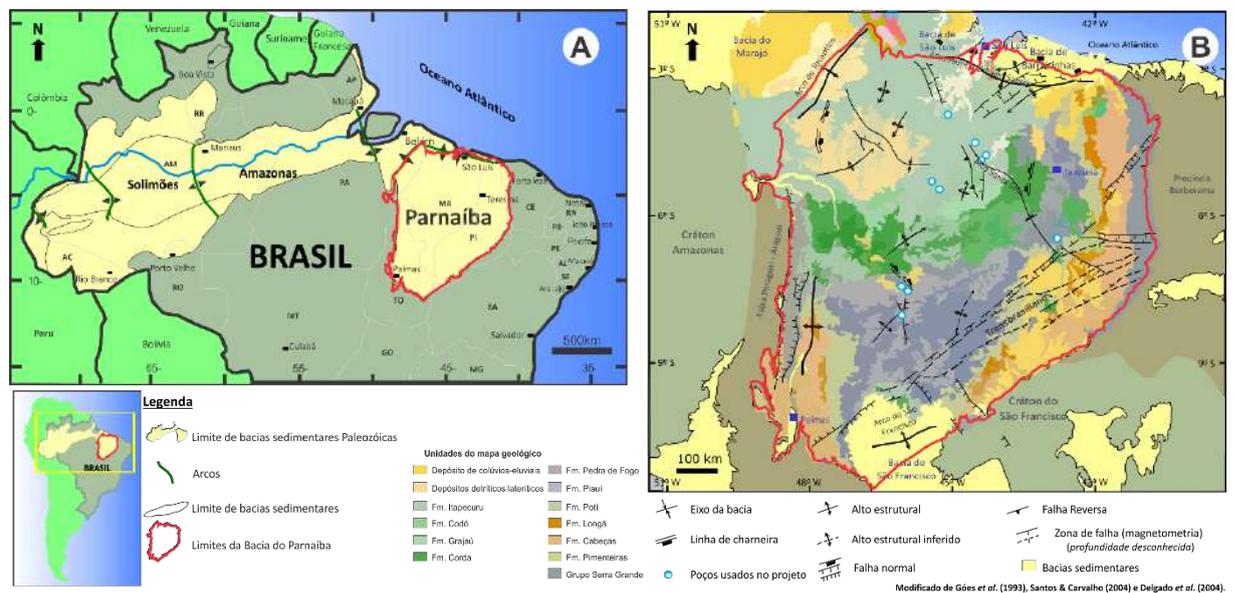
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Generalidades

A Bacia do Parnaíba é uma bacia sedimentar do tipo sinéclise intracratônica com localização geográfica na região norte-nordeste do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 660.000 km² abrangendo principalmente os estados do Piauí e Maranhão, mas, com pequenas porções nos estados do Ceará, Bahia, Tocantins e Pará (figura 1A).

As feições estruturais atuais que limitam a Bacia do Parnaíba são: (1) ao norte o Arco Ferrer-Urbano Santos, que a separa das bacias de São Luís e de Barreirinhas; (2) a noroeste o Arco do Tocantins, que a separa da bacia do Marajó; (3) a sul e a sudeste o Arco de São Francisco, que faz o limite com a bacia do São Francisco (MILANI & ZALÁN, 1998) (figura 1B).

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Parnaíba



Legenda: A) Mapa de localização da Bacia do Parnaíba. B) Mapa geológico, tectônico e estrutural da seção paleozóica da Bacia do Parnaíba, modificado de GÓES *et al.*, 1993; SANTOS & CARVALHO, 2004 e DELGADO *et al.*, 2004 a, b, c, d, e, f.

Fonte: A) A autora, 2018; B) Modificado de GÓES *et al.*, 1993; SANTOS & CARVALHO, 2004; DELGADO *et al.*, 2004 a, b, c, d, e, f.

Segundo ALMEIDA *et al.* (2000), o embasamento da Plataforma Sul Americana, em que está incluída a Bacia do Parnaíba, é o resultado de três principais eventos orogênicos e ou colagens continentais precambrianas subsequentes: o Transamazônico (2.2 -1.8 Ga), o Mesoproterozoico (1.3 – 0.95 Ga) e o Brasiliano (0.9 – 0.5 Ga). CUNHA (1986) e

ALMEIDA *et al.* (2000) atribuem os arranjos tectônicos e estruturais atuais do embasamento como sendo herdados do último ciclo, qual seja, o Brasiliano. Desta forma, estes autores consideram que as rochas e estruturas precambrianas e mais antigas foram tectonicamente reativadas e retrabalhadas pelo evento Brasiliano.

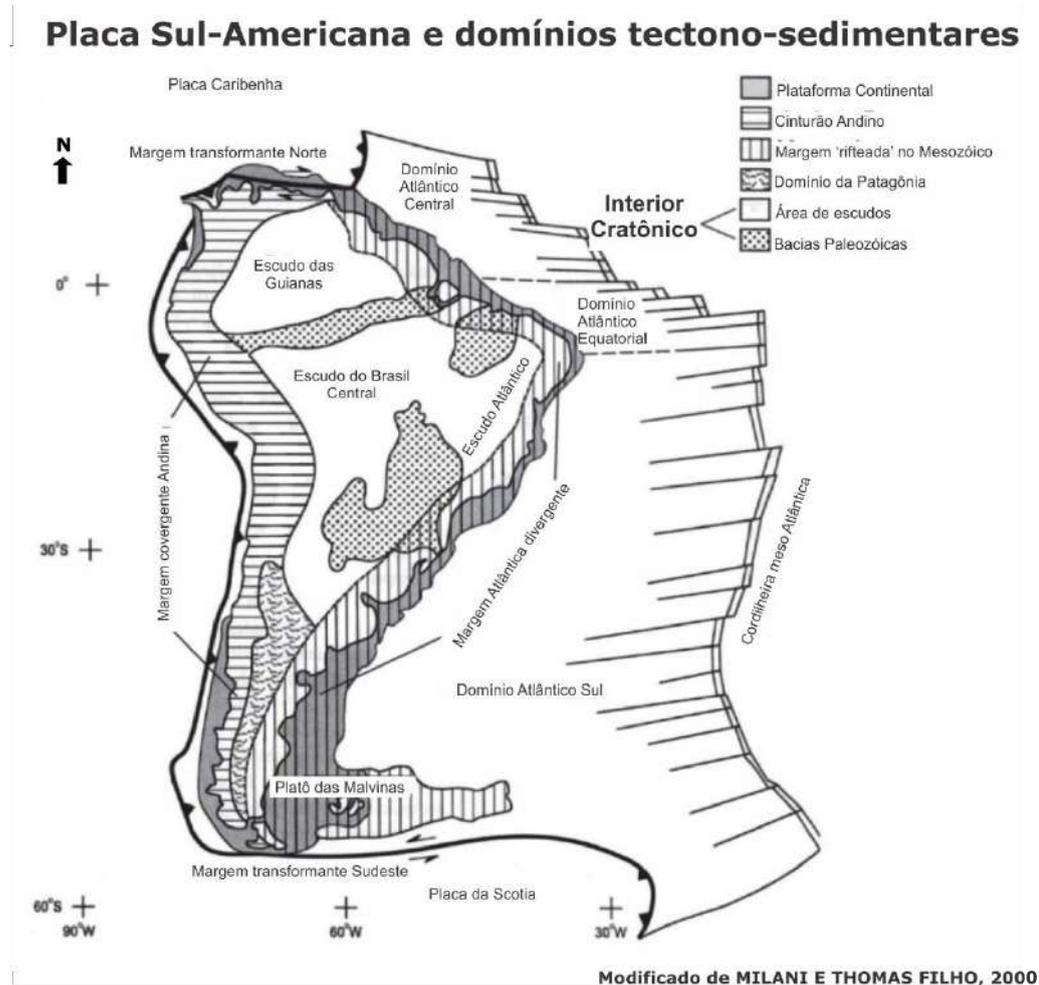
O preenchimento sedimentar da bacia é representado quase que na totalidade por siliciclásticos depositados desde o período Cambriano até o Cretáceo. Segundo GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007), o pacote sedimentar pode atingir 3500 metros de espessura no depocentro. VAZ *et al.* (*op cit*) individualizaram 5 (cinco) “pacotes” de estratos sedimentares (com associação magmática, em alguns casos) separados entre si por discordâncias generalizadas e hiato na escala de milhões de anos. Estes autores chamaram estes “pacotes” de “sequências”, mas, não fizeram nenhuma relação deste termo com o conceito de Sequência Depositional utilizado na Estratigrafia de Sequência. As cinco Sequências de VAZ *et al.* (2007) são identificadas pelas suas idades de deposição, a saber: a Siluriana, a Mesodevoniana-Eocarbonífera, a Neocarbonífera-Eotriássica, a Jurássica e a Cretácea.

2.2 A Plataforma Sul Americana

O termo “Plataforma Sul Americana” foi cunhado por ALMEIDA (1972) para designar o embasamento continental estável da América do Sul. Segundo ALMEIDA *op. cit.* a Plataforma Sul Americana (figura 2) é composta de terrenos cratônicos e faixas dobradas sobre os quais instalaram-se as coberturas sedimentares fanerozoicas.

Os maiores terrenos cratônicos identificados em território brasileiro são o Amazônico e o do São Francisco, porém, outros blocos cratônicos menores também são catalogados. Um destes blocos é o assim chamado bloco do Parnaíba, o qual diferentemente dos outros blocos cratônicos não possui nenhuma porção aflorante, localizando-se totalmente subjacente à Bacia do Parnaíba, figura 3 A e B, sendo sua identificação baseada em métodos geofísicos indiretos (DALY *et al.* 2014; BRITO NEVES & FUCK, 2014).

Figura 2 – Placa Sul Americana

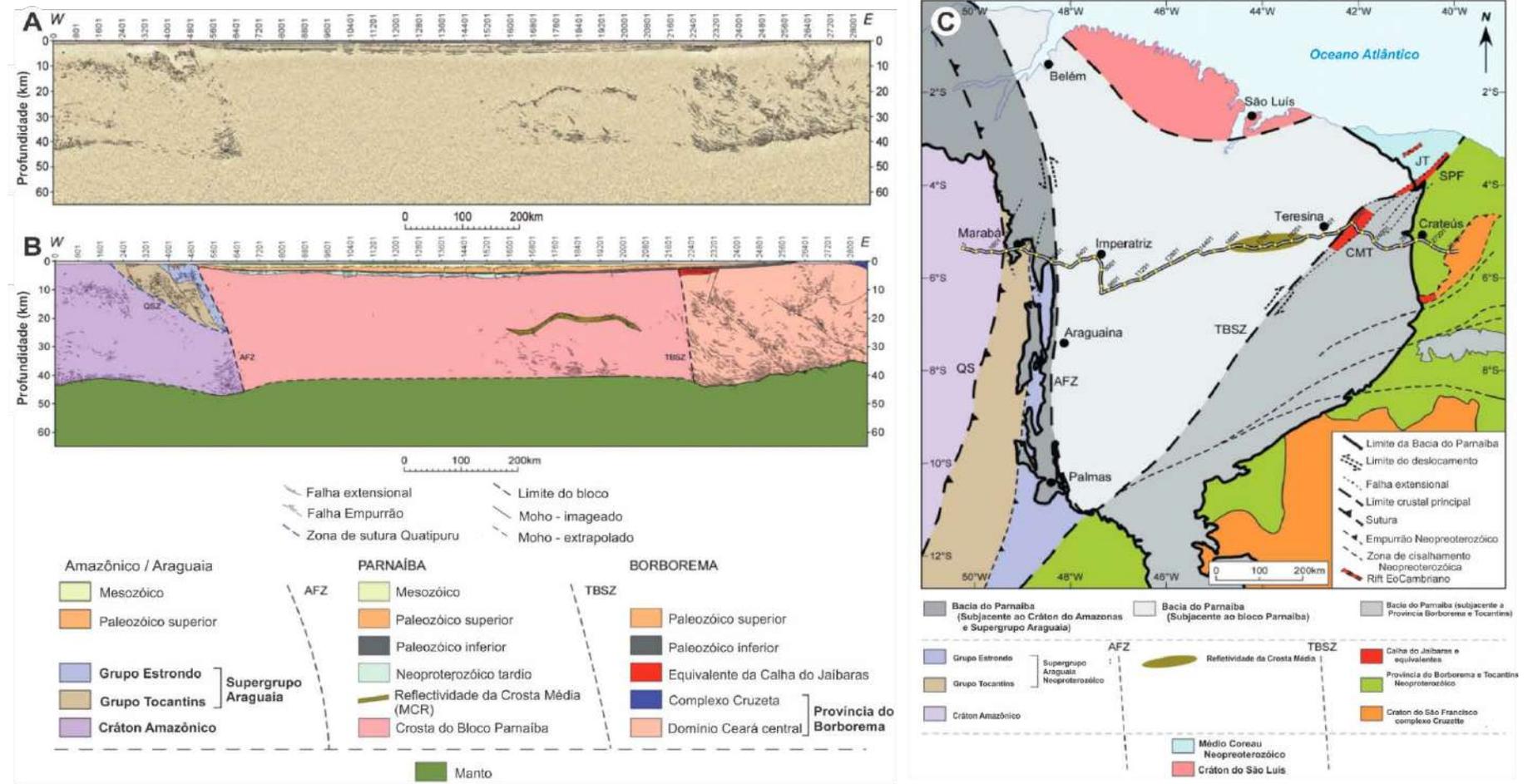


Legenda: Placa Sul Americana e seus domínios tectono-sedimentares.

Fonte: Modificado de MILANI & THOMAZ FILHO, 2000.

As principais faixas dobradas da Plataforma Sul Americana são a da Borborema, a Paraguai-Araguaia e a da Ribeira (CORDANI *et al.*, 2016) (figura 3 C). As duas primeiras (Paraguai-Araguaia e Borborema), as quais suturaram o bloco cratônico do Parnaíba nos crátons Amazônico, à oeste, e São Francisco, à leste, também fazem parte do substrato da bacia do Paranaíba em suas extremidades oeste e leste respectivamente. Métodos geofísicos indiretos (métodos potenciais e sísmica profunda) sugerem a presença de riftes com espessas seções sedimentares nestes cordões orogênicos subjacentes à bacia do Paranaíba (figura 3 A e B).

Figura 3 – Seção sísmica W-E da Bacia do Parnaíba



O embasamento continental estável como denominado por ALMEIDA *et al.* (2000) é composto por crostas continentais arqueanas e proterozoicas organizadas durante os três principais eventos orogênicos supra-citados: o Transamazônico (2.2 - 1.8 Ga), Mesoproterozóico Superior (1.3 - 0.95 Ga) e o Brasileiro/Pan Africano (0.9 - 0.5 Ga). Os supercontinentes que foram formados como resultado desses principais eventos orogênicos são denominados Atlântica (Paleoproterozoico), Rodínia (Mesoproterozoico - Neoproterozoico), Gondwana Oeste (Neoproterozoico - Fanerozoico) (ALMEIDA *et al.*, 2000 e CORDANI *et al.*, 2016). Durante o Paleozoico outros eventos orogênicos aconteceram (Caledoniano e Herciniano) culminando com a formação do supercontinente Pangea no final do Paleozóico e início do Triássico, porém estes eventos não tiveram contribuição na formação da Plataforma Sul Americana ALMEIDA *et al.*, 2000 e CORDANI *et al.*, 2016.

De acordo com ALMEIDA *et al.* (2000), mesmo antes da “assemblage” e da ruptura do supercontinente Pangea no Triássico Superior, a Plataforma Sul Americana encontrar-se-ia relativamente estável. Esta estabilidade seria considerada ainda que ocorrendo diferentes estágios de abertura do oceano Atlântico no Cretáceo; o desenvolvimento das margens ativas e transformantes do Pacífico e Caribenha; processos tectônicos e magmáticos associados ocorridos em seu interior como respostas das orogenias periféricas; e rupturas continentais nas bordas circundantes.

A consolidação da Plataforma Sul Americana ocorreu, segundo CORDANI *et al.* (2016), com a formação do Gondwana Oeste (figura 4), devido à sutura de blocos continentais resultantes da fragmentação do supercontinente Rodínia através de cinturões móveis do evento Brasileiro.

O evento Brasileiro teria sido responsável pelo padrão tectônico e a formação do arcabouço estrutural da plataforma ainda quando esta era parte integrante do supercontinente Gondwana (ALMEIDA *et al.*, 2000 e SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). O arcabouço estrutural previamente estabelecido teria controlado o desenvolvimento das coberturas sedimentares fanerozoicas e o embasamento da plataforma tornou-se estável no início do Ordoviciano. Mais tarde, no Mesozoico, com *breakup* continental do Gondwana a plataforma foi individualizada nos contornos do presente.

2.3 Evolução tectônica regional

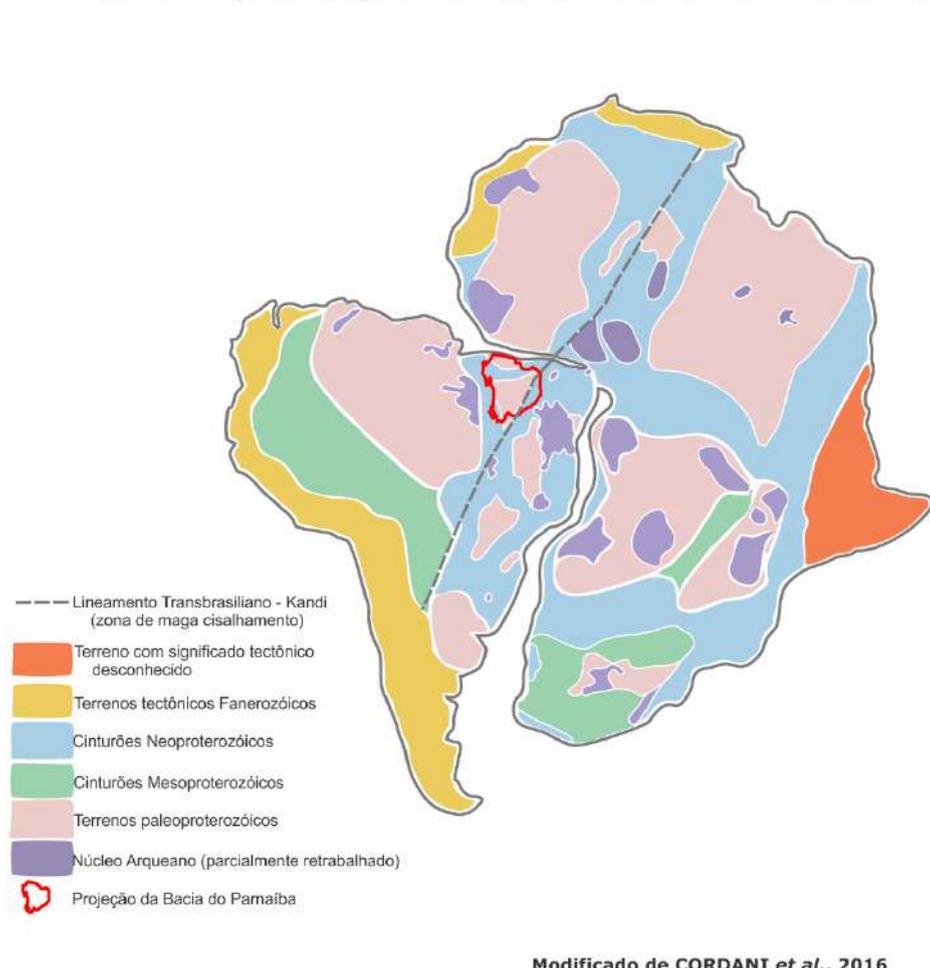
A Bacia do Parnaíba definida por MILANI & ZALÁN (1998) como *sag* circular está localizada quase que em sua totalidade no nordeste do Brasil. Bacias intracratônicas do tipo *sag* são localizadas no interior de placas tectônicas sobre crosta continental. Suas origens estão relacionadas, principalmente, às consequências de regimes distensivo atuantes sobre as placas tectônicas os quais causam afinamento crustal. O afinamento crustal, por sua vez, acontece em decorrência do rifteamento da porção rúptil da crosta superior e da subida da isoterma que marca o topo da astenosfera avançando sobre a base da litosfera. Com a interrupção dos esforços distensivos ocorre o relaxamento térmico do topo da astenosfera fazendo com que este desça para a sua posição original. Este processo causa um efeito de subsidência da litosfera provocando depressões na superfície da crosta continental. Estas depressões normalmente atingem áreas de centenas de milhares de quilômetros quadrados, porém, com baixa amplitude de variação vertical alcançando apenas poucas unidades de quilômetros (EINSELE, 2000). Os principais sistemas de falhas da fase de estiramento crustal condicionam limites da área deposicional nas subsequentes bacias do tipo *sag* intracratônicas. O lento decaimento térmico depois do evento de interrupção dos esforços distensivos e o constante preenchimento sedimentar podem promover e manter subsidências posteriores por um longo período nesse tipo de bacia (EINSELE, 2000). Apesar de não ser muito comum, as bacias intracratônicas também podem ser formadas com consequência da variação de densidade da crosta em comparação com as áreas vizinhas (EINSELE, 2000).

Assim, a Bacia do Parnaíba instalou-se sobre a Plataforma Sul Americana e está posicionada sobre o bloco cratônico do Parnaíba (figura 3 A e B) e parcialmente sobre as faixas de dobramentos que bordejam os crátons Amazônico a oeste (faixa Paraguai-Araguaia) e do São Francisco a sudeste (Província da Borborema) (figura 3 C). Estas faixas de dobramentos são constituídas de metassedimentos formados e/ou retrabalhados no evento Brasileiro (Neoproterozoico).

Uma reconstituição esquemática, (figura 4), apresentada por CORDANI *et al.* (2016), mostra a disposição dos blocos continentais resultantes da fragmentação do supercontinente Rodínia que foram suturados pelas faixas dobradas do ciclo Brasileiro/Pan-Africano para formar o continente Gondwana Oeste. Nota-se que a Bacia do Parnaíba se localiza quase que em sua totalidade sobre o bloco cratônico do Parnaíba, o qual segundo BRITO NEVES & FUCK (2014) é mais um fragmento continental gerado com a fissão de Rodínia. DALY *et al.* (2014) mostraram evidências sísmicas que corroboram esta interpretação (figura 3A).

Figura 4 – Reconstrução esquemática do Gondwana Oeste

Reconstrução esquemática do Gondwana Oeste



Legenda: Reconstrução esquemática do Gondwana Oeste (Neoproterozoico – Cambriano).
 Fonte: Modificado de CORDANI *et al.*, 2016.

Uma feição geotectônica marcante que afetou a área da Plataforma Sul Americana sobre a qual instalou-se a Bacia do Parnaíba é o Lineamento Transbrasiliano, figura 4, uma zona de cisalhamento “*strike-slip*” de direção NE-SW em escala continental que afetou todo o continente Gondwana Oeste (CORDANI *et al.*, 2016). Segundo estes autores o Lineamento Transbrasiliano aconteceu ao final do Ciclo Orogênico Brasileiro. Dados sísmicos recentes na Bacia do Parnaíba, porém, mostram que toda a seção paleozoica da bacia foi afetada por movimentação “*strike-slip*” na área sobrejacente ao Lineamento Transbrasiliano revelando que esta zona de cisalhamento permaneceu ativa mesmo depois da consolidação do continente Gondwana Oeste.

Os elementos geotectônicos subjacentes à Bacia do Parnaíba e suas interações foram imageados em recente pesquisa sísmica na qual uma “*transect*” 2D cruzou toda a bacia na

direção E-W (DALY *et al.*, 2014), figura 3 C. Este perfil sísmico de reflexão profunda com 1430 km de extensão conseguiu imagear o tempo sísmico duplo (TWT- *Two Way Time*) de 20 segundos representando uma profundidade de aproximadamente 65 km. Com um resultado sísmico de boa qualidade foi possível identificar e classificar os elementos geotectônicos crustais que servem de embasamento para a Bacia do Parnaíba, tais como: o bloco cratônico do Parnaíba e as faixas móveis Paraguai-Araguaia à oeste e Borborema à leste, figura 3 A e B. Também foi possível observar o tipo de contato entre estes entes geotectônicos os quais são discutidos por DALY *et al.* (2014).

Uma outra feição estrutural é o Lineamento Pico-Santa Inês (figura 1B). CUNHA (1986) descreve esse lineamento como uma faixa cataclada de direção NW-SE, que teria controlado um dos dois eixos deposicionais da bacia até o Pensilvaniano. Ainda segundo o autor *op.cit* as evidências que caracterizam o Lineamento Picos Santa Inês não são tão explícitas quanto as do Lineamento Transbrasiliano.

GÓES *et al.* (1993) propõem um mapa estrutural da base dos depósitos do Siluriano, realizado a partir da compilação de diversas ferramentas (sísmica, magnetometria, geologia de superfície, sensoriamento remoto, etc), figura 5A, no qual fica claro a geometria circular/elíptica da bacia, que segundo os autores seria reflexo do contorno do embasamento circundante. O eixo maior orientado na direção NO-SE, coincidente com a calha da bacia, reflete as maiores espessuras sedimentares preservadas na sinéclise.

Os mapas de isópacas (figura 5B e C) da sequência paleozoica (grupo Serra Grande e Canindé) revelam que a bacia esteve condicionada a dois eixos deposicionais que, de acordo com CUNHA (1986), encontravam-se ortogonalmente dispostos de orientação NE-SW e NW-SE coincidentes com as direções dos lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês, respectivamente. No intervalo do Neocarbonífero ao Jurássico (Grupo Balsas), como reflexo da abertura do oceano Atlântico, os depocentros foram deslocados para a parte central, configurando um padrão de sedimentação concêntrico de sinéclise interior (figura 5D).

CUNHA (1986) sugere que na fase final do Ciclo Orogênico Brasileiro, possivelmente em decorrência de efeitos térmicos de resfriamento e descompressão, zonas de falhas no embasamento da Bacia do Parnaíba foram reativadas formando feições grabeniformes e meio grabens nas quais alojaram seções compostas por sedimentos imaturos depositadas entre o Pré-Cambriano e o Cambro-Ordoviciano representados pelas formações Riachão e Mirador. Ainda segundo este autor, as feições grabeniformes, poderiam refletir lineamentos importantes como o Picos-Santa Inês, que formam no conjunto um padrão de fraturas de direção predominantemente NW-SE no embasamento.

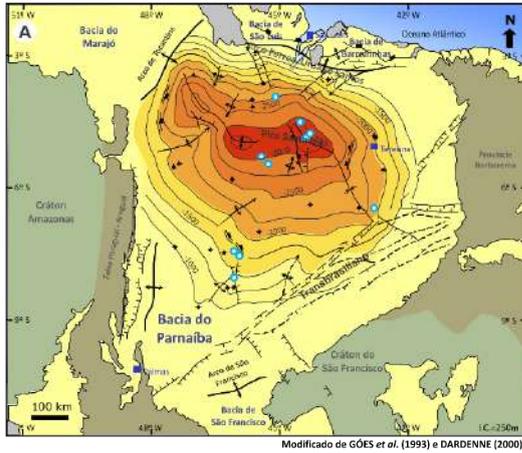
Com base em dados de sísmica de reflexão, gravimetria e magnetometria OLIVEIRA & MOHRIAK (2003), também interpretaram estruturas granbenformes que teriam controlado o depocentro inicial dessa bacia.

A subsidência inicial, decorrente de eventos térmicos e deformacionais do Ciclo Brasileiro, resultou na criação de uma depressão onde instalaram-se as sequências deposicionais na Bacia do Parnaíba (CUNHA, 1986; ALMEIDA & CARNEIRO, 2004; CAPUTO *et al.*, 2006).

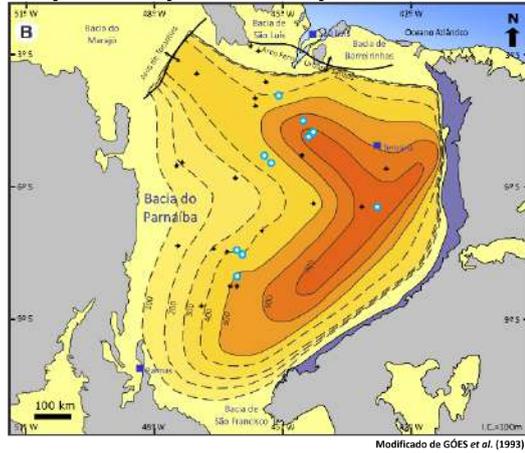
Outros fatores importantes que condicionaram a sedimentação nessa bacia e nas outras sinéclises brasileiras estão relacionados aos elevados níveis eustáticos dos oceanos durante o Paleozoico, que invadiram vastas áreas continentais rebaixadas (sinéclises) dando origem a grandes mares epicontinentais, e o desenvolvimento de orogêneses como a Caledoniano e a Eo-Herciniana citada por VAZ *et al.* (2007).

Ao Norte, o limite da bacia é garantido pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição estrutural relacionada a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Mesozóico, onde o rifteamento Atlântico quebrou a conexão com a bacia análoga no noroeste da África (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000). Ainda no Mesozoico dois pulsos magmáticos foram registrados na bacia e correspondem respectivamente as formações Mosquito e Sardinha. Esses pulsos estão relacionados a abertura do oceano Atlântico Equatorial (Jurássico) e posteriormente do oceano Atlântico Sul (Cretáceo).

Figura 5 – Mapa estrutural e de isópacas
Mapa estrutural sísmico em profundidade do Embasamento



Mapa de isópacas do Grupo Serra Grande

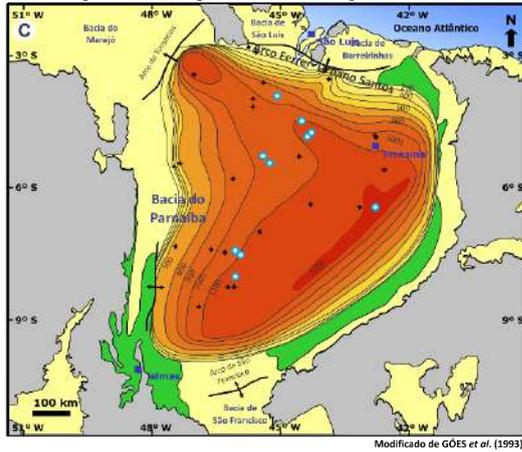


Legenda

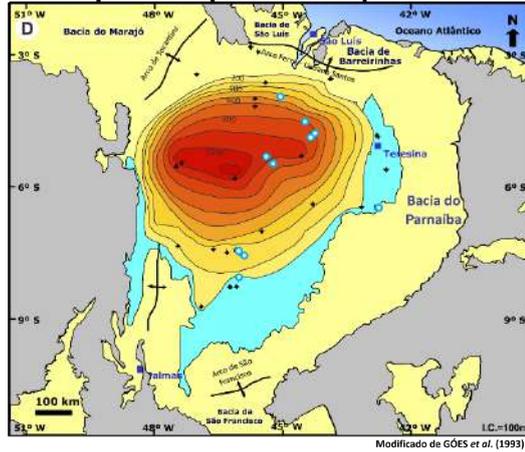
- ✦ Alto estrutural
- ✦ Alto estrutural inferido
- ✦ Falha normal
- ✦ Falha Reversa
- ✦ Zona de falha (magnetometria) (profundidade desconhecida)
- ✦ Poços usados no projeto
- ✦ Linha de charneira

■ Afloramento do Gr. Serra Grande

Mapa de isópacas do Grupo Canindé



Mapa de isópacas do Grupo Balsas



■ Afloramentos do Grupo Canindé (Sequência Devoniana / Carbonífera)

■ Afloramentos do Grupo Balsas (Sequência Permocarbonífera)

Legenda: A) Mapa estrutural sísmico em profundidade do embasamento (mapa de contorno estrutural da base do Siluriano). B) Mapa de isópacas do Grupo Serra Grande. C) Mapa de isópacas do Grupo Canindé. D) Mapa de isópacas do Grupo Balsas, modificado de GÓES *et al.*, 1993.

Fonte: Modificado de GÓES *et al.*, 1993.

2.4 Embasamento

A Plataforma Sul Americana, ou mais especificamente o bloco Parnaíba, atuou como embasamento da Bacia do Parnaíba desde o Ordoviciano quando adquiriu estabilidade tectônica (ALMEIDA *et al.*, 2000 e CORDANI *et al.*, 2016). Por correlação com os litotipos registrados ao entorno da bacia, pertencentes a uma área compreendida entre as províncias tectônicas do Borborema, Amazonas, Araguaia e São Francisco, supõem-se que o embasamento cristalino da Bacia do Parnaíba seja constituído de rochas metamórficas, ígneas relacionadas ao período de estabilização dessa plataforma (VAZ *et al.*, 2007).

As principais estruturações do embasamento cristalino que serviram como base para o desenvolvimento da cobertura sedimentar da plataforma na bacia estariam relacionadas aos sistemas de grábens com eixos principais N-S (Proterozoico/Cambriano) preenchidos por sedimentos da Formação Riachão e os de direção NE-SW (Cambro-Ordoviciano), decorrentes do Lineamento Transbrasiliano, preenchidos por sedimentos do Grupo Jaibaras.

A Formação Riachão (VAZ *et al.*, 2007) composta por grauvas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos é considerada de idade proterozoica média ou superior por correlação com sedimentos dos crátons Amazônico e do São Francisco.

O Grupo Jaibaras possui idade estimada do Cambro-Ordoviciano, determinada por meio de correlação com unidade aflorante a leste e nordeste da bacia e ainda não amostrados em subsuperfície, sendo considerados por correlação com o Gráben Jaibaras como depósitos fluviais, aluviais e lacustres.

2.5 Arcabouço estratigráfico

Para este trabalho adotou-se o diagrama estratigráfico mais recentemente publicado, proposto por VAZ *et al.* (2007), baseado em poços perfurados até 1987, figura 6. Os pacotes sedimentares e magmáticos da Bacia do Parnaíba foram individualizados por estes autores em cinco sequências distintas: a Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias regionais.

A nomenclatura litoestratigráfica adotada obedeceu a precedência das definições de SMALL (1914), PAIVA (1937), PLUMMER (1946), ALBUQUERQUE & DEQUECH(1946), CAMPBELL (1949), KEGEL (1953, 1956), RODRIGUES (1967),

CAROZZI (1975), DELLA FÁVERA (1982), CAPUTO (1984), CAPUTO & LIMA (1984); *apud* GÓES & FEIJÓ (1994).

2.5.1 Sequência Siluriana

A sequência Siluriana é a primeira sequência deposicional da Bacia do Parnaíba e documenta o primeiro ciclo transgressivo-regressivo segundo VAZ *et al.* (2007). De acordo com GÓES *et al.* (1990) este ciclo se depositou sobre uma grande depressão de idade ordoviciana resultado da evolução termo-mecânica da bacia. Esta sequência é representada pelo Grupo Serra Grande que compreende sedimentos depositados em uma grande variedade de ambientes tais como glaciais, flúvios-deltaicos e marinho raso encerrados por uma discordância regional decorrente de efeitos relacionados a orogenia Caledoniana.

O Grupo Serra Grande é composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipu (VAZ *op cit.*) é composta por arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matações de quartzo ou quartzito e arenitos finos a grossos. Os ambientes deposicionais podem variar de glacial proximal a glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (CAPUTO, 1984).

A Formação Tianguá (VAZ *et al.* 2007) consiste em folhelhos cinza-escuro, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, de arenitos cinza-claro, fino a médio, feldspáticos e de intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuros, biturbados e micáceos. O ambiente de sedimentação identificado por GÓES & FEIJÓ (1994) foi o de plataforma rasa. Segundo VAZ *et al.* (*op. cit.*) essa formação representa a superfície de inundação máxima da Sequência Siluriana, possuindo contatos concordantes com as formações Ipu sotoposta e Jaicós sobreposta.

A Formação Jaicós constitui-se de arenitos cinza-claro, creme ou amarronzada, grossos, com seixos mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular (CAPUTO, 1984). Essa formação, segundo GÓES & FEIJÓ (1994) representa o intervalo regressivo dessa sequência, e suas fácies indicam deposição por sistemas fluviais entrelaçados.

De acordo com a carta estratigráfica de VAZ *et al.* (2007), essa sequência tem seus contatos inferior, com o embasamento, e o superior, com a sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, em discordância erosiva.

2.5.2 Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera

A segunda sequência deposicional, Mesodevoniana-Eocarbonífera, foi depositada segundo GÓES *et al.* (1990) em um contexto de desenvolvimento contínuo de processos tectônicos e flexurais que favoreceram o aumento do ambiente marinho durante o Devoniano, permitindo a deposição do Grupo Canindé. Essa sequência possui registros de alternância de ciclos transgressivo-regressivo com diferentes ambientes de sedimentação que variam entre deltaicos, plataformais dominados por tempestades, planície de marés, até glaciais. O encerramento da sedimentação dessa sequência é marcado pela discordância regional Mesocarbonífera associada aos efeitos decorrente da orogenia Eo-Herciniana (colisão entre Laurásia e Gondwana) que marcaram profundas mudanças nas condições climáticas e deposicionais na bacia (CUNHA, 1986).

Litoestratigraficamente, o Grupo Canindé é composto, em ordem ascendente, pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, descritas a seguir.

A Formação Itaim (VAZ *et al.*, 2007) é constituída de arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade e maior intercalação de folhelhos bioturbados na base. Segundo GÓES & FEIJÓ (1994), os sedimentos foram depositados em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e tempestades.

A Formação Pimenteiras, de acordo com DELLA FÁVERA (1990), compreende folhelhos cinza escuro a pretos, em partes bioturbados, radioativos, ricos em matéria orgânica, que representam a ingressão marinha mais expressiva na bacia. O ambiente de sedimentação é de plataforma rasa dominada por tempestades (DELLA FÁVERA., 1990).

A Formação Cabeças caracteriza-se por arenitos cinza-claros a brancos, com intercalação de siltitos e folhelhos; diamictitos na parte superior, tilitos e seixos estriados que definem segundo CAPUTO (1984) ambiente glacial ou periglacial. O principal ambiente de sedimentação é o plataformais sob influência de correntes de marés (GÓES & FEIJÓ, 1994), apesar de fácies flúvio-estuarinas também ocorrem.

A Formação Longá (VAZ *et al.*, 2007) é representada por folhelhos cinza-escuros a pretos, em partes arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados, arenitos e siltitos. O ambiente plataformais dominado por tempestades foi proposto por GÓES & FEIJÓ (1994).

A Formação Poti (LIMA & LEITE, 1978 *apud* VAZ *et al.*, 2007) abrange arenitos cinza-esbranquiçados, siltitos e folhelhos. O ambiente deposicional desses sedimentos são deltas e planícies de maré, sob influência de tempestades (GÓES & FEIJÓ, 1994).

O contato superior com a sequência Neocarbonífera – Eotriássica (Formação Piauí) é discordante, erosivo.

2.5.3 Sequência Neocarbonífera – Eotriássica

Um novo ciclo transgressivo-regressivo marca a terceira sequência deposicional, Neocarbonífera-Eotriássica, representada pelo Grupo Balsas. Segundo ALMEIDA & CARNEIRO (2004) a sedimentação continental com clima árido prevaleceu sobre a sedimentação marinha com clima temperado, tendo como causa uma regressão de caráter global que provocou a retirada do mar epicontinental dessa bacia. De acordo com GÓES *et al.* (1990), além da progressiva desertificação durante essa fase de continentalização, correspondente ao Grupo Balsas, teria ocorrido também o deslocamento dos depocentros para porções mais centrais da bacia (figura 5C). Os sedimentos registrados no Grupo Balsas são decorrentes de depósitos de ambientes desérticos, litorâneos, marinhos raso e mares restritos.

Litoestratigraficamente, o Grupo Balsas é formado, em ordem ascendente, pelas formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí, segundo LIMA & LEITE (1978) *apud* VAZ *et al.* (2007), é composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte em intercalação com folhelhos vermelhos, calcários, sílex, siltitos e lentes de conglomerados, depositados em ambiente de sedimentação fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, com clima semi-árido a desértico.

A Formação Pedra de Fogo caracteriza-se por conter sílex, calcário oolítico e psolítico, arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e dolomito (DINO *et al.*, 2000 *apud* VAZ *et al.*, 2007), depositados, segundo GÓES & FEIJÓ (1994), em um ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha* e influência de tempestades. Possui contatos concordantes com as formações Piauí (subjacente) e Motuca (sobrejacente).

A Formação Motuca (VAZ *et al.*, 2007) é constituída de siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelhos, anidrita e calcários, depositados, de acordo com GÓES & FEIJÓ (1994), em um sistema desértico, com lagos associados.

A Formação Sambaíba é representada por arenitos róseo e amarelo depositados por sistemas eólicos em ambiente desértico (GÓES & FEIJÓ, 1994). A deposição dessa formação coincidiu com mudanças bruscas ambientais e tectônicas na área da bacia, onde os mares abertos com ampla circulação e clima temperado deram lugar a mares restritos e rasos e clima

quente e árido (VAZ *et al.*, 2007).

2.5.4 Sequência Jurássica

A sequência Jurássica segundo VAZ *et al.* (2007) compreende a Formação Pastos Bons que é composta por arenitos brancos com tonalidades de verde e amarelo, fino a médio e apresentam estratificação paralela e lentes de calcários, na sua parte basal; siltitos, folhelhos/argilito cinza a verdes intercalados com arenitos na porção mediana e arenito vermelho, cor-de-rosa, gradando para siltito com níveis de folhelhos na parte superior (CAPUTO, 1984). De acordo com VAZ *et al.* (*op cit.*) a Formação Pastos Bons é discordante das formações paleozoicas e teria sido depositada em paleo-depressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido a árido que se encerraria com a abertura do oceano Atlântico Equatorial.

No Mesozoico, a abertura do Oceano Atlântico com a consequente ruptura do supercontinente Pangea, marcou a ocorrência de eventos distensionais, surgimento de fraturas, magmatismo básico com a presença de rochas ígneas intrusivas e extrusivas que se instalaram no registro sedimentar da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA & CARNEIRO, 2004; ZALÁN, 2004).

Diante desse cenário as rochas ígneas, presentes na Bacia do Parnaíba, foram incluídas em duas unidades: a Formação Mosquito (Jurássica) e a Formação Sardinha (Cretácea). A Formação Mosquito (AGUIAR, 1969 *apud* GÓES & FEIJÓ, 1994) é composta por basalto preto, amigdaloidal, toleítico com intercalações de arenitos. Segundo ZALÁN (2004) essa unidade poderia ser correlacionada as soleiras de diabásio presentes nas bacias do Solimões e Amazonas decorrentes do rifteamento e da Província Magmática do Atlântico Central – CAMP (210-201 Ma).

Segundo VAZ *et al.* (2007), a causa da subsidência que culminou com a deposição da sequência Jurássica, representada pela Formação Pastos Bons, teve como principal motivo o peso das rochas básicas da Formação Mosquito somada à carga sedimentar de então. No entanto, a respeito da subsidência ocorrida no jurássico que culminou com a deposição dessa sequência é questionável, uma vez que a seção “*transect*” apresentada por DALY *et al.* (2014) mostra que a espessura sedimentar da Bacia do Parnaíba como um todo (aproximadamente 3,5 km) é pequena quando comparada com a do Bloco Parnaíba subjacente (60 km). A seção apresentada por DALY *et al.* (*op. cit.*) ajuda a refinar o entendimento sobre a subsidência

dessa bacia durante o Jurássico e nos lembrar da necessidade de aquisição de novos dados para a construção de um modelo de evolução da bacia o mais próximo do real possível.

2.5.5 Sequência Cretácea

A última sequência da Bacia do Parnaíba é a Cretácea, representada litoestratigraficamente pelas formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru; e por rochas ígneas (intrusivas e extrusivas) da Formação Sardinha. Esta sequência foi depositada em ambientes marinho raso, lacustre, flúvio-deltaico a litorâneo, cujos registros sedimentares são decorrentes de movimentações tectônicas associadas à separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo e consequente abertura do Oceano Atlântico (VAZ *et al.*, 2007).

A Formação Corda (VAZ *et al.*, 2007) contém arenitos vermelhos muito finos/finos e médios, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Foram identificadas por VAZ *et al.* (*op. cit.*) estratificações cruzadas de grande porte, *ripples* entre outras que o fizeram deduzir que essa unidade foi depositada em um sistema desértico.

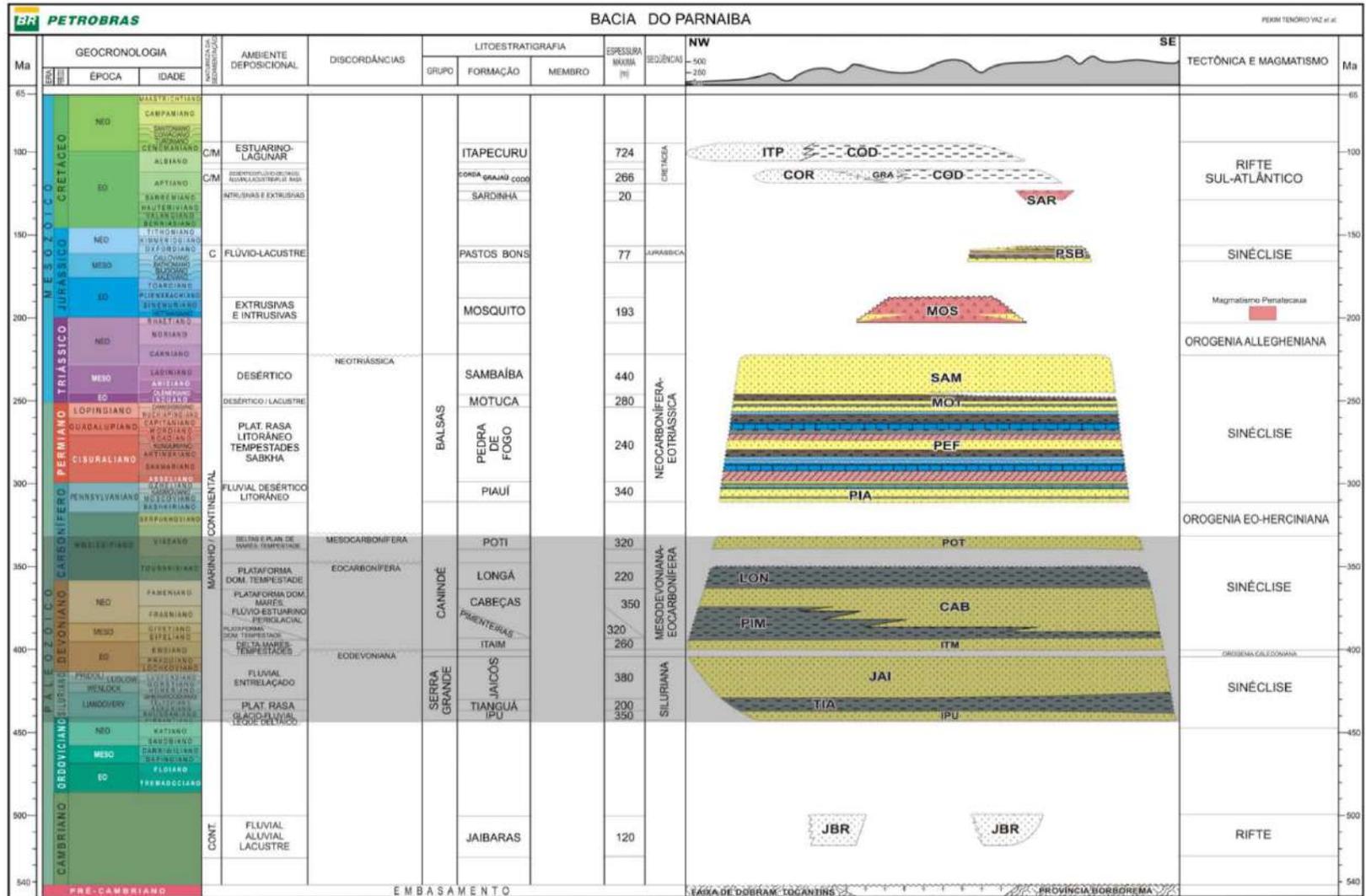
A Formação Grajaú (VAZ *et al.*, 2007) caracteriza-se por arenitos creme-claros, médio/grossos, mal selecionados, seixos e níveis conglomeráticos, arenitos finos e pelitos, estruturas acanaladas e de carga que representariam sedimentos litorâneos. O ambiente de sedimentação seria marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (VAZ *et al.*, 2007).

A Formação Codó é descrita por VAZ *et al.* (2007) como constituída por folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenitos, além de níveis de sílex e estromatólitos, depositados em ambiente de sedimentação marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico.

A Formação Itapecuru é representada por arenitos variegados, finos, friáveis com estruturas variadas corresponderiam à deposição em um sistema estuarino-lagunar atingido eventualmente por ondas de grande escala (VAZ *et al.*, 2007). Os depósitos mostram natureza transgressiva, recobrindo discordantemente as formações Codó e Grajaú (VAZ *et al.*, 2007).

A Formação Sardinha compreende ígneas descritas como basaltos, preto a roxos, mapeados entre as cidades de Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda (AGUIAR, 1971, *apud* VAZ *et al.*, 2007). Essa unidade seria correlacionada à Formação Serra Geral (137 a 127 Ma) da Bacia do Paraná e ao rifteamento do Atlântico Sul.

Figura 6 – Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba



Legenda: Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba com o intervalo de estudo em destaque (Eossiluriano ao Eocarbonífero).
 Fonte: GÓES *et al.*, 1993.

2.6 Arcabouço cronoestratigráfico da seção analisada

A literatura existente relativa à cronoestratigrafia da Bacia do Parnaíba, em nenhum dos casos pesquisados (MELO, 1988; LOBOZIAK *et al.*, 1993; MELO & LOBOZIAK, 2003; GRAHAN *et al.*, 2005; GRAHN & MELO, 2005; CAPUTO *et al.*, 2008), compreende uma seção completa de toda a coluna estratigráfica da mesma. Assim, as informações sobre idades representam intervalos fragmentados quanto à amplitude estratigráfica, focados em determinados intervalos de tempo de acordo com a especialidade do autor.

Os trabalhos acima citados apresentam resultados de compilações bibliográficas e análises bioestratigráfica (miósporos e quitinozoários) a partir dos quais os autores propõem um arcabouço cronoestratigráfico para as seções analisadas utilizando esquemas elaborados por eles mesmos ou por outros autores como sumarizado por MELO & LOBOZIAK (2003); GRAHN *et al.* (2005) ou GRAHN & MELO (2005) na figura 7.

GRAHN *et al.* (2005) analisando o Grupo Serra Grande, figura 7 A, encontraram biozonas de miósporo *Laevolancis divellomedia* e quitinozoários *Pogonochitina tianguaense*, classificadas como da Época Llandovery, Período Siluriano, na Formação Tianguá. Estes autores não reportam a ocorrência das mesmas biozonas na Formação Ipu, porém a classificaram como de mesma idade que a Formação Tianguá.

GRAHN *et al.* (2005) encontraram as biozonas *Ramochitina sp. A* e *sp. B* próximas ao topo da Formação Jaicós, em um único poço (1-BJ-1-PA) no extremo noroeste da Bacia do Parnaíba, as quais atribuem a este intervalo Idades Praguiano a Emsiano, Época Eodevoniano. As características litológicas da Formação Jaicós, constituída basicamente por arenitos, tornam-na pobre em conteúdo fossilífero.

A atribuição da idade Eossiluriano (Llandovery) para Formação Tianguá, sotoposta à Formação Jaicós e, idade Eodevoniana (Emsiano) para o intervalo do topo da Formação Jaicós deixa subentendido que as porções basal e mediana da Formação Jaicós foram depositadas durante o Neossiluriano (Wenlock, Ludlow, Pridoli) ao Eodevoniano (Lochkovian), isso refletiria um tempo de aproximadamente 23 Ma. No entanto, pelo fato da Formação Jaicós ser arenosa e, portanto, pobre em conteúdo fossilífero, o mais provável é que nesse intervalo sem informações bioestratigráficas tenha havido mais de um evento de não deposição/erosão. Quando correlacionado com a Bacia do Amazonas, o intervalo sem informações biocronoestratigráficas da Formação Jaicós, Bacia do Parnaíba, corresponde a parte superior da Formação Pitinga, da Formação Manacapuru e Formação Maecuru.

Na Bacia do Amazonas GRAHN *et al.* (*op. cit.*), interpretaram dois intervalos de

hiatos, nas Épocas Wenlock e Pridoli, no intervalo temporal do Neossiluriano correspondente a porção basal e intermediária da Formação Jaicós. No contexto geotectônico de sinéclise intracratônica, esses eventos erosivos registrados na Bacia do Amazonas, muito provavelmente também ocorreram na Bacia do Parnaíba, porém não foram identificados pelos trabalhos de interpretação bioestratigráficos realizados devido à escassez do conteúdo fossilífero da Formação Jaicós e pela quantidade limitada de dados analisados. A análise da evolução da seção sedimentar executada nesse trabalho permitiu um detalhamento da Formação Jaicós não possível pela bioestratigrafia.

GRAHN & MELO (2005) descreveram biozonas de quitinozoários, ao longo do Período Devoniano, figura 7B, do Grupo Canindé. Esses autores encontraram próximo ao topo da Formação Itaim a biozona *A. latipes*, classificada como de Idade Eifeliano, Período Devoniano. GRAHN & MELO (*op. cit.*) não reportam a ocorrência das mesmas biozonas na porção basal da Formação Itaim, devido a litologia (arenitos) não favorável à preservação de quitinozoários e a quantidade limitada de amostras, porém classificaram-na como de Idade Emsiano.

GRAHN & MELO (2005) analisaram na porção basal da Formação Pimenteiras, biozonas com *A. langei*, *A. latipes* classificadas como de Idade Eifeliano a Givetiano, Período Devoniano; na porção mediana foram descritos *R. stiphrospinata*, *F. microspinosa* de Idade Givetiano, Período Devoniano, e notificada a presença de um hiato na passagem da Idade Givetiano para o Frasniano correlacionável a um hiato na Bacia de Illizi; e por fim, próximo ao topo desta formação, foram descritos quitinozoários da biozona *L. avelinoi*, de Idade Frasniano, Período Devoniano.

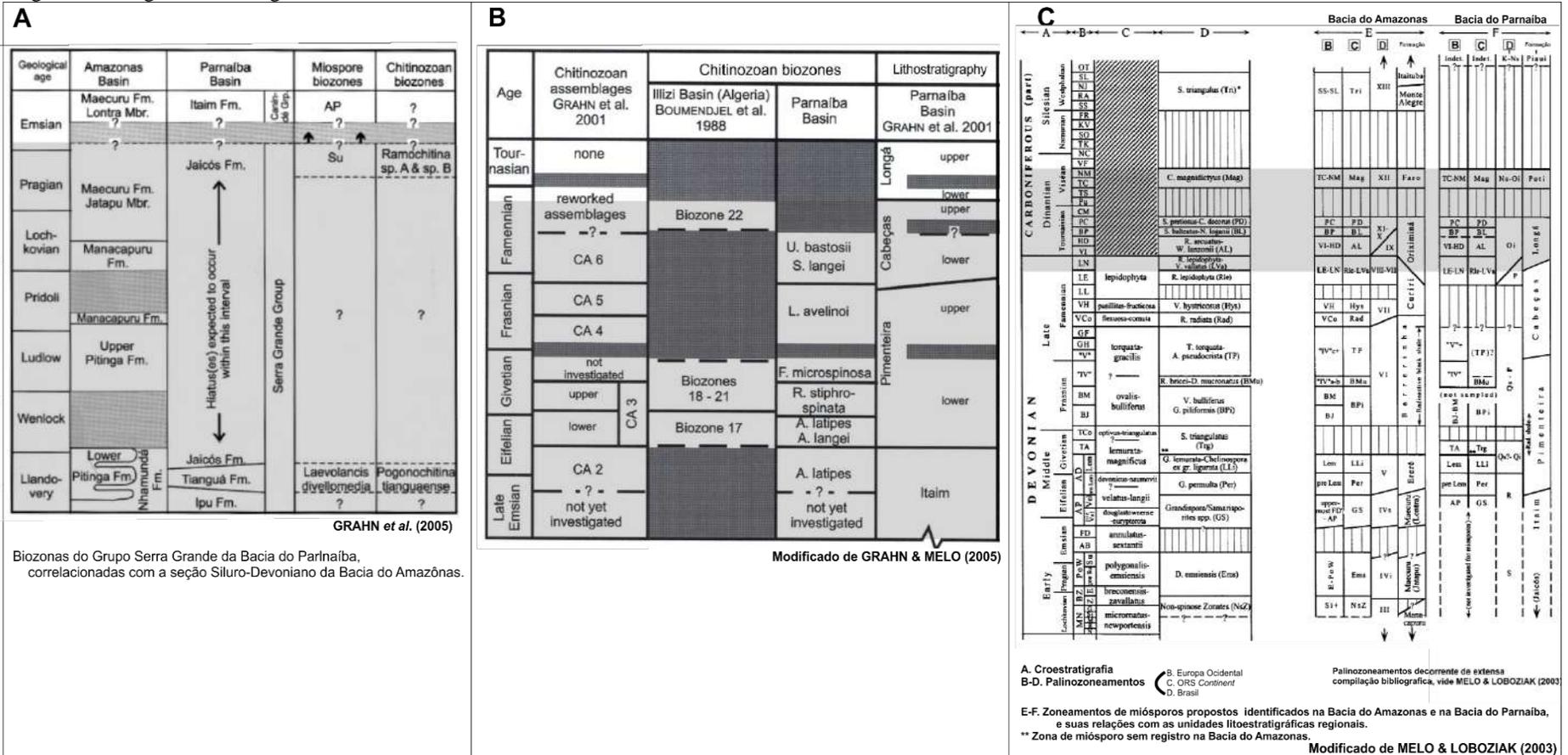
GRAHN & MELO (2005) identificaram na porção basal da Formação Cabeças a biozona de quitinozoários *S. langei* e *U. bastosii*, de Idade Fameniano, Período Devoniano. Próximo ao topo da Formação Cabeças foi marcado um hiato correlacionado com a biozona 22 da Bacia de Illizi, Argélia, com base no qual foi marcado o limite de idade para o topo dessa formação, como Fameniano, Período Devoniano.

MELO & LOBOZIAK (2003) descreveram a biozona de miósporos *R. lepidophyta* (Rle) de Idade Fameniano, Período Devoniano, na base da Formação Longá (figura 7 C), enquanto que a biozona *R. arcuatus* - *W. lanzonii* (AL), Idade Tournaisiano, Época Mississippiano, Período Carbonífero, foram descritas na porção mediana, sendo inferido o limite superior. GRAHN & MELO (2005) descrevem por correlação um hiato na porção mediana da Formação Longá, atribuindo a Idade Fameniano a este intervalo, apesar de não ter sido identificada nenhuma biozona. As biozonas *S. balteatus* - *N. longaii* (BL) e *S. pretiosus*

– *C. decorus* (PD), Idade Tournaisiano, Época Mississipiano, Período Carbonífero, foram analisadas no topo da Formação Longá, marcando a base de um hiato proposto por MELO & LOBOZIAK (*op. cit.*) entre esta formação e a Formação Poti sobreposta, o qual correspondeu a uma superfície estratigráfica identificada nesse trabalho.

MELO & LOBOZIAK (2003), baseados na compilação e correlação de biozonas de miósporos *P. tessellatus*- *S. campyloptera* (TC) - *R. nigra* – *T. marginatus* (NM) (NEVES *et al.*, 1972; *apud* MELO LOBOZIAK, 2003), *Cordylosporites magnidictus* (DAEMON & CONTREIRAS, 1971; DAEMON, 1974, 1976; *apud* MELO & LOBOZIAK, 2003), classificaram a Formação Poti, Grupo Canindé, como de Idade Viséano, Época Mississipiano, Período Carbonífero (figura 7C).

Figura 7 – Diagramas estratigráficos e biozonas



Intervalos de biozonas utilizados para a correlação cronológica a litológica nos poços do presente trabalho.

Legenda: Em destaque a composição das biozonas usadas para a correlação cronoestratigráfica e litoestratigráfica. A) Comparação entre biozonas (miosporos e quitinozoários) identificadas nas bacias do Amazonas e do Parnaíba compreendidas no intervalo Siluriano. B) Biozonas (quitinozoários) identificadas nas bacias do Parnaíba compreendidas no intervalo Devoniano a Eocarbonífero. Para maiores informações consultar o texto original. C) Comparação entre biozonas (miosporos) identificadas nas bacias do Amazonas e do Parnaíba compreendidas no intervalo Devoniano a Eocarbonífero.

Fonte: Modificado de A) GRAHN *et al.*, 2005; B) GRAHN & MELO, 2005; C) MELO & LOBOZIAK, 2003.

2.7 Contexto de estratigrafia de sequências

No contexto de estratigrafia de Sequências, GÓES & FEIJÓ (1994) se referem aos grupos Serra Grande, Canindé, Balsas e Mearim como pertencentes a sequências deposicionais de segunda ordem, segundo definição de SLOSS (1963; *apud* GÓES & FEIJÓ, *op. cit.*), cujo preenchimento se realizou através de cinco sequências deposicionais correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global.

DELLA FÁVERA (1990) foi o primeiro a propor uma subdivisão de sequências estratigráficas a partir da divisão de perfis elétricos de poços da Bacia do Parnaíba. Esse autor percebeu que os padrões assinalados nas curvas de raios gama se repetem com bastante regularidade nos poços da bacia, de modo a identificar 52 marcos elétricos a partir dos quais realizou mapeamento estratigráfico, delimitação de sequências estratigráficas, parassequências e sistemas deposicionais. DELLA FAVERA (*op cit.*) usou o perfil de raios gama do poço 1-CA-1-MA como referência para a definição dos marcos elétricos (feição gráfica existente na curva de uma propriedade geofísica identificada em perfis geofísicos) propondo para a sequência Devoniana a escala de 2ª ordem.

ALBUQUERQUE (2000), utilizando conceitos do modelo de estratigrafia de sequências segundo GALLOWAY (1989), apresentou uma nova divisão para a sequência Devoniana apresentada por DELLA FAVERA (1990), dividindo-a em nove sequências genéticas de 3ª ordem.

Para esse trabalho foram aplicados os conceitos de estratigrafia de sequências segundo modelo T-R (transgressivo – regressivo) proposto por EMBRY & JOHANNESSEN (1992) a partir da divisão de perfis elétricos que possibilitou a interpretação de cinco sequências estratigráficas, assim como as superfícies que limitam os tratos de sistemas e interpretação de paleoambiente por meio de mapas estratigráficos.

2.8 Histórico exploratório

As primeiras pesquisas geológicas na Bacia do Parnaíba foram iniciadas pelo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil em 1909, voltadas para a exploração de água e a prospecção de carvão, tendo como resultado o primeiro mapa geológico da bacia.

As atividades exploratórias iniciais com enfoque em hidrocarbonetos na Bacia do Parnaíba foram realizadas pelo Conselho Nacional do Petróleo – CNP no início da década de 50, com o estudo de geologia de superfície e a perfuração de 3 poços (1-CL-1-M, 1-VG-1-MA e 1-VG-1R-MA) no Estado do Maranhão.

Em 1953, com a criação da Petrobras, a aquisição de dados exploratórios iniciou uma nova fase, onde em uma primeira etapa, entre os anos de 1956 e 1966, foram realizados trabalhos de mapeamento geológico, fotogeologia e a perfuração de 22 poços. Os trabalhos foram retomados em 1975, com uma nova fase exploratória marcada pelos contratos de risco, com novas campanhas sísmica, aquisição de dados aeromagnetométricos e a perfuração de 4 poços pioneiros.

A Esso e a Anschutz realizaram, no início dos anos 1980, trabalhos de sensoriamento remoto, aeromagnetometria, sísmica e a perfuração de um poço. Essas empresas interromperam seus trabalhos após a realização dessa campanha exploratória.

Em uma segunda etapa a Petrobrás retornou em 1988, realizando levantamento de geologia de superfície, 8360 km de perfis graviméticos, 157000 km de perfis aeromagnéticos, 7800 km de linhas sísmicas e 36 poços (GÓES *et al.*, 1990).

No ano de 1997 foi criada a ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), órgão responsável por regulamentar as atividades que integram as indústrias de petróleo e gás natural. Em 2004 na 4ª Rodada de Licitações foi oferecido um bloco na Bacia do Parnaíba, mas não houve empresa interessada.

Em 2007 com a retomada dos trabalhos exploracionistas por meio de fomento da ANP e leilão de áreas na Bacia do Parnaíba, na 9ª Rodada de Licitações, fez com que o número de empresas interessadas em investir na área aumentasse. Os consórcios Comp E&P Petróleo e Gás S.A, Orteng Equipamentos e Sistemas Ltda. e Delp Engenharia Mecânica Ltda. arremataram 1 bloco; o consórcio Petróleo Brasileiro S.A., Devon Energy do Brasil, Companhia Vale do Rio Doce, arrematou 2 blocos; e a empresa STR Projetos e Participações arrematou 7 blocos (<http://www.brasil-rounds.gov.br/#>).

No ano de 2010 a OGX Petróleo e Gás Participações comprou da empresa STR 7 blocos e no final de 2011 entrou em parceria com o consórcio Comp, Orteng e Delp, iniciando uma das campanhas exploratórias mais agressivas já documentadas nessa bacia. Contando com 8 blocos arrematados na 9ª Rodada de licitações que perfaziam uma área total de aproximadamente 24500 km², a companhia adquiriu mais de 10000 km de linhas sísmicas 2D, 475km² de linhas sísmicas 3D e 34 poços exploratórios, realizando 16 descobertas de poços com gás até o final de 2013.

Em 29 de abril de 2011 a empresa OGX declara comercialidade do campo de gás de Gavião Azul (GVA), no estado do Maranhão, distando cerca de 250 km da capital São Luís, próximo ao município de Capinzal do Norte. O polígono de delimitação do campo possuía 63,9 km² e toda produção de gás do campo seria destinada ao consumo da Usina Termoelétrica Parnaíba (UTE). O sistema petrolífero atuante nesse campo tem os reservatórios representados por arenitos devonianos da Formação Cabeças, a rocha geradora por folhelhos devonianos da Formação Pimenteiras, a trapa e o selo garantidos por intrusões ígneas de idade juro-cretácea (CUNHA *et al.*, 2012).

Em outubro de 2013 a OGX celebrou um acordo de subscrição com a Cambuhy Investimentos Ltda, Eneva S.A e DD Brasil Holdings (E.ON), onde o grupo Cambuhy e a E.ON concordaram em investir na antiga OGX Maranhão – que passaria a se chamar Parnaíba Gás Natural (PGNSA) (website: OGX).

Em março de 2016 a Eneva realizou um novo acordo de subscrição com o grupo de investimentos Cambuhy e com a OGX pela totalidade da participação da empresa PGNSA, passando a ser a única acionista.

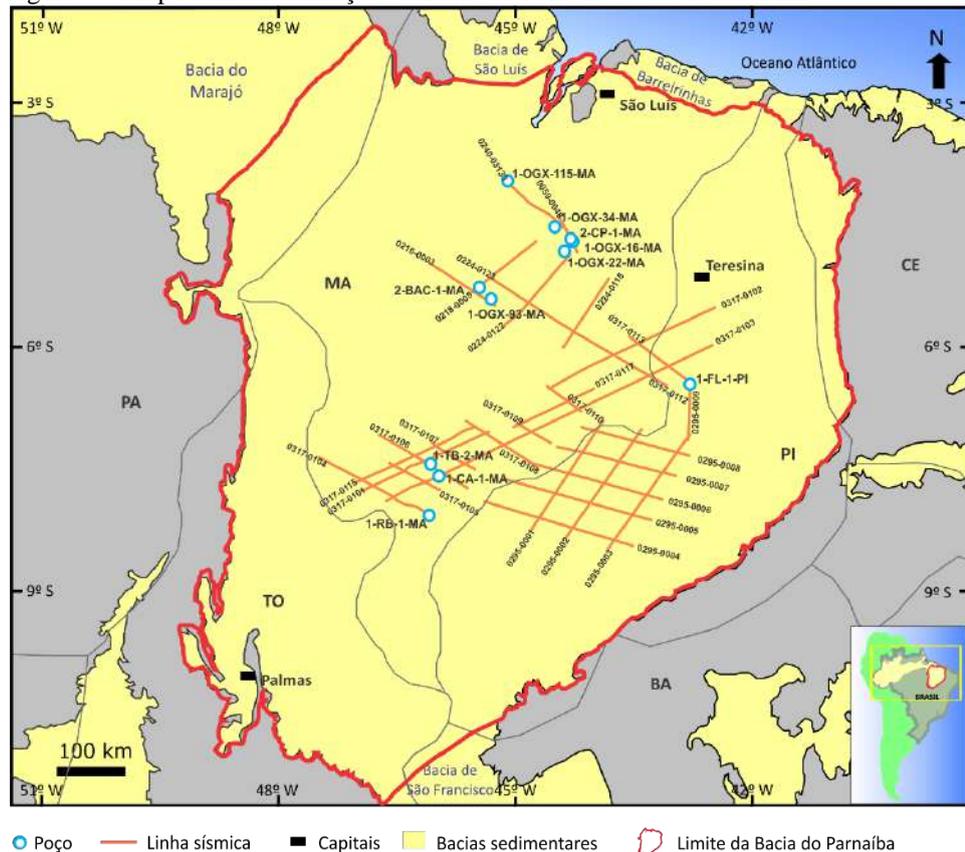
Atualmente a Eneva possui sete campos de gás declarados comercialidade na Bacia do Parnaíba, cinco deles em produção e dois em desenvolvimento, se tornando segundo o Boletim da Produção de Petróleo e gás Natural (ANP) de janeiro de 2018 a 5ª empresa em distribuição da produção de gás natural com 6,1 Mm³/d.

Diante desse novo cenário de descobertas e de declarações de comercialidade de campos de gás a ANP passou a ofertar áreas na Bacia do Parnaíba com maior frequência durante as rodadas 11ª (2013), 12ª (2013) e 13ª (2015), 14ª (2017) cujos blocos foram arrematados por uma série de empresas interessadas no potencial exploratório que essa bacia oferece.

3 MATERIAL

O material utilizado consistiu em onze poços, 30 linhas sísmicas 2D e trabalhos anteriores. A distribuição dos dados utilizados para o desenvolvimento desse estudo é apresentada na figura 8.

Figura 8 – Mapa com a localização da Bacia do Parnaíba e dos dados utilizados



Legenda: Mapa com a localização da Bacia do Parnaíba, das 30 linhas sísmicas 2D e dos 11 poços utilizados.

Fonte: A autora, 2017.

Os dados de poços disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) contemplam perfis compostos, arquivos de pasta de poço, AGP (Arquivo Geral de Poços), *checkshots* e perfis elétricos como raios gama, resistividade, densidade, sônico, caliper, nos formatos LIS e DLIS. Porém, a maioria dos poços não apresentaram o conjunto completo dos dados descritos acima sendo necessário um controle de qualidade determinando os dados a serem usados.

Pode-se dividir o conjunto de poços em três grupos de acordo com o ano de perfuração: 1) poços perfurados no início da década de 60 (1-CA-1-MA, 1-FL-1-PI, 1-RB-1-MA e 1-TB-2-MA); 2) poços perfurados no final da década de 80 (2-BAC-1-MA e 2-CP-1-

MA); e 3) poços perfurados nos anos de 2010, 2011 e 2013 (1-OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 1-OGX-34-MA e 1-OGX-115-MA).

O conjunto das 30 linhas sísmicas 2D cedidas pelo BDEP (Banco de Dados de exploração e Produção) perfazem uma extensão linear de 4632 km. Esses dados sísmico referem-se a dados migrados em tempo (*Pós-Stack*) de fase zero provenientes de 6 diferentes levantamentos sísmicos (0059_PARNAIBA_45, 0218_PARNAIBA_45, 0224_PARNAIBA_45_PSTM_FOMENTO, 0240_PARNAIBA_45, 0295_ANP_2D_PARNAIBA e 0317_2D_ANP_BACIA_DO_PARNAIBA) e com qualidades distintas, sendo necessário, assim como feito com os dados de poços, um controle de qualidade e definição dos dados que poderiam ser utilizados.

Todos os dados são de domínio público e foram cedidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP).

4 MÉTODO

Iniciou-se o trabalho por uma revisão bibliográfica sobre a geologia regional, aspectos da evolução tectono-estratigráfica, bio e cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba, seguido pelo carregamento, manipulação, interpretação dos dados de poços e sísmicos em *softwares* específicos e integração dos resultados.

Para a manipulação e interpretação dos dados fez-se necessário a criação de dois projetos em *software* diferentes. O primeiro projeto utilizou o *software* Petrel da empresa Schlumberger, que teve como sistema de coordenadas geográficas escolhido o *South American 1969* (SAD 69) 23 sul. No *software* Petrel, foram realizadas as correlações estratigráficas entre os poços; interpretação da litologia nos poços; correlação do domínio profundidade (poço) com o tempo (sísmica); geração de perfil sintético; interpretação sísmica; extração de atributos sísmicos; e mapas estratigráficos.

O segundo projeto foi criado no *software* IP (*Interactive Petrophysics*) para a realização do controle de qualidade e ajustes de parâmetros das curvas dos perfis geofísicos dos poços.

A última etapa do trabalho consistiu em integrar o conjunto de dados de perfis elétricos, litologia, e dados sísmicos resultantes da caracterização e interpretação das eletrossequências/sequências deposicionais segundo modelo T-R e superfícies associadas, além dos marcos elétricos; interpretação estratigráficos e deposicionais.

Os procedimentos utilizados para o levantamento e análise dos dados são descritos a seguir:

4.1 Controle de qualidade, manipulação e interpretação dos dados de poços

Inicialmente, criou-se o projeto no *software* Petrel onde foi realizado o controle de qualidade dos dados de sísmica e poços. No entanto, notou-se a necessidade do uso do *software* IP (*Interactive Petrophysics*) para a junção das curvas das diferentes fases dos poços em um perfil contínuo; normalização das escalas do perfil de raios gama para o intervalo de 0 a 150 API dos poços 1-FL-1-PI, 1-CA-1-MA, 1-RB-1-MA e 1-TB-2-MA; e padronização dos *steps* (intervalo de aquisição de dados durante a perfilagem) de praticamente todos os perfis geofísicos para 0,1524 m.

Após o controle de qualidade das curvas de perfis geofísicos serem realizadas no

software IP os dados das curvas dos perfis geofísicos foram novamente carregados no Petrel prosseguindo com a interpretação até o final do projeto.

Cinco poços, de um total de onze, que fazem parte do conjunto de dados analisados não apresentaram dados referentes a litologia, sendo necessária a criação de um perfil de litologia baseada na interpretação contida no perfil composto para os poços 1- OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 1-OGX-34-MA, 1-OGX-93-MA e 1-OGX-115-MA. Foi feito um controle de qualidade básico das litologias apresentadas em todos os poços utilizando-se a curva de raios gama e sônico, quando esta última era disponível. Esse perfil de litologia foi utilizado para a confecção dos mapas de porcentagem de arenitos.

Posteriormente, foram extraídos dos 11 poços a litologia DIABÁSIO e sua assinatura nos perfis geofísicos. Isso foi feito para melhor identificação dos padrões de perfis e consequente interpretação dos limites das eletrossequências nos poços. No entanto, é válido esclarecer que os poços cujas litologias referentes ao diabásio foram retiradas, perderam a referência quanto a profundidade, porém mantiveram os parâmetros qualitativos necessários para a realização do trabalho.

A partir desse momento passou a existir dois conjuntos de dados de poços: um com 11 poços e com os dados da litologia diabásio e outro conjunto, também, com 11 poços, porém, sem a litologia diabásio. O primeiro conjunto de dados de poços foram utilizados para a correlação com os dados sísmicos, enquanto o segundo conjunto foi usado para a correlação de poços em seções estratigráficas, interpretação das eletrossequências e mapas estratigráficos.

Como parte do controle de qualidade foi verificado que apenas alguns perfis eram comuns nos poços solicitados a ANP, e que devido a evolução da tecnologia empregada nas ferramentas de aquisição dos perfis os parâmetros físicos medidos apresentavam escalas e unidades diferentes dificultando uma correção razoável para a utilização dos mesmos. Dessa maneira, decidiu-se pelo uso do perfil de raios gama (RG), por ter sido possível a normalização das escalas e unidade de medidas, assim como por estar presente nos poços.

Por fim, os perfis geofísicos de RG presentes em todos os poços foram reamostrados a uma taxa de 2,5 metros, ou seja, foram usadas leituras a cada 2,5 metros tornando a visualização do perfil mais suavizada, mas mantendo a tendência original do dado. Isso possibilitou uma melhor visualização dos padrões de eletrofácies para identificação das eletrossequências, dos ciclos sedimentares e superfícies características.

4.2 Interpretação dos perfis de poços

O procedimento adotado para a interpretação das curvas de RG foi a identificação de padrões de eletrofácies no conjunto dos onze poços e posteriormente a produção de seções de correlação estratigráficas entre os poços com direções *dip* e *strike* na bacia. Foram observadas repetições de padrões de eletrofácies com elevados valores de radioatividade em todos os poços distribuídos ao longo da bacia, que justificaram a interpretação de marcos elétricos correlacionados a superfícies estratigráficas.

Integrando-se dados de litologia dos poços, descrições de pasta de poço, respostas dos perfis geofísicos, bio-cronoestratigráficos e identificação de eletrofácies foi possível a adaptação de conceitos relacionados à estratigrafia de sequências tais como, padrões de empilhamento, variações laterais e suas implicações genéticas, superfícies estratigráficas, a interpretação e delimitação de eletrosequências.

As eletrosequências interpretadas nesse trabalho são associadas a sequências deposicionais definidas de acordo com o modelo estratigráfico Transgressivo-Regressivo proposto por EMBRY (2002), sendo interpretados os ciclos sedimentares no intervalo de idade do Eossiluriano ao Eocarbonífero.

As idades associadas às eletrosequências interpretadas nos poços são decorrentes da compilação de dados bioestratigráficos e cronoestratigráficos disponíveis na literatura referentes a Bacia do Parnaíba, e também da correlação com a curva de variação do nível do mar do Paleozoico proposta por HAQ & SCHUTTER (2008).

4.3 Mapas estratigráficos

Os mapas estratigráficos representam, no geral, a distribuição de diferentes propriedades de caráter estratigráfico em um intervalo definido. No caso dos mapas de isópacas o intervalo definido se refere a espessura contida entre o topo e base das eletrosequências interpretadas, que tem por objetivo auxiliar a interpretação da geometria e orientação de uma bacia, evidenciando os principais depocentros (CANT, 1992).

Os mapas de porcentagem de arenitos utilizam os dados de litologia presentes nos poços, permitindo a visualização da distribuição de fácies em relação à espessura total de um intervalo definido, nesse caso como topo e base das eletrosequências, e controles

deposicionais (CANT, 1992).

Os resultados aparentemente contrastantes do mapa de porcentagens de arenitos em relação ao mapa de isópacas deve ser analisado parcimoniosamente uma vez que há muitas incertezas na construção deste tipo de mapa a partir de dados indiretos como são as litologias interpretadas e os perfis de RG. Tais incertezas referem-se: (1) as litologias interpretadas nos perfis compostos possuem baixo grau de confiabilidade; (2) a definição das litologias a partir, unicamente, do perfil de RG implica na interferência do pesquisador para definir um limite entre litologias diferentes. Abaixo deste limite tudo seria um tipo de litologia, e acima, outro, porém, poços perfilados com ferramentas diferentes podem apresentar valores de RG ligeiramente diferentes para mesma litologia e isso causar um falso resultado.

4.4 Controle de qualidade, manipulação e interpretação dos dados sísmicos

O conjunto das 30 linhas sísmicas 2D cedidas pelo BDEP referem-se a um dado migrado em tempo (*Pós-Stack*) de fase zero, com uma frequência média identificada de 22Hz nas rochas ígneas. A velocidade intervalar média calculada para as rochas ígneas a partir do perfil sônico dos poços foi maior que 5500 m/s. Segundo YILMAZ (1987), as relações que definem a resolução vertical de um dado é: $\lambda = v/f$ (onde λ é o comprimento de onda; v é a velocidade em m/s; e f a frequência dominante em Hz) e $LRv = \lambda/4$ (LRv é o limite para a resolução vertical obtida em metros). Assim, a resolução sísmica aproximada do dado, ou a menor espessura capaz de ser reconhecida é de 62,5 metros. Com isso concluímos que pacotes sedimentares menores que 60 metros não serão diferenciados na sísmica inviabilizando a identificação das superfícies estratigráficas ou mesmo de intervalos que as contenham.

4.5 Amarração sísmica – poço.

A integração da interpretação sísmica com a análise de poços tem como objetivo estabelecer as relações entre os dados sísmicos no domínio do tempo com os marcadores geológicos dos poços no domínio da profundidade. Essa integração aumenta a segurança na caracterização e identificação de sismo-horizontes chaves a serem mapeados, permitindo a utilização das correlações estratigráficas com poços vizinhos para a interpretação do arcabouço estratigráfico.

Para a realização da integração/amarração do poço com a sísmica é necessário que os poços apresentem dados que tenham uma relação tempo sísmico e profundidade, no caso desse trabalho três dos onze poços do projeto, apresentam dados de *checkshot* (WST – *Well Seismic Time* ou VSP – *Vertical Seismic Profile*).

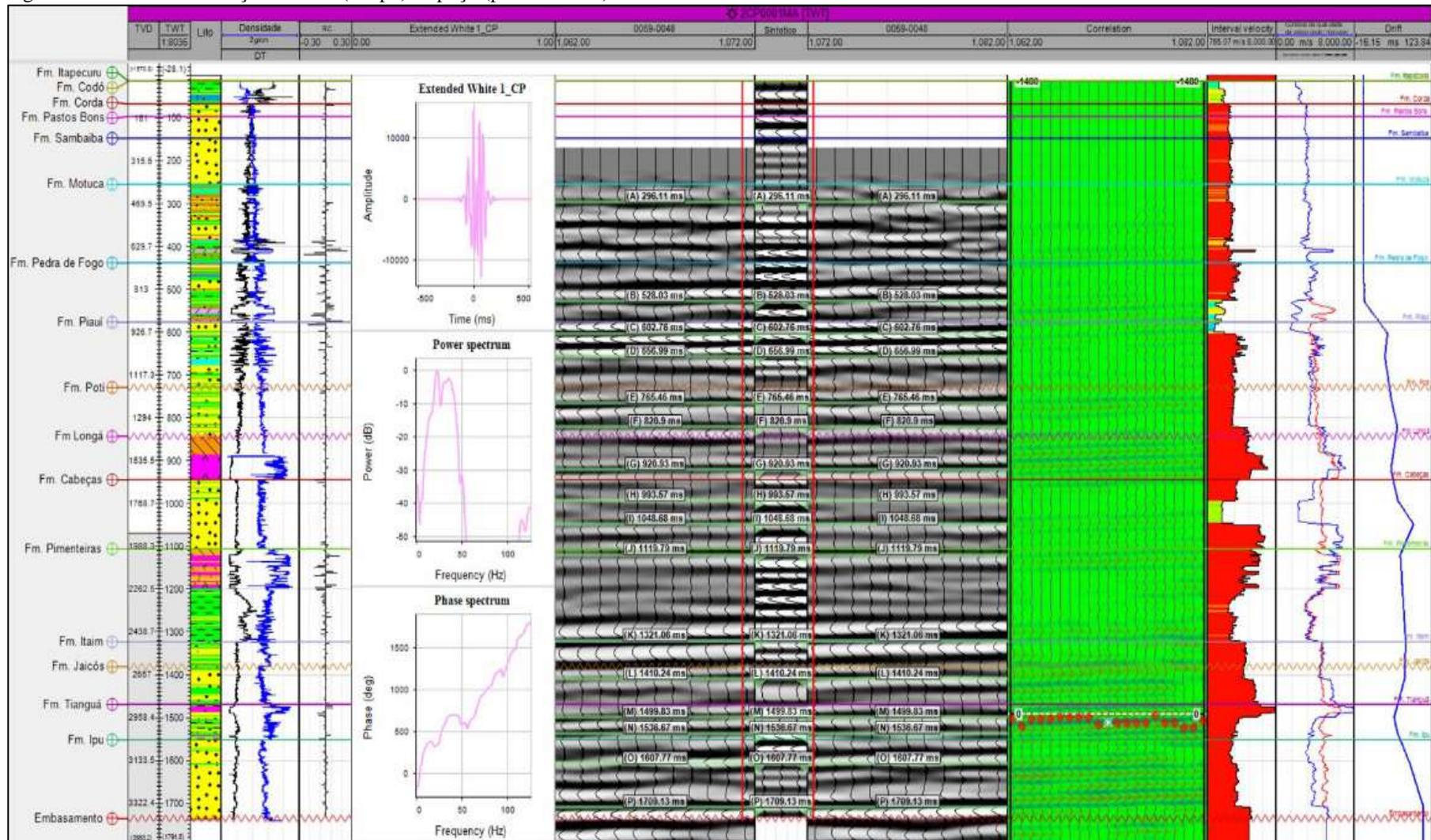
No caso da ausência dos dados de *checkshot*, utilizou-se os perfis geofísicos sônico (DT) e densidade (RHOB) para criar um *pseudo checkshot* que ajustasse a correlação dos domínios do tempo e profundidade. O perfil sônico registra o tempo de trânsito de uma onda em relação às rochas, enquanto o perfil RHOB auxilia no reconhecimento da impedância acústica. Impedância acústica é o produto da densidade pela velocidade acústica ($Z = \rho * v$). Nesse caso, é importante ressaltar que a frequência da amostragem dos dados sísmico é menor que a amostragem dos dados do perfil sônico, isso pode ter como resultado um ajuste não tão preciso entre os marcadores geológicos com os sísmicos.

Para tornar viável a amarração poço-sísmica foi utilizado o módulo de *Seismic well tie* do programa Petrel. Os dados necessários para a realização dessa etapa, foram: *checkshot*, perfil sônico e perfil de densidade. A partir dos perfis foram estimadas as impedâncias acústicas e os coeficientes de reflexão necessários para a elaboração do sismograma sintético gerado para o poço. Como resultado final, o sismograma sintético gerado para o poço foi comparado com o sismograma do dado sísmico.

Foi realizada a correlação do domínio tempo (sísmica) como domínio profundidade (poço) em 9 poços. O fluxo de trabalho realizado no *Seismic well tie* compreende a geração de uma curva de *drift* para a calibração do perfil sônico. A curva *drift* é a diferença entre a curva em tempo (*checkshot*, *pseudo checkshot* ou VSP) e o perfil sônico (RIOS, 2016). A curva *drift* foi usada na amarração do poço com a sísmica e na elaboração do sismograma sintético. Extraiu-se uma *wavelet* para cada poço, no qual se estabeleceu a relação poço-sísmica. Para isso utilizou-se o método determinístico, e o algoritmo aplicado foi *Roy White* que determina a fase dominante e o deslocamento em tempo ideal entre a refletividade das curvas dos poços e a amplitude sísmica, gerando uma *wavelet* que produz uma correspondência muito próxima a do dado sísmico. A figura 9 é um exemplo do painel de amarração dos poços.

Os marcadores geológicos utilizados foram provenientes das informações dos perfis compostos dos poços cedidos pela ANP.

Figura 9 – Painel de correlação sísmica (tempo) vs poço (profundidade)



Legenda: Painel de correlação dos domínios tempo (sísmica) e profundidade (poço). Amarração do poço 2-CP-1-MA.

Fonte: A autora, 2017.

4.5.1 Correção de *Mis-tie*

As diferenças nas interseções entre linhas sísmicas dos distintos levantamentos sísmicos podem ser relacionadas ao ganho de amplitude, deslocamento de tempo, rotação de fase ou ainda decorrentes de diferentes condições de aquisição e fluxo de processamento.

Uma vez que o conjunto de linhas sísmicas utilizadas no desenvolvimento do projeto fazem parte de 6 diferentes levantamentos sísmicos, houve a necessidade de correções do deslocamento de tempo, o que pode ser verificado nas interseções de linhas quando visualizadas.

A correção de *mis-tie* permite que horizontes interpretados em linhas que contenham poços amarrados à sísmica sejam interpretados em linhas que não possuem poços, possibilitando que a interpretação seja levada de uma linha sísmica a outra de maneira mais controlada e menos imprecisa. A correção de *mis-tie* também minimiza problemas na geração de mapas estruturais, tais como erros de fechamento nas interseções das linhas sísmicas.

Assim, antes do início da interpretação dos horizontes sísmicos, foi realizada a análise e correção variável vertical de *mis-tie*, no intervalo de 0 a 4000 ms, intervalo de interesse que compreende as linhas do estudo. A correção variável permite que a sísmica seja ajustada linha a linha, com valores diferentes em cada traço, baseada na correção dos pontos de cruzamento.

4.5.2 Condicionamento dos dados sísmicos - atributos sísmicos

De acordo com CHOPRA & MARFURT (2007), atributos sísmicos são qualquer medida do dado sísmico que melhore visual ou quantitativamente as características com interesse de interpretação. Dessa maneira, nessa etapa foram extraídos atributos sísmicos com a finalidade de melhorar a qualidade do dado sísmico 2D, e garantir maior confiança no mapeamento dos horizontes chave.

Aplicou-se primeiramente um atributo de caráter estrutural para remover os ruídos causados pelo processamento, sem degradar as expressões das falhas, e melhorar a continuidade dos refletores sísmicos, o *Structural Smooth*, figuras 21 e 22 B.

Depois aplicou-se a técnica Volume de Amplitudes (tecVA), figuras 21 e 22 C, que por definição é a camada ou conjunto de camadas geológicas menos espesso que o dado sísmico consegue resolver (BULHÕES e AMORIM, 2005). Essa técnica realça as variações laterais de sismofácies tanto em seções verticais quanto em seções horizontais. E tem como

fluxo de trabalho a geração da amplitude RMS (*Root Mean Square*) que é o cálculo da raiz quadrada da média das amostras em uma janela sísmica, seguida da remoção da tendência do dado sísmico (*Remove bias*) gerado pela deconvolução e seguida da aplicação da transformada inversa de Hilbert no dado sísmico (rotação de fase de -90°) (BULHÕES & AMORIM, 2005).

Por fim, aplicou-se o atributo de impedância acústica relativa, figuras 21 e 22 D, que resalta características estratigráficas do dado, podendo ser correlacionado com dados de perfil de poço. Esse atributo, conforme o TANER (2000; *apud* DABER & AQRAW (2012)); assume que o dado é de fase zero e tem ampla largura de banda, assim, a impedância acústica relativa pode ser obtida integrando a parte real do traço sísmico. Essa integração do traço fornece uma estimativa do perfil natural de impedância acústica. Ainda de acordo com o DABER & AQRAW (2012), a impedância acústica relativa mostra contrastes acústicos aparentes, indicando limites de sequências, superfícies discordantes e descontinuidades, podendo ainda indicar porosidade ou conteúdo de fluido no reservatório.

4.5.3 Interpretação sísmica

Após as etapas descritas nos itens de 3.2 a 3.5.2, foi realizada a interpretação dos horizontes sísmicos chaves nas linhas sísmicas 2D, figura 21 e 22 A, utilizando-se o programa Petrel.

Os horizontes sísmicos foram definidos com base na relação tempo e profundidade estabelecida através da amarração dos poços com as seções sísmicas. Os topos marcados nos poços que apresentaram maior correspondência com a sísmica foram os das intrusões ígneas (soleiras), figura 9, devido ao maior contraste de impedância acústica que as soleiras apresentam.

A interpretação sísmica dos horizontes identificados como soleiras seguiram critérios como: (1) refletores com alta amplitudes; (2) refletores cortando um ou mais eventos estratigráficos ou linhas de tempo; e (3) refletores com terminações abruptas.

Posteriormente, houve a tentativa da interpretação sismoestratigráfica nos moldes propostos por VAIL *et al.* (1977), ou seja, baseados na identificação de sismofácies, padrões de empilhamento dos pacotes sedimentares, análise das terminações dos refletores através da identificação de *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos erosivos.

Apesar da tentativa de melhorar da visualização de outros tipos litológicos que não as

soleiras, por meio da aplicação de atributos como o *structural smooth*, TecVa e impedência acústica relativa, não foi possível a interpretação sismoestratigráfica das linhas sísmicas 2D usando padrões de terminações de refletores para definir limites de sismoseqüências.

Devido a fatores como a qualidade do dado sísmico (resolução sísmica de 62,5 metros), a geometria em rampa da bacia que favoreceu o desenvolvimento de tratos de sistemas delgados, a presença de pelo menos três níveis de soleira com continuidade e distribuição lateral e regional que mascararam o verdadeiro limite das sismoseqüências, a interpretação sísmica restringiu-se a mapear três horizontes chaves referentes a soleiras e o embasamento, além de verificar e distinguir de alguns padrões de sismofácies como: sismofácies paralelas, divergentes, caóticas, figuras 21 e 22 apresentadas no item 4.3.

5 FUNDAMENTOS CONCEITUAIS

O método de análise da estratigrafia de seqüências é aplicado no presente trabalho na tentativa de identificação e correlação de ciclos de sedimentação a partir de dados de poços. Este estudo baseou-se na análise dos perfis de raios gama dos poços do projeto buscando-se a identificação de padrões que apresentassem repetibilidade no tempo (na coluna sedimentar atravessada por cada poço) e no espaço (em todos os poços). O estudo dos padrões de repetibilidade em perfis elétricos tem sido uma ferramenta muito útil na análise da evolução estratigráfica de seqüências sedimentares. O princípio desta técnica fundamenta-se em dividir-se as curvas dos perfis elétricos analisadas em ciclos que se sucedem no empilhamento estratigráfico obedecendo padrão similar. O uso desta técnica já está consagrado na literatura geocientífica e os ciclos receberam o nome de eletrosseqüências (RIDER, 2004). Neste trabalho, os ciclos ou eletrosseqüências foram definidos com base na análise estratigráficas de ciclos de Transgressão e Regressão (T-R) seguindo EMBRY (2002).

5.1 Perfil geofísico

O registro contínuo de parâmetros geofísicos ao longo de um poço produz um perfil geofísico. O perfil é a representação gráfica, visual, na qual parâmetros petrofísicos foram registrados em função da profundidade.

As rochas são diferenciadas por meio de propriedades elétricas (resistividade elétrica), acústicas (velocidade de propagação das ondas sonoras) e radioativas (radioatividade natural ou induzida). Estas propriedades são obtidas através do deslocamento contínuo de um sensor de perfilagem dentro de um poço, sendo genericamente denominados de “perfis elétricos” (NERY, 1990).

Os perfis geofísicos se fazem necessários, pois em determinadas ocasiões são os únicos meios de se obter informações “*in place*” de rochas de subsuperfície, além de serem consideravelmente mais rápidos e baratos e quando comparado às perfurações que recuperam testemunhos.

Atualmente existem diferentes tipos de perfis e conseqüentemente diferentes resultados mediante suas aplicações. A Tabela 1 apresenta alguns dos tipos de perfil, incluindo aqueles que serão utilizados neste trabalho.

Tabela 1. Tipo de perfis, propriedades medidas e usos geológicos

Perfis	Propriedades medidas	Unidades	Usos geológicos
Raios Gama	Radioatividade natural derivada dos elementos K, Th e U.	API	Litologias, correlação de eletrofácies e de eletrosequências, análise do formato da curva para inferência do tipo de depósitos.
Potencial espontâneo	Potencial elétrico natural (comparado ao fluido de perfuração)	mV	Litologia, correlação, análise do formato de curvas, identificação de zonas de porosas.
Resistividade	Resistência ao fluxo da corrente elétrica	ohm.m	Identificação de carvão, bentonitas e avaliação de fluidos.
Sônico	Velocidade compressional da onda sonora	µs/m	Identificação de zonas porosas, carvão, zonas cimentadas.
Caliper	Tamanho do poço	cm	Avaliação das condições e confiança dos outros perfis.
Neutrão	Concentrações de hidrogênio (água e hidrocarbonetos) nos poros	%	Identificação de zonas porosas, <i>cross plot</i> com o sônico, perfil de densidade para a separação empírica de litologias.
Densidade	Bulk density (densidade aparente) densidade do elétron, inclui medidas de fluido de poros	Kg/m ³ (gm/cm ³)	Identificação de algumas litologias tais como anidrita, halita e carbonatos não porosos.

Fonte: Adaptado de CANT, 1992.

A seguir será discutido o perfil de raios gama, utilizado para a definição das eletrosequências.

5.1.1 Perfil de raios gama

O perfil de raios gama (RG) pode ser usado tanto na forma qualitativa para análises e interpretações geológicas incluindo identificação litológica, correlações de eletrofácies e eletrosequências, inferências sobre sistemas e ambientes deposicionais, quanto para análises quantitativas relacionadas a avaliações petrofísicas como, por exemplo, o cálculo do volume de argila em rochas reservatório siliclásticas (RIDER, 2004).

5.1.1.1 Princípios

O perfil de RG convencional representa a medida da somatória da radioatividade natural proveniente do decaimento dos isótopos radioativos potássio (K⁴⁰), urânio (U²³⁵) e tório (Th²³²) presentes nas rochas. A radioatividade é definida como a propriedade que certos

átomos têm de emitir espontaneamente radiação, por efeito da instabilidade do seu núcleo (NERY, 1990).

Os isótopos radioativos dos elementos K, Th e U emitem espontaneamente raios gama, que são fótons sem massa e sem cargas, mas com grande energia. Assim, que os fótons são emitidos, uma das reações que se inicia com o meio circundante é a do espalhamento inelástico, denominado efeito Compton. NERY (1990) descreve esse efeito como a interação de um fóton incidente de média energia (>10 KeV e $< 1,02$ MeV) e um elétron orbital, na qual o fóton incidente ejeta o elétron de sua órbita repassando parte de sua energia e sofrendo um desvio.

Um outro efeito igualmente importante para o entendimento da aquisição de um perfil de RG, é o efeito fotoelétrico. Este, ocorre quando um fóton de menor energia (10 KeV) cede a um elétron orbital, por meio de uma interação elástica, toda sua energia causando o desaparecimento do fóton e a transformação do elétron em um fotoelétron livre (NERY, 1990).

As consecutivas colisões entre os raios gama naturais e os elementos constituintes das rochas, por meio do efeito Compton, ocasionam perdas de energias sucessivas (RIDER, 2004). Após uma perda considerável de energia os raios gama podem ser absorvidos por um detector de radiação através do efeito fotoelétrico. Este efeito provoca a expulsão de elétrons dos átomos absorvedores e uma consequente emissão de corrente elétrica que é mensurável (NERY, 1990).

Segundo RIDER (2004) para se obter um perfil de raios gama são utilizadas ferramentas que contém detectores de radioatividade que podem ser do tipo Contador Proporcional ou Cintilômetro acoplado a um fotomultiplicador. O cintilômetro é um cristal de iodeto de sódio com menores quantidades de talium, que ao ser atingido por um fóton de menor energia emitem luz (efeito fotoelétrico). A luz emitida é amplificada e coletada pelo fotomultiplicador que a armazena no condensador anexo durante um período de tempo pré-definido. A energia acumulada durante o tempo pré-definido é o valor detectado de raios gama naquela profundidade, sendo dessa maneira registrada a curva de raios gama.

5.1.1.2 Elementos radioativos

O perfil de raios gama mede a radioatividade natural liberada pelos elementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th) presentes nas rochas. A relevância desse perfil incide sobre a presença e distribuição desses elementos no registro geológico.

As rochas ígneas e metamórficas apresentam os maiores níveis de radioatividade natural, enquanto que as rochas sedimentares e os sedimentos apresentam quantidades secundárias devido a diluições, contaminações e intemperismo. Dentre as rochas sedimentares, os folhelhos e os argilitos são as que apresentam maiores níveis de radioatividade natural.

A alta radioatividade que os folhelhos e os argilitos apresentam é devido à capacidade que os minerais de argila, os constituintes destes tipos de rochas, têm de reter íons metálicos, entre eles Th, K e U, e realizar trocas iônicas com soluções intersticiais do meio ambiente onde foram depositados. A radioatividade nas rochas argilosas pode aumentar se essas contiverem alto teor de matéria orgânica. A radioatividade associada à matéria orgânica é devida a tendência que microorganismos (cianobactérias) têm em concentrar elementos radioativos retirados da água do mar e concentrar em seus corpos (NERY, 1990).

A maioria do tório presente nos folhelhos se origina como partículas insolúveis provenientes da rocha matriz, que são rochas ígneas ácidas e intermediárias. Esse elemento tem como característica a estabilidade e a solubilidade limitada na água em baixas temperaturas (NERY, 1990). Uma possibilidade do tório ser absorvido por argilitos e ou folhelhos, ocorre quando este é transportado como minerais detríticos (zircão, monazita, epidoto) e são incorporados aos sedimentos constituintes dessas rochas antes da ocorrência de processos diagenéticos (RIDER, 2004).

O elemento urânio tem origem nas rochas ígneas ácidas e os seus compostos formam, em condições oxidantes, sais solúveis estáveis, como a uraninita (UO_2), que são transportados pela água dos rios (NERY, 1990). DURRANCE (1986; *apud* RIDER, 2004) sugere que 90% do urânio nos rios seja carregado associado a partículas de argilas e não em solução, isso é sugerido porque é encontrado uma quantidade maior de urânio em sedimentos em suspensão nos rios (3ppm) do que em sedimentos de fundo de leito. SERRA (1979; *apud* RIDER, 2004) sugere três maneiras de incorporação de urânio aos sedimentos através das águas dos rios e ou mares: 1) precipitação química em ambientes redutores; 2) reações químicas em rochas ricas em fosfato; ou 3) adsorção por matéria orgânica, ou plantas vivas e animais, sendo esta última

provavelmente a maneira mais comum de introduzir urânio nos sedimentos.

O elemento potássio é o mais abundante entre os três elementos radioativos, estando presente na estrutura dos silicatos de argilominerais, em evaporitos e minerais formadores de rochas como os feldspatos. RIDER (2004) apresenta em seu texto estatísticas a respeito dos minerais que mais se destacam em quantidade e importância do conteúdo de potássio como: o feldspato microclínio contendo 16% do seu peso, seguido pelo ortoclásio com 14% do peso; os minerais de argilas como a illita com 5,2% do seu peso e a caolinita (0,63%) com a menor quantidade. O autor menciona ainda que, geralmente, as argilas são compostas por mistura de diversos tipos de argilas fazendo com que a quantidade de radioatividade seja variável, porém presente. Por fim, RIDER (*op. cit.*) conclui que a medida do conteúdo de potássio em folhelhos pode chegar a cerca de 2% a 3,5%.

5.1.1.3 Aplicações e usos

O uso mais difundido do perfil de raios gama de maneira quantitativa é para o cálculo do volume de argila em rochas reservatório siliclásticas, sendo o resultado de avaliações petrofísicas.

Um dos motivos pelo qual o perfil de RG ser chamado de perfil de folhelho é porque entre as rochas sedimentares, os folhelhos são as que apresentam maiores níveis de radioatividade natural. No entanto, ao interpretar o perfil de RG como indicador de volume de argila deve-se atentar para fatores que podem levar a uma interpretação errônea desse indicador como: a radioatividade em argila não ser constante e depender da presença dos elementos radioativos; arenitos podem ser radioativos e ter altos valores de RG, desde que haja a presença de minerais detríticos que contenham os elementos Th, K e U na sua composição como os feldspatos, micas, minerais pesados e fragmentos líticos; rochas ígneas básicas apresentar baixos valores de RG, enquanto as rochas ígneas intermediárias e ácidas apresentam valores crescentes já que são as rochas fontes dos elementos tório, potássio e urânio (RIDER, 2004).

O perfil de RG apresenta maior variedade de aplicação quando usado qualitativamente. Entre as aplicações desse perfil está: 1) a correlação entre poços feitas por padrões de eletrofácies e eletrossequências; 2) dar indicação de litologia com alto grau de confiabilidade; 3) sugerir sistemas deposicionais e permitir a inferência sobre ambientes de

deposição; 4) correlação entre rochas depositadas por processos hemipelágicos ou pelágicos, como folhelhos hemipelágicos e oozes carbonáticas, pois estes tendem a se repetir horizontalmente em uma mesma linha de tempo com pouca variação de conteúdo mineralógico; 5) apresentar indicativo de discordância subaérea evidenciada pela variação vertical abrupta de altos valores de RG para baixos valores (RIDER, 2004).

Um método aplicado para identificação de litofácies em rochas sedimentares foi desenvolvido com base no perfil de potencial espontâneo e tem sido aprimorado com o uso do formato do perfil de RG. A base para a identificação das fácies é a suposta relação entre tamanho de grão e o conteúdo de argila. Apesar do perfil de RG representar a medida da somatória da radioatividade natural proveniente do decaimento dos isótopos radioativos K^{40} , Th^{232} e U^{235} presentes nas rochas e mais comumente nos folhelhos e argilitos, esse perfil é interpretado em termos do tamanho do grão.

A interpretação do perfil de RG em termos de granulometria significa que as mudanças no tamanho do grão serão seguidas pelas mudanças nos valores de raios gama, ou seja, altos valores de RG indicariam uma diminuição do tamanho do grão, enquanto baixos valores corresponderiam um aumento no tamanho do grão. Numerosas publicações científicas exemplificam a relação entre as várias geometrias do perfil de RG e a tendência granulométrica em corpos areníticos encontrados em afloramentos e testemunhos de poços (KRUEGERM 1969; GALLOWAY, 1968; FISHER, 1969; FONS,1969; VAIL & WORNARDT, 1990; VAN WAGONER *et al.*, 1990; CANT, 1992; *apud* RIDER, 2004).

As principais geometrias usadas para correlação através da identificação do formato do perfil de RG são: cilíndrico, funil, sino, simétrico e irregular (figura 10). Essa metodologia de análise tem como intenção classificar o formato dos perfis para facilitar a correlação, identificar padrões de empilhamentos e gerar interpretações a respeito de sistemas deposicionais e propor inferências sobre ambientes deposicionais (figura 11). Em rochas siliciclásticas, os formatos dos perfis têm sido interpretados em termos de litofácies deposicionais em decorrência das comparações feitas entre os perfis e as variações de granulometria e de espessura das camadas (basicamente variação entre espessura das camadas de arenitos e folhelhos) nas sucessões estudadas em poços que possuem dados calibrados com testemunhos e/ou afloramentos (CANT, 1992).

A forma cilíndrica ou em caixa compreende um intervalo em que a base e o topo mostram uma passagem abrupta entre a seção sedimentar sotoposta e a seção sobreposta com altos valores de RG (figura 10). A partir da base, os baixos valores de RG mantem-se constante para o topo, indicando uma litologia que HOLZ (2012) considera “limpa”, ou seja,

sem folhelho. Os formatos em caixa dos perfis de RG representam uma uniformidade de litologia sem variação gradacional expressiva de granocrescência, ou granodecrescência (NAZEER *et al.*, 2016). Na escala de análise da Estratigrafia de Sequências e dentro do arcabouço de uma sequência deposicional, o padrão em caixa do perfil de RG está, normalmente, relacionado aos depósitos agradacionais, os quais ocorrem nos momentos de inflexão do nível de base, denominado por POSAMENTIER & ALLEN (1999) de “*still stand*”. Dentro do arcabouço das Sequência T-R estes depósitos são esperados no final do trato regressivo e início do trato transgressivo. Na escala de análise de depósitos individuais, em rochas sedimentares siliciclásticas, o padrão em “caixa” do RG normalmente é registrado em camadas, ou conjunto de camadas amalgamadas de arenitos que apresentam uniformidade composicional. Os exemplos clássicos deste padrão são os depósitos de arenitos eólicos, porém, também é possível encontrar depósitos de arenitos com uniformidade composicional em ambientes fluviais e em depósitos originados a partir de correntes de turbidez de alta densidade em ambientes marinhos ou lacustres profundos. Nesta categoria pode-se elencar depósitos de lobos turbiditos e depósitos de preenchimento de canais submarinos.

Figura 10 – Padrões verticais encontrados nos perfis de raios gama

Padrões de perfil de raios gama					Interpretação de perfil
Cilíndrico ou 'em caixa'	Funil ou 'sino invertido'	Sino	Simétrico	Irregular	Seção Condensada
Litologia limpa sem tendência	Topo abrupto granocrescente	Base abrupto granodecrescente	Topo e base gradual (arredondado)	Mistura de litologias sem tendência	Superfície de inundação máxima
Agradante Possibilidades: - Eólico - Fluvial entrelaçado - Recife - Plataforma carbonática	Progradante Possibilidades: - Barra de boca de distributário - Ilha de barreira - Leque submarino	Retrogradante Possibilidades: - Barra fluvial em pontal - Barra de maré - Sistema arenoso transgressivo	Progradante e retrogradante Possibilidades: - Unidades granocrescentes e granodecrescentes amalgamadas	Agradante Possibilidades: - Planície de inundação - Rampa carbonática - Preenchimento de <i>canyon</i> submarino	Retrogradante e progradante Possibilidades: - Unidades granodecrescentes e granocrescentes amalgamadas - Baixa sedimentação; - Alto teor de matéria orgânica; - Pode conter hiato;

Legenda: Principais padrões verticais encontrados nos perfis de raios gama e potencial espontâneo.

Fonte: Modificado de HOLZ, 2012.

O formato do perfil de RG em funil representa uma sucessão litológica granocrescente, que mostra uma passagem gradual da seção basal com altos valores de RG para uma sucessão superior com baixos valores de RG e uma passagem abrupta para a seção

sedimentar sobreposta (figura 10). A partir da base, o RG diminui progressivamente em direção ao topo. Como tratado anteriormente, a relação inversa entre granulometria e valores de RG mostra que a diminuição do conteúdo de argila na seção sedimentar ocorre da base para o topo do intervalo caracterizado com a geometria de funil, além de mostrar um espessamento nas camadas de arenitos. Desse modo, diz-se que os formatos em funil dos perfis de RG representam uma variação gradacional de litofácies em direção ao topo obedecendo ao padrão granocrescente dentro de uma camada individual, acompanhado do padrão de espessamento das camadas, visto que, via de regra, os depósitos são constituídos por conjuntos de camadas. O topo de um padrão de funil é caracterizado por uma variação abrupta de litofácies. Na Sedimentologia, os depósitos siliciclásticos que apresentam aumento da granulometria e espessamento das camadas de sedimentos mais grossos (fração areia) para o topo são interpretados como resultados da deposição por processos cada vez mais energéticos. No âmbito da Estratigrafia de Sequências e para o arcabouço de uma sequência deposicional, o padrão do perfil de RG em funil permite inferir que o registro desse momento está progressivamente mais próximo da área fonte de sedimentos com maior granulometria. Nesse cenário, o momento mais propício para o registro desse padrão é durante o Trato Regressivo quando ocorre a sedimentação em progradação, relacionado a um aumento de energia dos processos deposicionais em direção ao topo. Os depósitos que podem refletir esse tipo de formato são associados a sistemas deposicionais fluviais (barra de boca de distributário), sistema deltaico (figura 11) e costeiro (depósitos de ilha barreira) (HOLZ, 2012).

A geometria de sino representa um intervalo em que a base mostra uma passagem abrupta entre a seção sedimentar sotoposta com altos valores de RG e a seção sedimentar sobreposta com baixos valores de RG (figura 10). A partir da base, com baixos valores, o RG aumenta progressivamente para o topo. Como já discutido anteriormente, o aumento na radiação gama corresponde a um aumento no conteúdo de argila na seção sedimentar e este, por sua vez, é correlacionado com a diminuição no tamanho do grão da fração areia e, via de regra, com o adelgaçamento das camadas de arenitos. Assim, diz-se que os formatos em sino dos perfis de RG representam uma variação abrupta de litofácies em sua base e uma variação gradacional de litofácies em direção ao topo obedecendo ao padrão de afinamento da granulometria e adelgaçamento das camadas em direção ao topo. Em Sedimentologia, os depósitos siliciclásticos que apresentam afinamento da granulometria e adelgaçamento das camadas de sedimentos grosseiros (fração areia) para o topo são interpretados como resultados da deposição por processos cada vez menos energéticos. No contexto geral da

Estratigrafia de Sequências e dentro do arcabouço de uma sequência deposicional, o padrão em sino do perfil de GR demonstra que um determinado ponto dentro da sequência se torna progressivamente mais distante da fonte de sedimentos mais grossos, o que, por sua vez, representa uma subida do nível de base da bacia. Neste contexto, o momento mais apropriado para a ocorrência deste padrão se dá durante o Trato Transgressivo quando a sedimentação ocorre em retrogradação. Em escala mais localizada dentro do arcabouço da Estratigrafia de Sequências, o padrão em sino do perfil de RG também pode ser usado para a interpretação de determinados tipos de depósitos, porém sempre relacionados à uma diminuição da energia do processo deposicional em direção ao topo. Por exemplo, depósitos turbiditos os quais possuem o padrão deposicional da clássica “Sequência de Bouma” mostram padrão em sino em perfil de RG (figura 11). Este padrão, via de regra, é recorrente em diferentes escalas variando desde uma camada individual até um conjunto de camadas que formam um sistema deposicional. Outros depósitos, em diferentes ambientes deposicionais também mostram padrão em sino, por exemplo, as barras de pontal e *crevasse splay* em sistemas fluviais (ambiente continental) e barras de maré em sistemas costeiros (ambiente transicional) (CANT, 1992).

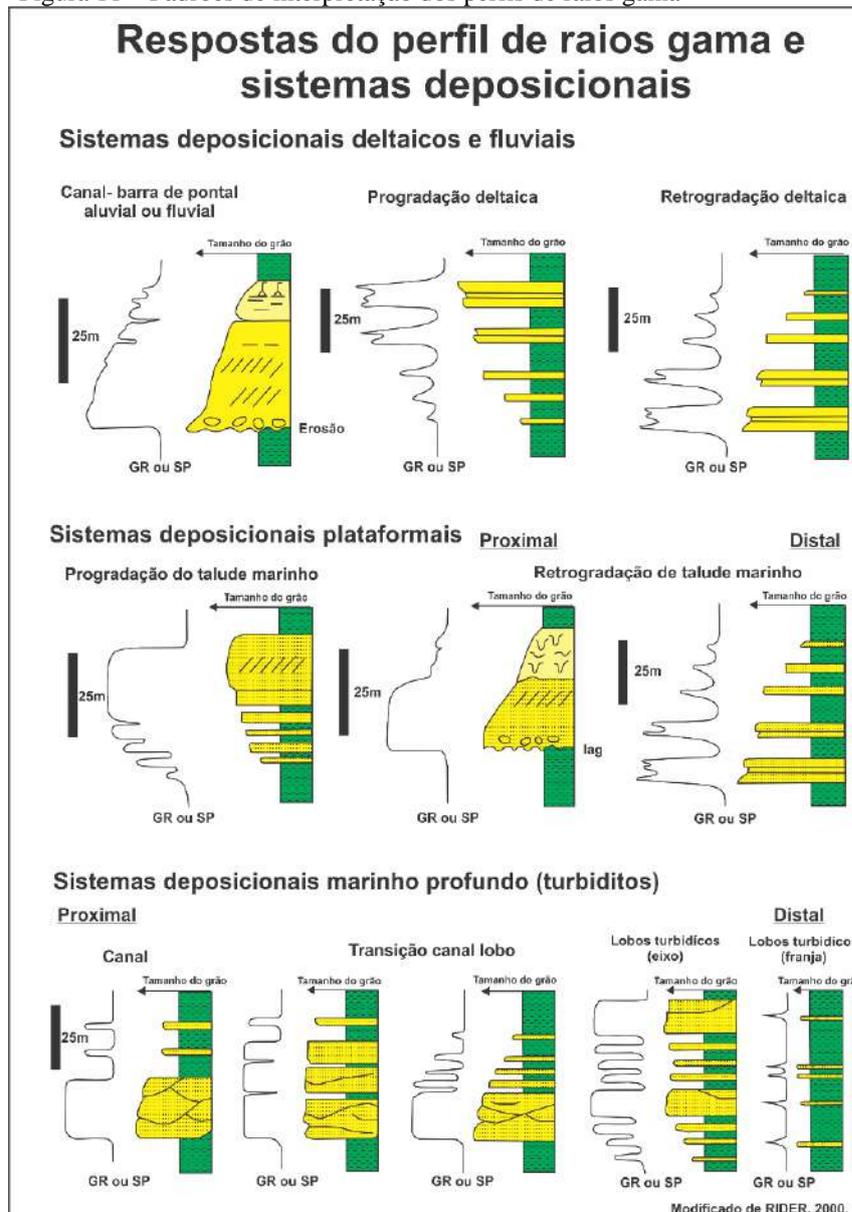
O formato simétrico corresponde a um intervalo em que a base e o topo possuem uma passagem gradual entre a seção sedimentar sotoposta e sobreposta com altos valores de RG (figura 10). A variação entre altos valores de radioatividade, para baixos e depois novamente para altos valores, mostram uma variação quanto ao conteúdo de argila na seção sedimentar, estando as porções mais argilosas na base e no topo do intervalo, enquanto na porção central do intervalo é representada por uma litologia mais limpa. No contexto da escala de análise de uma sequência deposicional o momento mais favorável para a ocorrência desse padrão é, da mesma forma que do formato em “caixa”, a passagem entre o final do Trato Regressivo e início do Transgressivo, quando a sedimentação passa gradualmente do padrão progradante para o retrogradante. Na escala de análise de depósitos individuais, em rochas sedimentares siliciclásticas, o padrão simétrico em RG pode ser encontrado em depósitos decorrentes de fluxos hiperpicnais. Estes fluxos iniciam com baixa energia (granulometria fina na base dos depósitos) e evoluem para alta energia (granulometria grosseira no meio dos depósitos), posteriormente caem novamente para baixa energia (granulometria fina no topo dos depósitos) (PLINK-BJÖRKLUND & STEEL, 2004).

O formato irregular é caracterizado por uma leitura variável do perfil de RG. Da base ao topo desse intervalo os valores de RG aumentam e diminuem sem uma tendência definida (figura 10). Pode-se dizer que os formatos irregulares dos perfis de RG representam uma

mistura de litofácies ao longo do intervalo, ocorrendo padrões de afinamento e de engrossamento granulométrico, e eventualmente adelgaçamento ou espessamento das camadas em direção ao topo. No contexto da escala de análise de uma sequência deposicional, o padrão em irregular do perfil de RG é um indicativo de que a taxa de geração de espaço de acomodação na bacia era muito próxima da taxa do aporte sedimentar. O momento mais favorável para a ocorrência desse padrão é, da mesma forma que do formato em “caixa”, a passagem entre o final e o início do Trato Regressivo, quando a sedimentação passa gradualmente do padrão progradante para o retrogradante. Em Sedimentologia, os depósitos siliciclásticos que apresentam essa mistura litológica das camadas de sedimentos de fração areia, com os sedimentos de fração argila são interpretados como decorrentes de ambientes deposicionais deltaicos e fluviais (planície de inundação).

Um fator importante na interpretação de formatos de perfil e que se deve atentar é a escala de interpretação. Um formato interpretado como sino em um perfil, por exemplo, pode ter poucos metros, indicando uma *crevasse splay* (planície de inundação), ou dezenas de metros de espessura, configurando uma escala apropriada para a interpretação de uma sucessão deltaica retrogradante.

Figura 11 – Padrões de interpretação dos perfis de raios gama



Legenda: Padrões de interpretação dos perfis de raios gama e de potencial espontâneo.

Fonte: Modificado de RIDER, 2004.

Outro padrão de empilhamento vertical que pode ser identificado no perfil de RG é a seção condensada. RIDER (2004) sugere que picos com os mais altos valores no perfil de raios gama, dentro de uma sequência de folhelhos hemipelágicos, podem representar seções condensadas e serem interpretados como superfícies de máxima inundação de acordo com os princípios da Estratigrafia de Sequências (Figura 10).

Seções condensadas, figura 10, segundo LOUTIT *et al.* (1988) são compostas por sedimentos pelágicos ou hemipelágicos de origem marinha ou lacustre, normalmente delgadas e contínuas, com baixa taxa de sedimentação podendo inclusive conter hiatos temporais

devidos à não deposição e, dependendo das condições ambientais podem ser ricas em matéria orgânica ou compostas por oozes pelágica carbonáticas. Essas seções expressam superfícies de máxima inundação as quais podem se configurar como marcos regionais posto que podem ser rastreadas em escala de bacia, logo, são muito úteis para correlação (CANT, 1992).

5.2 Eletrossequência

Em geologia existem diferentes maneiras de se dividir e tratar analiticamente o registro geológico. Para a geologia sedimentar divisões em litofácies, associações de litofácies e sistemas deposicionais são muito importantes para a interpretação sedimentológica e estratigráfica.

As análises das fácies sedimentares (“corpos rochosos que apresentam determinados conjuntos de características que permitem diferenciá-los dos corpos rochosos adjacentes e que foram depositados sob determinados processos sedimentares relativamente constantes”, HOLZ, 2012), e dos sistemas deposicionais (assembleias tridimensionais de litofácies, geneticamente ligadas por processos ativos ou inferidos em determinados ambientes deposicionais, BROWN & FISHER, 1977) permitem o entendimento sobre o contexto do(s) ambiente(s) de deposição e conseqüentemente sobre a evolução estratigráfica de determinadas sucessões deposicionais. No entanto, nos casos onde não é possível a análise direta da rocha é necessário o uso de métodos indiretos como ferramentas de interpretação. Neste contexto, as ferramentas geofísicas têm sido de grande valia para o auxílio à interpretação geológica. Dados geofísicos adquiridos em furos de sondagens, sejam eles da indústria, portanto para fins comerciais, ou da academia, para fins acadêmicos, têm sido usados por décadas com ferramentas apropriadas para análise e interpretação da evolução estratigráfica de seqüências deposicionais em bacias sedimentares. Um dos conceitos derivados dos métodos geofísicos de furos de sondagens e fortemente estabelecido como apropriado para a análise estratigráfica é o conceito de eletrofácies.

As eletrofácies são definidas como um conjunto de respostas e características de perfis geofísicos adquiridos em furos de sondagens suficientemente distintos para serem separados de outras eletrofácies (RIDER, 2004). Uma associação de eletrofácies relacionadas compõem o que RIDER (*op. cit.*) denomina de eletrossequência.

A eletrossequência é um intervalo definido em um perfil, através do qual existem

mudanças consistentes nas respostas e características de perfil, suficientemente distintas para separá-la de uma outra eletrossequência (RIDER, 2004). Uma eletrossequência segundo o autor é composta por dezenas de metros de espessura, correspondendo a uma sucessão de eletrofácies e tem como objetivo retirar dos perfis tantas informações geológicas quanto for possível, identificando continuidade vertical, deposicional e eventualmente sequências deposicionais.

A análise de eletrossequências pode ser descrita ainda como uma metodologia de trabalho que vai além da análise do formato de um único perfil. Essa metodologia vislumbra associar todos os dados disponíveis referentes a um poço, para se obter um cenário propício de interpretação de litofáceis, sistemas deposicionais e sequências deposicionais.

Para se realizar a análise de uma eletrossequência, RIDER (2004) propõe um fluxo de trabalho, ilustrado na figura 12 A, que compreende: (1) interpretação da litologia do poço; (2) interpretação de eletrofácies; e, por fim a (3) análise da eletrossequência. Esses itens são descritos a seguir.

- a) *Interpretação da litologia no poço*: deve-se primeiramente plotar os perfis de todos os poços a serem correlacionados em uma mesma escala de profundidade. Posteriormente, fazer o controle de qualidade e correlacionar as informações dos perfis com a litologia descrita no poço através de amostra de calha;
- b) *Interpretação de eletrofácies*: As interpretações e definições de eletrofácies são feitas baseadas nos seguintes critérios: a) interpretação de linhas base de uma determinada curva de perfil elétrico de um poço; b) interpretação dos padrões e tendências dos perfis em relação à linha base; c) interpretação por formatos dos perfis em escala vertical; d) identificação de quebras abruptas nas curvas; e e) identificação de anomalias aleatórias que fogem aos padrões de tendência.

-A linha base é uma linha vertical de valor constante no perfil, que possui significado litológico e estratigráfico. Ao longo de um perfil mais de uma linha base pode ser utilizada, tanto para limitar ou abranger altos valores de RG, que podem indicar folhelhos, quanto para contemplar baixos valores de raios gama podem indicar arenitos limpos (figura 12A). O uso de uma linha base para identificar folhelhos e arenitos que não apresentam variações verticais significantes, pode, eventualmente, significar em termos

estratigráficos que estes são da mesma formação.

-Tendências: são linhas que indicam mudanças persistentes no comportamento do empilhamento estratigráfico da seção que está sendo analisado em um determinado perfil (Figura 12 B). As tendências podem variar de acordo com a escala de poucos metros (indicando camadas e conjunto de camadas), dezenas de metros (relacionadas a ciclos ou sequências), ou até a centenas de metros (relacionadas a preenchimento de bacia). As pequenas variações podem não apresentar significados geológicos, ao passo que variações identificadas por espessas camadas podem indicar mudanças na sedimentação, como sucessões com engrossamento para cima (aumento da granulometria) ou afinamento para cima (diminuição da granulometria).

-Formato dos perfis: referem-se a padrões que os perfis podem assumir, como no caso do RG discutido no item 3.1.1.3. Por exemplo, aumento nos valores de RG em decorrência da granodecrescência para o topo (sino), ou, o inverso, a diminuição nos valores de RG como consequência da granocrescência para o topo (funil), figuras 10 e 11.

-Quebras abruptas: as quebras são importantes para interpretação dos processos sedimentares e análise de sequências deposicionais, pois podem indicar: mudanças abruptas na litologia, mudanças na estruturação dos estratos sedimentares, superfícies erosivas, dentre outras interpretações. Quebras abruptas nos perfis podem estar relacionadas a mudanças nos padrões deposicionais como consequências de mudanças na energia dos processos que controlam a deposição, por exemplo, uma camada de arenito depositada sobre uma superfície erosional sotoposta a um folhelho, a qual sugere um aumento abrupto na energia dos processos deposicionais, via de regra representando uma discordância, ou, o inverso, um pico de aumento de RG representando folhelhos pelágicos sugerindo um afogamento abrupto da área analisada.

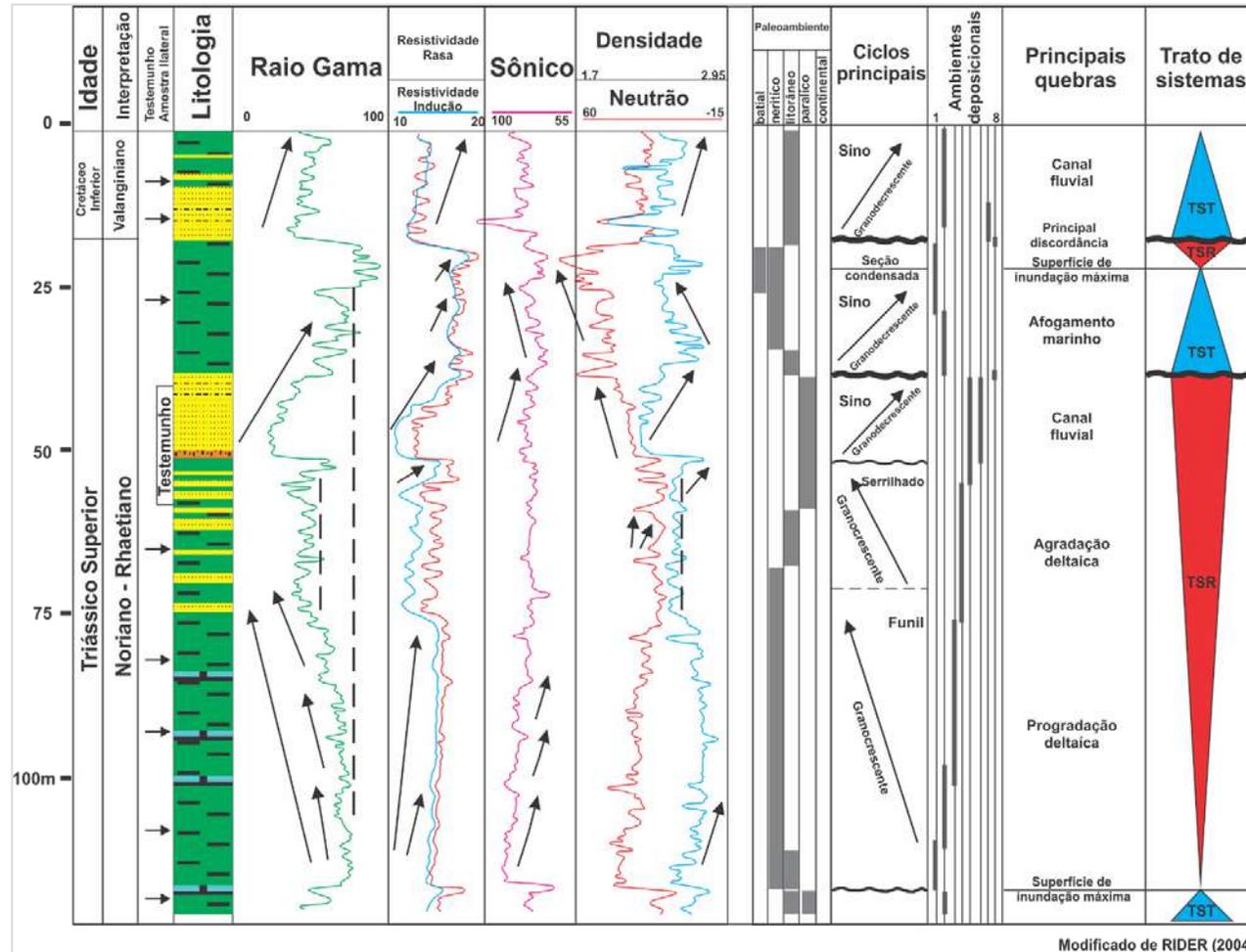
-Anomalias: são valores excessivamente altos ou baixos nos perfis

representando situações totalmente fora da linha base ou do padrão de tendências, os quais os podem ter grande importância estratigráfica por tornarem-se marcos que podem ser rastreados em escala de bacia. Depósitos de cinzas vulcânicas e oozes carbonáticas resultantes de “blooms” estão entre os representantes destes tipos de depósitos. Uma característica adicional deste de tais depósitos é que eles podem ser datados absolutamente através de métodos radiométricos (cinzas vulcânicas) ou paleontológicos (oozes carbonáticas). As concentrações de minerais não usuais em discordâncias ou em *hardgrounds* também produzem picos em perfil de RG destacando-se como anomalias.

c) *Análise de eletrossequência*: a análise de eletrossequência em um poço deve ser feita da base do registro estratigráfico para o topo. Essa interpretação se inicia após estabelecida a litologia, as interpretações de eletrofácies e inserção dos demais dados relevantes disponíveis como idades estratigráficas, testemunhos, informações de lâminas delgadas etc. O objetivo dessas correlações e análises é construir uma sucessão vertical de eletrofácies, separar eletrossequências, identificar fácies e sucessão de fáceis, falhas, discordâncias e por fim interpretar os possíveis ambientes deposicionais no registro geológico.

Todos os ajustes e análises dos dados para a definição das eletrossequências são o preparo necessário para a interpretação e delimitação da estratigrafia de sequência, que culmina com o entendimento do desenvolvimento da bacia.

Figura 12 – Diagrama esquemático de análise de eletrossequência



Legenda: Diagrama esquemático de uma análise completa de eletrossequência. Litofácies, eletrofácies e amostras laterais são usados como indicativos de uma sequência vertical de ambientes deposicionais e uma indicação de sequência deposicional e as principais quebras. *Ambientes deposicionais: 1-marinho profundo; 2-marinho raso; 3-prodelta; 4-frente deltaica; 5- topo do delta; 6-canal; 7-praia; e 8-continental

Fonte: Modificado de RIDER, 2004.

5.3 Estratigrafia de sequência

A estratigrafia de sequências é um método de trabalho que objetiva analisar mudanças faciológicas e geométricas nos estratos e identificar superfícies chaves que possam determinar a ordem cronológica de preenchimento da bacia, assim como eventos erosionais (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Os fundamentos dos conceitos da Estratigrafia de Sequências podem ser encontrados na literatura geocientífica em trabalhos produzidos há mais de um século (GRABAU, 1913; BARREL, 1917; WHEELER, 1958, 1959, 1964; SLOSS, 1962, 1963; CURRAY, 1964; FRAZIER, 1974; *apud* CATUNEANU, 2002), porém, ganharam impulso e evoluíram a partir dos anos de 1980 como decorrência, por um lado, do avanço tecnológico do método sísmico de reflexão que passou a produzir resultados com imageamentos cada vez mais claros das seções estratigráficas investigadas levando a um aperfeiçoamento nos conceitos da Sismoestratigrafia desenvolvidos por pesquisadores da Exxon no final dos anos 1970 (PAYTON *et al.*, 1977) e, por outro lado, devido a inúmeros trabalhos baseados em estudo de rochas (afloramentos e/ou testemunhos de sondagens) (HAQ *et al.*, 1987; POSAMENTIER *et al.*, 1988; VAN WAGONER *et al.*, 1988; HUNT & TUCKER, 1992, 1995; EMBRY & JOHANNESSEN, 1992, EMBRY, 1993, 1995, 2002; PLINT & NUMENDAL, 2000 *apud* CATUNEANU, 2006).

A sequência é definida como a unidade fundamental da Estratigrafia de Sequências. Esta foi originalmente definida por SLOSS *et al.* (1949; *apud* EMBRY 2002) como unidade estratigráfica limitada por discordâncias subaéreas regionais. Mais tarde, essa definição foi atualizada por VAIL & MITCHUM (1977) e MITCHUM *et al.* (1977), para unidade estratigráfica composta por sucessões relativamente conformantes de estratos geneticamente relacionados e limitados por discordâncias ou suas conformidades correlativas. Nessas definições a discordância é compreendida como uma superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais novos (sobrepostos) de mais antigos (sotopostos) e representa um hiato significativo no registro geológico. A conformidade relativa é uma superfície que também separa um estrato mais novo (sobreposto) de outro, mais antigo (sotoposto), mas, ao longo do qual não há evidências de erosão e, portanto, pode não haver hiato (MITCHUM *et al.* 1977).

Uma sequência deposicional, como definida pela Estratigrafia de Sequências é composta por diferentes tratos de sistemas. BROWN & FISHER (1977) propuseram que os tratos de sistemas são compostos por conjuntos de sistemas deposicionais diferentes, mas,

contemporâneos entre si, os quais foram depositados em ambientes deposicionais distintos. Para estes autores os sistemas deposicionais são a conformação de assembleias tridimensionais de litofácies, geneticamente ligadas por processos deposicionais, atuantes em ambientes de deposição específicos. Já VAN WAGONER *et al.* (1988) propuseram que os tratos de sistemas são compostos por parassequências, as quais seriam os “tijolos básicos” na construção das sequências deposicionais. As parassequências, segundo estes autores, são sucessões relativamente conformantes de camadas geneticamente relacionadas ou conjunto de camadas limitadas por superfícies de inundação máxima e suas superfícies correlativas. As superfícies de inundação, de acordo com esses autores, são indicativos de mudanças abruptas de fácies que podem indicar aumento na profundidade relativa da água ou diminuição do aporte sedimentar. A proposição de VAN WAGONER *et al.* (1988) teve bastante impacto na Estratigrafia de Sequências durante os anos 1990, mas, paulatinamente tem caído em desuso; porém, a formulação de BROWN & FISHER (1977) continua como um axioma básico da Estratigrafia de Sequências.

Os tratos de sistemas mais amplamente reconhecidos são três: o Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB), o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) e o Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA), (POSAMENTIER *et al.*, 1988). Estes autores também sugerem uma subdivisão do trato de sistemas de mar baixo (TSMB) em dois, quais sejam, TSMB inicial e TSMB tardio.

Na Estratigrafia de Sequências as mudanças nas tendências deposicionais como sedimentação, erosão, ou ainda, mudanças de tendências de associações de litofácies de raseamento (regressão) para associações de litofácies de afogamento (transgressão) são usadas para identificar as parassequências, tratos de sistemas e limites de sequências. Essas mudanças são decorrentes das interações da sedimentação com a mudança do nível de base.

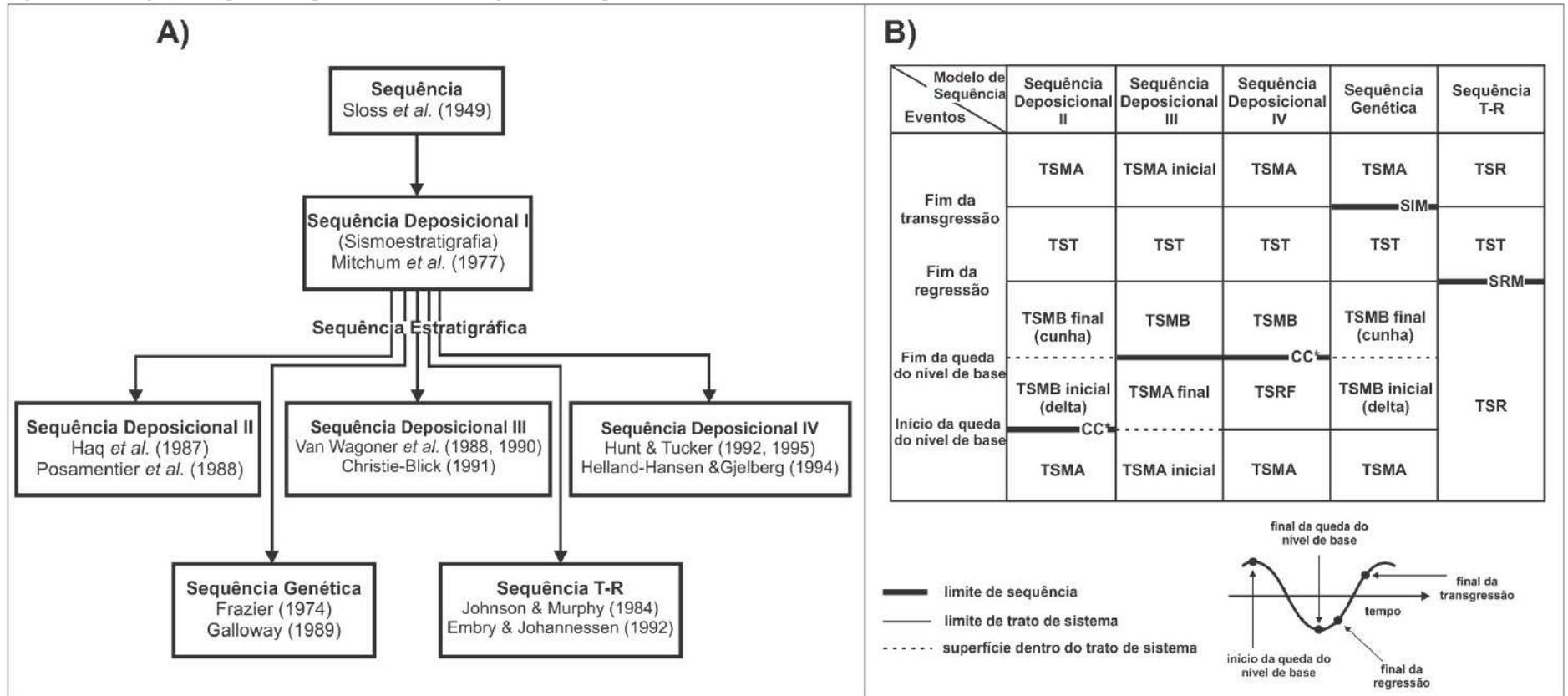
O nível de base pode ser entendido como uma superfície abstrata de equilíbrio entre erosão e deposição. Uma descida no nível de base causará erosão em áreas topograficamente acima do nível de base e conseqüente redução do espaço de acomodação; no caso da subida do nível de base haverá criação de espaço de acomodação e a deposição ocorrerá, preferencialmente, no espaço disponível abaixo do nível de base (CATUNEANU, 2009). O espaço de acomodação foi definido, por JERVEY (1988), como a quantidade de espaço disponível para os sedimentos preencherem até alcançarem o nível de base. Um ciclo completo de variação do nível de base é caracterizado por uma subida no nível de base (criação de espaço de acomodação) e por uma descida no nível de base (que reduz o espaço de acumulação).

Em decorrência da dinâmica terrestre o nível de base está continuamente em mudança e tem como principais fatores controladores o tectonismo e ou a eustasia, que causam mudanças nos ambientes de deposição de uma bacia influenciando no aumento ou diminuição do espaço de acomodação, e na taxa de sedimentação (EMBRY, 2002).

Ao longo dos anos a definição de sequência tem sido motivo de árdua discussão entre os pesquisadores da área, que divergem principalmente com relação ao posicionamento do limite de sequência. As divergências relacionadas aos limites de sequências ocasionaram a geração de uma série de modelos que se diferenciam uns dos outros, segundo CATUNEANU (2006), basicamente, pelo estilo de empilhamento do registro estratigráfico; uso de diferentes momentos para tratos de sistemas; e limites de sequências em relação a mudança de nível de base.

Um resumo esquemático da evolução dos modelos de sequência estratigráfica foi apresentado por CATUNEANU (2006) e CATUNEANU *et al.* (2009, 2011), que discutem em seus artigos esses modelos propostos pelos autores MITCHUM *et al.* (1977), POSAMENTIER *et al.* (1988), GALLOWAY (1989) e EMBRY & JOHANNESSEN (1992), entre outros, como mostrado nas figuras 13 A e B CATUNEANU (2006) ressalta a necessidade da formalização das definições em um código estratigráfico, mas deixa claro que abordagens distintas podem ser escolhidas de maneira a melhor se ajustar ao caso de estudo, não havendo um modelo preferível.

Figura 13 – Diagrama e quadro esquemáticos de estratigrafia de seqüências e nomenclatura de tratos de sistemas



Legenda: A) Diagrama esquemático de modelos de estratigrafia de seqüências. B) Quadro esquemático da nomenclatura dos tratos de sistemas e tempo dos limites de seqüência para os modelos estratigráficos existentes. Abreviações: TSMB – trato de sistemas de mar baixo; TST – trato de sistemas transgressivo; TSMA – trato de sistemas de mar alto; TSRF – trato de sistemas de regressão forçada; TSR – trato de sistemas regressivo; T-R – transgressivo-regressivo; CC* - conformidade sensu Posamentier and Allen (1999); CC** - conformidade correlativa sensu Hunt and Tucker (1992); SIM – superfície de inundação máxima; SEM – superfície de regressão máxima
 Fonte: A) Modificado de CATUNEANU *et al.*,2009. B) Modificado de CATUNEANU, 2006.

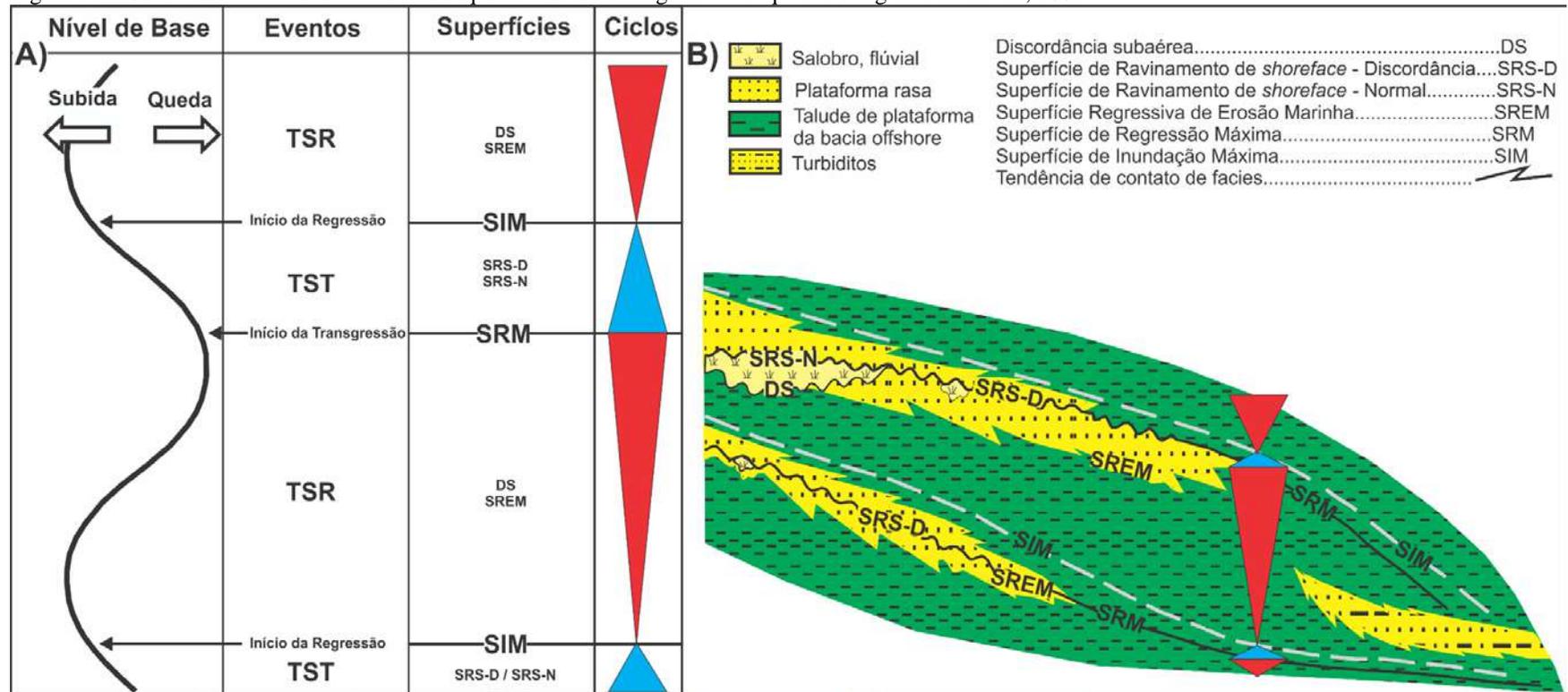
Em função do tipo de dado usado neste trabalho para análise, quais sejam, perfis elétricos de poços da indústria petrolífera, decidiu-se que a abordagem de análise estratigráfica mais apropriada seria aquela baseada no modelo T-R (transgressivo-regressivo) apresentado por EMBRY & JOHANNESSEN (1992), e discutido por EMBRY (1995, 2002) descrito a seguir.

5.4 Modelo de sequência estratigráfica T-R segundo EMBRY, 2002.

O modelo de sequência deposicional tipo T-R (transgressivo – regressivo) propõe que seus limites sejam a composição de uma porção discordante proximal (discordância subárea e ou superfície de ravinamento) e uma porção conformante distal (superfície de regressão máxima) (EMBRY, 2002).

EMBRY (2002) apresenta no modelo T-R, ao todo, seis superfícies estratigráficas, que representam mudanças importantes no registro sedimentar que ocorrem durante um ciclo completo de subida e descida do nível de base. KARAGODIN (1975; *apud* DELLA FÁVERA 2001) propôs que o registro sedimentar dividido em ciclos tem como base variações na litologia. As variações litológicas dos ciclos são representadas por triângulos, onde a base representa rochas com granulometria mais grossa, enquanto o vértice representa rochas com granulometria mais fina. Essa variação composicional refletiria a migração dos sistemas deposicionais em relação a linha de costa, ou seja, um triângulo com o vértice para cima indicaria um intervalo transgressivo; litofácies distais com a granulometria tendendo a ser mais fina; e um triângulo com o vértice para baixo indicaria um intervalo regressivo; litofácies mais proximais com a granulometria tendendo a ser mais grossa (figura 14). Os triângulos também são indicativos de diferentes ordens de grandezas de sequências uma vez que estes podem conter internamente outros triângulos com disposições diferentes e ordens inferiores (KARAGODIN *op. cit.*).

Figura 14 – Curva do nível de base e modelo esquemático de estratigrafia de seqüências segundo EMBRY, 2002



Legenda: A) Quadro esquemático da nomenclatura dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas. Abreviações: TSR – trato de sistemas regressivo; TST – trato de sistemas transgressivo; DS – discordância subaérea; SREM – superfície regressiva de erosão marinha; SIM – superfície de inundação máxima; SRS-D – superfícies de ravinamento de shoreface discordante; SRS-N – superfície de ravinamento de shoreface normal e SRM – superfície regressão máxima. B) – Seção de correlação em corte transversal mostrando a relação das superfícies estratigráficas.

Fonte: A) Modificado de EMBRY, 2002 e KARAGODIN, 1975; *apud* DELLA FÁVERA, 2001; B) Modificado de EMBRY, 2002.

No modelo T-R a sequência é composta por um Trato de Sistemas Transgressivo sobreposto por um Trato de Sistemas Regressivo, tendo como limite entre tratos uma superfície de inundação máxima (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992), figura 14 A. Os tratos de sistemas abordados nesse modelo fazem referências aos definidos por POSAMENTIER *et al.* (1988), sendo que o TST é o mesmo nos dois modelos, e o trato regressivo (TSR), uma composição indistinta do TSMB e o TSMA.

O TSR se forma durante a movimentação de descida do nível de base, a qual acontece entre o final de uma subida e o início da próxima subida do nível de base (EMBRY, 2002). Na fase final da subida do nível de base, durante o TST, a taxa de criação do espaço de acomodação vai gradativamente diminuindo com relação ao aporte sedimentar e a sedimentação passa de agradacional para progradacional. Os depósitos característicos do TSR abrangem desde depósitos fluviais, deltaicos até costeiro (*foreshore/shoreface*), que tendem a ser amalgamados por causa da diminuição do espaço de acomodação. Apesar dos depósitos deltaicos e costeiros se tornarem mais delgados, esses também se tornam extensos a medida que o espaço de acomodação diminui (HOLZ, 2012).

Quando ocorre a queda do nível de base, o espaço de acomodação que foi reduzido em relação ao aporte sedimentar altera o padrão de empilhamento dos sedimentos para progradante (HOLZ, 2012). Nesse ponto, a linha de costa se move em direção a bacia caracterizando a regressão que passa a transferir os sedimentos para porções mais profundas em direção ao depocentro da bacia. A queda do nível de base torna a plataforma paulatinamente exposta a processos erosivos que favorecem a expansão gradual da erosão subaérea que avança em direção a bacia dando origem a discordância subaérea (DS). A DS evidencia a interrupção na sedimentação e como resultado apresenta como característica contato erosivo abrupto (EMBRY, 2002). A descida do nível de base para uma posição inferior ao da quebra da plataforma força um reajuste no perfil de equilíbrio do talude da bacia através de erosões submarinas causadas por correntes de fluxos gravitacionais dando origem à superfície regressiva de erosão marinha (SREM). A SREM tem como característica ser uma superfície de erosão sobreposta por sucessões deposicionais de raseamento, como por exemplo, camadas de plataforma marinha e *shoreface*. Tanto a DS como a SREM se desenvolvem durante todo o tempo de queda do nível de base (EMBRY, 2002).

A porção final do TSR ocorre quando o nível de base cai até a posição mínima onde não há mais espaço de acomodação. Posteriormente, o nível de base volta a subir lentamente iniciando novamente a criação de espaço e acomodação (HOLZ, 2012).

Em seguida, com a subida do nível de base, a taxa de geração de espaço de

acomodação, via de regra, torna-se gradativamente maior que a taxa de aporte sedimentar caracterizando um padrão de empilhamento retrogradacional característico da transgressão da linha de costa em direção ao continente. A passagem de regressão para transgressão resulta em grandes mudanças na tendência deposicional e a consequente diminuição da quantidade de sedimentos, principalmente aqueles com maior granulometria, depositados nas porções distais da bacia devido ao aumento da distância da área fonte de sedimentos que migrou em direção ao continente como decorrência da transgressão da linha de costa (HOLZ, 2012). A superfície de regressão máxima (SRM) é marcada no topo dos depósitos que representam o final do TSR e na base daqueles que representam o TST, logo, esta é formada no início da subida do nível de base, registrando a mudança na tendência de raseamento, (aumento granulométrico) que caracteriza a regressão, para o afogamento, (afinamento granulométrico) que caracteriza a transgressão. A SRM é restrita à porção marinha e forma a porção conformante do limite de sequência (EMBRY, 2002).

Durante a subida do nível de base os ambientes costeiros (*foreshore e shoreface*) são erodidos pela ação de ondas e de marés. Os sedimentos produzidos por este processo erosivo são depositados no ambiente mais distal de *offshore*. Este processo gera, no registro sedimentar, uma superfície erosiva denominada “Superfície de Ravinamento de *Shoreface*” (SRS) (EMBRY, 2002). A SRS pode ou não erodir até a camada sotoposta referente a DS. Nos casos em que a SRS erode a discordância subaérea subjacente, esta passará a ser referida como superfície de ravinamento de *shoreface* discordante (SRS-D), pois, passou a ser equivalente a uma barreira de tempo e todos os estratos acima são mais novos que os depositados abaixo. Se a SRS não erodir a discordância subaérea, então será classificada como superfície de ravinamento de *shoreface* normal (SRS-N). As características mais marcantes da SRS são: (1) contato erosivo abrupto; (2) presença de estratos marinhos sobrepostos que exibem tendência ascendente de afogamento (afinamento granulométrico) (EMBRY, 2002).

Na fase final da subida do nível de base, quando a taxa de sedimentação tende a superar a taxa de geração do espaço de acomodação, o ravinamento de *shoreface* cessa invertendo a movimentação da linha de costa em direção à bacia, iniciando a regressão. Esse novo cenário, resulta no aumento do aporte sedimentar e início da progradação na plataforma em direção a bacia. A superfície de inundação máxima (SIM), marca o limite entre as sucessões deposicionais com tendência de afogamento para tendências de raseamento que podem acontecer de maneira gradual, sendo conformante, ou de maneira erosional. No caso de uma passagem gradual e ocorrerão depósitos caracterizados pela seção condensada, que

representam uma taxa de sedimentação muito baixa.

5.5 Plataforma em rampa

Os conceitos da estratigrafia de sequências foram inicialmente desenvolvidos com base em dados sísmicos de bacias de margens continentais passivas, onde a fisiografia plataformal com quebra de talude era presente. Para a correta aplicação do conceito de estratigrafia de sequências nas mais diversas áreas, tornou-se necessário que os modelos apresentados nas figuras 10 e 11 devessem ser ajustados aos fatores locais das bacias como, o aporte sedimentar, aspectos fisiográficos, tectônicos e climatológicos (POSAMENTIER & VAIL, 1988).

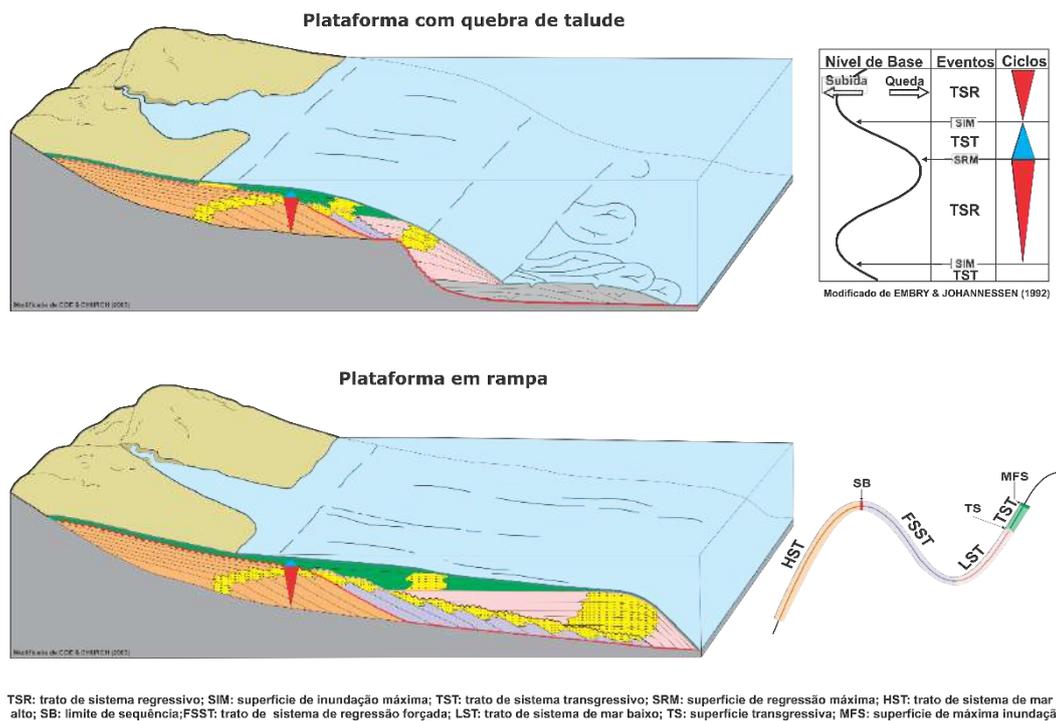
A fisiografia de uma bacia tem um papel importante na determinação do arcabouço estratigráfico, o qual, segundo POSAMENTIER & ALLEN (1999) teria como aspectos influenciadores a presença ou ausência de quebra na plataforma; gradiente da plataforma e talude; largura da plataforma, entre outros.

As bacias intracratônicas do tipo *sag*, como é o caso da Bacia do Parnaíba, via de regra, possuem fisiografia de rampa que são fatores determinante para a definição da geometria e das características dos tratos de sistemas e depósitos associados.

GÓES & FEIJÓ (1994) descrevem em parte os depósitos do Grupo Canindé como sendo depósitos plataformais, porém não contextualizam quanto à fisiografia da plataforma (com quebra de talude ou rampa). Os dados sísmicos regionais (DALY *et al.* 2014) mostram a inexistência da fisiografia de plataforma com quebra de talude na Bacia do Parnaíba, assim, como as seções sísmicas fornecidas pela ANP. Desta forma, nesse trabalho, será assumido que a fisiografia da Bacia do Parnaíba é do tipo rampa e que qualquer possível plataforma que possa ter existido em determinado tempo não é proeminente o suficiente para ser identificada em dados sísmicos.

A diferenciação quanto à disposição esquemática dos pacotes sedimentares que preenchem uma bacia com fisiografia de plataforma com quebra de talude, a qual apresenta uma margem com plataforma continental delgada e pronunciada mudança no gradiente na quebra da plataforma e outra com fisiografia em rampa, a qual mergulha com um ângulo suave em direção ao mar profundo é apresentada na figura 15 (COE & CHURCH, 2003).

Figura 15 – Modelos de geometria de plataformas



Legenda: Geometria e características de tratos de sistemas ao longo de uma plataforma com quebra de talude e uma plataforma em rampa.

Fonte: Modificado de COE & CHURCH, 2003.

Segundo POSAMENTIER & ALLEN (1999) a presença ou ausência de quebra de talude na plataforma é um dos aspectos mais importantes da fisiografia de uma bacia, pois determinariam os tipos de depósitos. Por exemplo, uma bacia com fisiografia de rampa seria caracterizada pela ausência de depósitos típicos de ambientes de águas profundas que ocorrem em bacias de margens continentais com fisiografia de plataforma e talude, e as sucessões progradantes costeiras e deltaicas tenderiam a ser delgadas, porém, mais longas, devido às condições de lenta subsidência (POSAMENTIER & ALLEN, 1999). Enquanto plataformas com fisiografia com quebra de talude apresentariam espessos depósitos de água profunda e as sucessões deltaicas tenderiam a ser mais espessas e agradacionais.

5.6 Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia surgiu na década de setenta e teve seus conceitos apresentados e discutidos no *Memoir 26 da American Association of Petroleum Geologist* (PAYTON, 1977). A sismoestratigrafia foi precursora da estratigrafia de seqüências e pode ser definida como uma aproximação geológica da interpretação estratigráfica de dados sísmicos (VAIL &

MITCHUM, 1977; MITCHUM *et al.*, 1977).

Os dados sísmicos em questão referem-se à sísmica de reflexão, que é o registro da amplitude e do tempo de percurso de uma onda elástica gerada artificialmente a partir de uma fonte (explosivo, i.g. dinamite ou bomba de ar). A frente de onda, que possui um formato esférico e que se propaga em todas as direções, reflete em uma interface em subsuperfície e volta para um receptor. A reflexão em subsuperfície ocorre devido ao contraste de impedância acústica (função das velocidades e densidades das camadas) entre superfícies físicas, como sucessão de camadas, discordâncias etc.

O dado sísmico de reflexão permite a interpretação do registro geológico por meio da identificação de padrões de sismofácies e de terminações de refletores sísmicos. A exemplo das interpretações possíveis baseadas nestes padrões e terminações associadas a dados geológicos de medidas diretas (dados cronoestratigráficos, litológicos etc) estão a correlação de tempo geológico; a definição de unidades deposicionais; espessura deposicional de unidade; interpretação de ambiente deposicional; paleogeografia (VAIL & MITCHUM, 1977).

A interpretação sismoestratigráfica se inicia pelo rastreamento de horizontes sísmicos que representem superfícies chave no contexto da sismoestratigrafia. De acordo com os princípios desta ferramenta de análise, o reconhecimento de padrões de sismofácies e de terminação dos refletores definem as superfícies chave que demarcam os limites externos de uma sequência deposicional (limites de sequências) e suas divisões internas (tratos de sistemas).

A abordagem e descrição completa das definições dos tipos de terminações de refletores e de sismofácies em sismosequências podem ser encontradas nos trabalhos publicados por MITCHUM *et al.* (1977); GALLOWAY (1989); e EMERY & MYERS *apud* CATUNEANU (2006) e sumarizados a seguir:

a) Terminações de refletores, (figura 16 A):

Truncamento: terminação abrupta de um refletor sísmico, o qual pode ser interpretado como uma camada, sugerindo que o mesmo foi cortado, ou truncado por uma superfície erosiva, a qual, via de regra, aparece no dado sísmico como uma superfície irregular (MITCHUM *et al.*, 1977);

Toplap: terminação de refletores sísmicos inclinados (camadas ou conjuntos de camadas interpretadas como clinoformas) contra uma superfície de baixo ângulo sobrejacente, resultado de não deposição (área de *bypass* sedimentar) (MITCHUM *et al.*, 1977);

Onlap: terminações de baixo ângulo de um refletor sísmico (camada) contra uma superfície pré-existente com maior ângulo. O *onlap* também pode ser referido com *lapout* e marca a terminação lateral de uma unidade sedimentar no limite deposicional (MITCHUM *et al.*, 1977);

Downlap: terminação de refletores sísmicos (camadas) inclinados contra uma superfície de baixo ângulo (MITCHUM *et al.*, 1977);

Offlap: terminação de refletores sísmicos inclinados (camadas ou conjunto de camadas interpretadas como clinoformas), em degraus orientados para a direção distal, de modo que a clinoforma posterior deixa exposto uma parte da clinoforma anterior (MITCHUM *et al.*, 1977).

b) Sismofácies (figura 16 B):

Uma sismofácies é definida como uma unidade sísmica tridimensional mapeável composta por um grupo de reflexões cujos parâmetros (configuração, amplitude, continuidade, frequência e velocidade intervalar) diferem das fácies adjacentes (MITCHUM *et al.*, 1977). As sismofácies permitem interpretar a configuração dos depósitos e/ou sistemas deposicionais dentro de uma sismosequência. Após uma sismofácies ser delimitada, são interpretadas as reflexões sísmicas que podem expressar certas características estratigráficas como estratificações, litologias, e características deposicionais (MITCHUM *et al.*, 1977).

Sismofácies paralelas e subparalelas: são refletores sísmicos paralelos, subparalelos ou ondulados (figura 16 B) de grande extensão lateral. Tais configurações de refletores estão normalmente associadas às variações de depósitos pelágicos e/ou hemipelágicos, em bacias marinhas ou lacustres, com diferentes contrastes de impedância acústica, porém, também podem representar, nos mesmos tipos de bacias, extensas, porém delgadas, camadas de depósitos de tração do tipo “lençóis de areia” dentro de um contexto deposicional predominantemente pelágico/hemipelágico. Desta forma, sismofácies paralelas e subparalelas normalmente representam sucessões sedimentares com taxas de deposição baixa e uniforme. (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies divergentes: são refletores sísmicos divergentes que caracterizam uma unidade em formato de cunha onde o espessamento lateral do conjunto de refletores é acompanhado do espessamento dos refletores individuais dentro da unidade, figura 16 C. Esse tipo de padrão de refletores sugere a intercalação entre depósitos com diferentes contrastes de impedância acústica com variações em suas taxas de deposição ao longo da seção lateral representado pela cunha divergente. Via de regra, os depósitos representados pela cunha divergente refletem uma condição de subsidência desigual do substrato da bacia ocasionado

por movimentação tectônica sindeposicional. Os depósitos representados pelas sismofácies divergentes são mais comuns em bacias riftes do tipo hemigraben. (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies sigmoidal: são sismofácies que representam depósitos com geometria de clinofórmulas as quais são interpretadas como tendo sido depositadas por processos deposicionais trativos que resultam em progradação da “frente” de um sistema deposicional para dentro de uma bacia sedimentar. Sigmoides, ou clinofórmulas, são o resultado do processo de progradação de sistemas deposicionais deltaicos, costeiros e taludes continentais figura 16 D. Em uma sigmoide, ou clinofórmula, é possível distinguir porções de topo e da base com camadas delgadas praticamente horizontais, enquanto a porção central possui maior inclinação e espessura. Esse tipo de padrão de refletores pode ser interpretado como desenvolvidos sob um regime sedimentar de média energia e taxa de aporte sedimentar maior do que a taxa de subsidência (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies oblíquas: da mesma forma que as sismofácies sigmoidais, as sismofácies oblíquas representam depósitos resultantes de processos progradação. A diferença entre os depósitos representados pelas duas sismofácies reside na interação entre taxa de subsidência e aporte sedimentar. No caso dos depósitos oblíquos esta interação representa uma situação em que o aporte sedimentar é muito maior que a subsidência, condicionando o total *by-pass* de sedimentos para a frente de progradação sem deixar nenhuma porção agradacional. Dentro do contexto da Estratigrafia de Sequências o *timing* mais apropriado para a origem destes tipos de depósitos está associado à ausência ou lenta subsidência da bacia e nível do mar estacionário (*stillstand*) permitindo um rápido preenchimento da bacia e a formação de uma superfície de *by-pass*. Descritivamente a sismoestratigrafia identifica as sismofácies oblíquas com terminações superiores em *toplap* e inferiores em *downlap*, e ângulo de inclinação acima de 10 graus. Assim como as sismofácies sigmoidais, as sismofácies oblíquas normalmente representam depósitos de progradação de sistemas deposicionais deltaicos, costeiros e taludes continentais, mas, também podem representar a progradação lateral de uma barra de pontal em depósitos fluviais ou em preenchimentos de canais submarinos, figura 16 D, (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies complexo sigmoidal oblíquas: este tipo de sismofácies é uma combinação das duas anteriores onde a configuração dos refletores sísmicos representa depósitos formados em situações geológicas e processos deposicionais intermediários e intercambiáveis entre os dois casos discutidos anteriormente, figura 16 D. A porção superior do conjunto de refletores apresenta alternâncias de reflexões de topo no padrão sigmoidal horizontal e segmentos com padrão oblíquo com terminações de *toplap*. Essa combinação de padrões implica na

alternância entre agradação e *bypass* deposicional no topo do intervalo, interpretado como um regime deposicional de alta energia (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies shingle: são configurações que também representam depósitos resultantes de processos progradacionais. A *sismofácies shingle* descreve refletores sísmicos oblíquos e paralelos de baixo grau limitados na base e no topo por refletores sísmicos horizontais e paralelos. O conjunto de refletores da *sismofácies shingle* é normalmente delgado sugerindo progradação em um ambiente deposicional com pouco espaço de acomodação vertical, comumente relacionado a ambientes deposicionais de águas rasas (MITCHUM *et al.*, 1977);

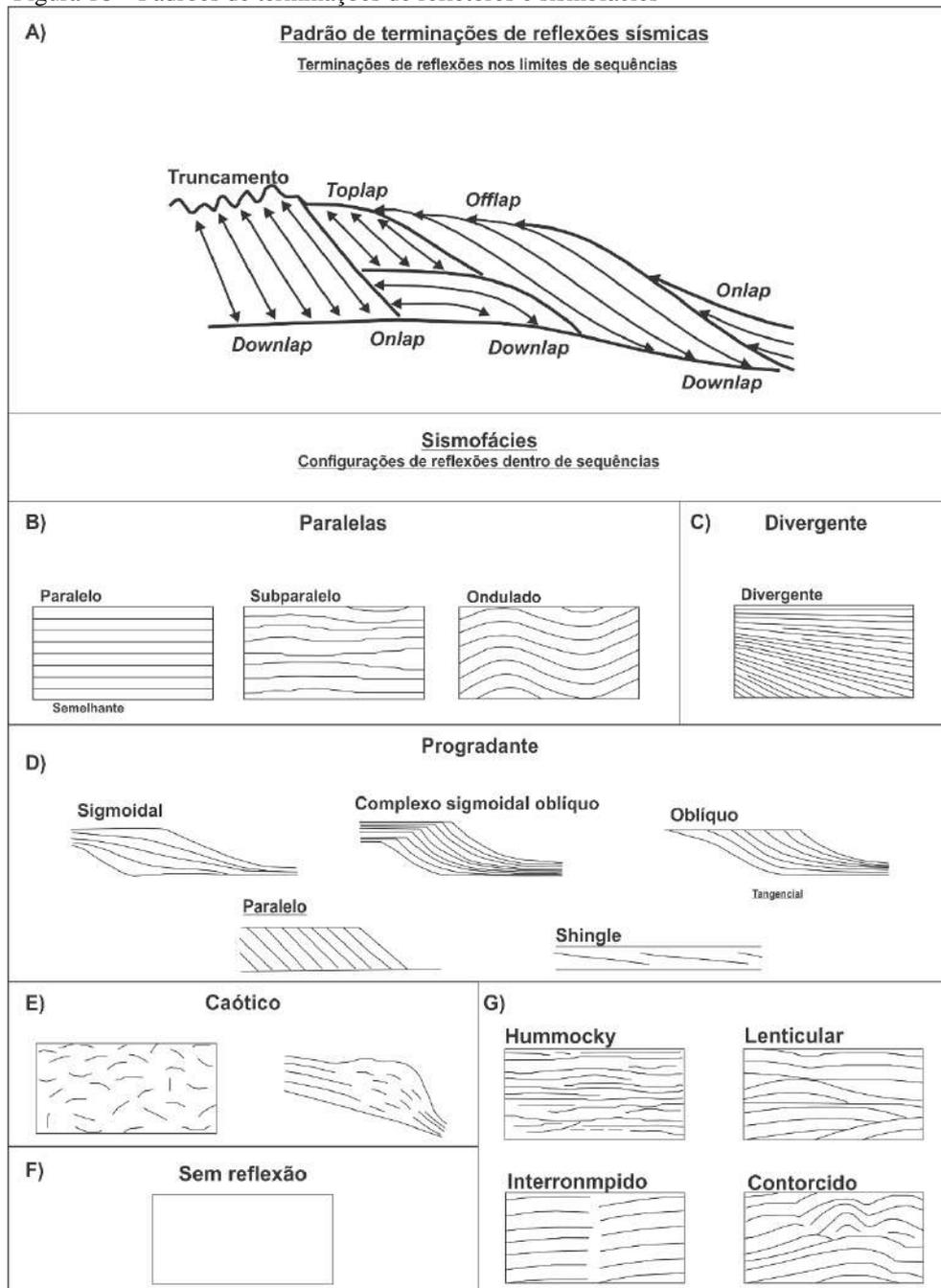
Sismofácies caótica: esse padrão de reflexões apresenta-se descontínuo, discordante e desordenado, figura 16 E. Esta *sismofácies* está normalmente relacionada a depósitos gravitacionais de alta energia como *slumps*, depósitos de complexo de massa, debritos, e alguns tipos de turbiditos. Bioconstruções carbonáticas e diápiros de sal e de argila também são, via de regra, representados sísmicamente por *sismofácies* caóticas (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies sem reflexão, ou "blind": são áreas sem reflexões sísmicas representando seções deposicionais homogêneas onde não existem intercalações de depósitos com diferentes características sísmicas que possam evidenciar contrastes de impedância acústica. Depósitos hemipelágicos de uma única litologia, como folhelhos, por exemplo, podem mostrar espessos pacotes de *sismofácies* sem reflexão (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies hummocky: é um padrão de reflexões irregulares e descontínuos ou subparalelos que formam aleatoriamente o padrão *hummocky*. Lateralmente essa *sismofácies* formam cliniformas com mais definição e para cima as reflexões tendem a ser paralelas. Esse tipo de padrão de reflexão é interpretado como camadas depositadas em águas rasas em ambiente deltaico (MITCHUM *et al.*, 1977);

Sismofácies interrompida, ondulada, contorcida e lenticular: são variações de reflexões anteriormente descritos figura 18 B e C.

Figura 16 – Padrões de terminações de refletores e sismofácies



Legenda: A) Tipo de terminações de refletores sísmicos nas camadas; B) Sismofácies e seus padrões de refletores sísmicos.

Fonte: A) Modificado de CATUNEANU, 2006; B) Modificado de MITCHUM *et al.*, 1977.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Preâmbulo

Como resultado da análise estratigráfica da seção sedimentar com idade variando do Eossiluriano até o Eocarbonífero, que inclui todo intervalo litoestratigráfico representado pelos grupos Serra Grande (formações Ipu, Tianguá e Jaicós) e Canindé (formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti), foram individualizadas 5 sequências deposicionais identificadas a partir das análises de dados geofísicos de poços doravante denominadas “Eletrossequências” (E-SEQ). A abordagem metodológica para a execução desta análise estratigráfica baseou-se na identificação, em perfis elétricos de poços, de eletrofácies e marcos elétricos como elementos básicos para a construção do arcabouço que compõe as eletrossequências. A fundamentação científica da análise foi feita com base no modelo de Sequência Depositional que divide a mesma em dois tratos, Transgressivo e Regressivo (T-R), seguindo EMBRY (2002).

Os elementos arquiteturais básicos das eletrossequências são compostos de eletrofácies que perfazem os Tratos de Sistemas Transgressivos (TST) e Regressivos (TSR). As superfícies chave neste modelo de análise estratigráfica separam tratos de sistemas e as sequências deposicionais, a saber: Superfície de Regressão Máxima (SRM), limite de sequência; Superfície de Inundação Máxima (SIM), separa tratos dentro da sequência deposicional. As superfícies de inundação máxima também foram consideradas como marcos elétricos correspondentes a marcos estratigráficos (ME) de expressão regional. Neste contexto, foram individualizados 5 (cinco) eletrossequências (E-SEQ), 9 (nove) tratos de sistemas e 4 (quatro) marcos estratigráficos (ME). A análise integrada de dados produzidos neste trabalho e oriundos da literatura possibilitou uma revisão da evolução estratigráfica da sequência sedimentar basal (Eossiluriano-Eocarbonífero) da Bacia do Parnaíba a qual é sumarizada na figura 23.

A proposição deste modelo foi construída a partir da interpretação dos dados geofísicos de poços citados anteriormente, além da compilação de literatura sobre dados bio e cronoestratigráficos na Bacia do Parnaíba.

6.2 Eletofácies, Eletrossequências e Marcos estratigráficos

A definição das eletrofácies e eletrossequências foi realizada a partir da análise de padrões dos perfis de raios gama e também da integração das informações litológicas e composicionais descritas nas pastas de poços do projeto, com intuito de reconhecer padrões gráficos que fossem associados a sucessões faciológicas e permitissem a correlação entre os poços e a compreensão da distribuição estratigráfica dos estratos sedimentares. As eletrossequências foram caracterizadas por conter, na porção basal, uma associação de eletrofácies com padrão de crescimento radioativo para o topo e, na porção superior, o inverso.

A análise detalhada dos perfis de raios gama, no intervalo de estudo, permitiu a identificação, na maioria dos poços analisados, de 4 marcos elétricos os quais foram identificados por padrões gráficos específicos nestes perfis. Os marcos elétricos foram interpretados como representativos de eventos estratigráficos regionais, logo, considerados marcos estratigráficos. Os referidos marcos estão relacionados às superfícies chaves que limitam o Trato de Sistemas Transgressivo sotoposto e o Trato de Sistemas Regressivo sobreposto, internos a cada sequência deposicional, correspondendo, desta forma, às Superfícies de Inundação Máxima. CANT (1992) discorre sobre a importância das superfícies de inundação máxima, sugerindo que tais superfícies compreenderiam as camadas marcadoras mais extensas presentes em uma bacia, além de serem muito úteis por serem consideradas linhas de tempo.

Os marcos estratigráficos definidos pelas superfícies de inundação máxima foram nominados SIM-2, SIM-3, SIM-4 e SIM-5. Cada uma das superfícies está relacionada às sequências deposicionais respectivas a que pertencem. A ausência da SIM-1 deve-se ao fato de ser esta sequência incompleta, sem o trato transgressivo.

A superfície de inundação máxima 4 (SIM-4) foi o marco estratigráfico regional, contido em um padrão de eletrofácies também regional, mais expressivo presente em dez dos onze poços analisados, mostrando-se de fácil reconhecimento, por isso, foi usado como datum de referência para as seções estratigráficas de correlação de poços, figuras 17, 18, 19 e 20. Litoestratigraficamente o ME-4 e datum das seções de correlação está contido nos folhelhos radioativos da Formação Pimenteirás e possui distribuição regional.

Eletrossequência 1 (E-SEQ-1)

Essa eletrossequência compreende a porção basal do intervalo de estudo, e foi interpretada nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA, 2-BAC-1-MA e 1-OGX-93-MA com base na integração entre os perfis de RG e a descrição litológica contida nos perfis compostos, porém, a interpretação do poço 1-FL-1-PI se deu com base apenas na descrição litológica do perfil composto.

Nesta eletrossequência foi identificado apenas um padrão de sucessão de eletrofácies o qual apresenta diminuição gradual nos valores de RG em direção ao topo revelando um padrão em funil o que leva a interpretação de uma diminuição no conteúdo de argila na seção sedimentar resultado do aumento da granulometria e da espessura das camadas de sedimentos grosseiros em direção ao topo. A eletrossequência 1 (E-SEQ-1) possui espessura média de 179 metros.

Sequência Eossiluriana

Denominou-se Sequência Eossiluriana o intervalo correspondente ao que foi interpretado como Eletrossequência 1 (E-SEQ-1). O limite inferior dessa sequência repousa diretamente sobre o embasamento da bacia. Propõe-se para a Sequência Eossiluriana, a qual contém apenas o trato regressivo (TSR-1), a deposição como resultado de dois processos combinados, quais sejam, a subsidência inicial da bacia do Parnaíba, a qual produziu espaço disponível para acomodação de sedimentos, e a alta taxa aporte sedimentar que manteve a área da bacia analisada neste trabalho sempre em condições de assoreamento não permitindo o afogamento da mesma, mesmo considerando uma condição de contínua subsidência. O limite superior dessa sequência é marcado pela superfície de regressão máxima (SRM-1) a qual representa um limite de sequências de acordo com EMBRY (2002).

Trabalhos sobre biocronoestratigrafias (ver item 1.6) posicionam a Sequência Eossiluriana na Época Llandovery, Período Siluriano. No entanto, é importante ressaltar que há muita incerteza, no constante a datações bioestratigráficas, relacionada à seção sedimentar arenosa correspondente à maior parte da Formação Ipu, exatamente o intervalo que compõe o trato regressivo TSR-1 da sequência em questão. Dada as características litológicas deste intervalo, a mesma possui conteúdo fóssilífero muito pobre. Os trabalhos referências sobre bioestratigrafia da bacia do Parnaíba (discutidos no item 1.6) não identificaram nenhuma biozona nesta seção sedimentar, porém, mesmo assim, classificaram-na da mesma idade que a Formação Tianguá (GRAHN *et al.*, 2005).

Eletrorsequência 2 (E-SEQ-2)

A eletrorsequência 2 (E-SEQ-2) exibe espessura média de 138 metros e foi reconhecida nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 2-BAC-1-MA, 1-OGX-93-MA e 1-FL-1-PI com base na integração do perfil de RG e na descrição litológica contida nos perfis compostos. Uma porção dessa eletrorsequência foi identificada nos poços 1-CA-1-MA e 1-RB-1-MA, porém a falta de perfil inviabilizou a descrição da mesma nesses poços.

Foram identificados dois padrões de sucessões de eletrofácies na E-SEQ-2, um inferior e outro superior, que apresentam padrões opostos do perfil de RG. As curvas de RG apresentam na parte inferior da E-SEQ-2 uma sucessão de eletrofácies com valores de radioatividade com aumento gradual em direção ao topo deste intervalo culminando por um pico de valor máximo de RG, identificado como marco estratigráfico (ME-2) e interpretado como uma superfície de inundação máxima denominada SIM-2. O aumento gradual dos valores do perfil de RG é condicionado pelo aumento no conteúdo de argila na seção sedimentar, que por sua vez, está diretamente relacionado com a diminuição da granulometria. O padrão de perfil de RG em sino é o que melhor representa esta sucessão de eletrofácies. A parte inferior da E-SEQ-2 possui espessura média de 54 metros e os melhores exemplos do padrão de perfil em sino são visualizados nos poços 2-CP-2-MA, 1-OGX-16-MA, 2-BAC-1-MA e 1-OGX-93-MA, figuras 17 e 18.

O padrão de sucessão de eletrofácies da parte superior, sobreposta à SIM-2, mostra uma tendência inversa ao apresentado na parte inferior da E-SEQ-2, com uma passagem gradual de altos valores de RG na base para baixos valores no topo, configurando padrão em funil, o qual é interpretado como eletrofácies representativa de granocrescência e espessamento de camadas em direção ao topo. A espessura média da parte superior da E-SEQ-2 é de 77 metros. Os melhores exemplos do padrão de perfil em funil estão nos poços 1-OGX-22-MA e 1-FL-1-PI, figuras 17 e 18.

Sequência Siluriana (E-SEQ-2)

Denominou-se “Sequência Siluriana” o intervalo descrito em perfis como E-SEQ-2. Essa sequência é dividida em duas sucessões de eletrofácies distintas, a parte inferior interpretada como um trato de sistemas transgressivo (TST-2) e a parte superior interpretada como trato de sistemas regressivo (TSR-2) separados pela superfície de inundação máxima (SIM-2). Datações biocronoestratigráficas (ver item 1.6) posicionam a Sequência Siluriana (E-SEQ-2) com idades variando da Época Llandovery ao Wenlock, Período Siluriano.

Eletrossequência 3 (E-SEQ-3)

Essa eletrossequência possui espessura média de 294 metros e foi interpretada nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 2-BAC-1-MA, 1-OGX-93-MA, 1-FL-1-PI, 1-RB-1-MA, 1-TB-2-MA e 1-CA-1-MA com base na integração do perfil de RG e na descrição litológica contida nos perfis compostos. No poço 1-TB-2-MA foi identificado apenas a parte superior da eletrossequência devido à ausência de dados de RG e litológico.

A E-SEQ-3, como todas as outras, apresenta uma porção inferior com sucessão de eletrofácies mostrando tendência de aumento nos valores de RG para cima e uma porção superior com padrão de RG oposto. A porção inferior da E-SEQ-3 apresenta contato abrupto com o topo da E-SEQ-2, descrita e interpretada anteriormente. A curva de RG na porção inferior da E-SEQ-3 mostra um padrão onde observa-se uma predominância de intervalos com valores intermediários a altos, intercalados com picos de mais altos valores. No geral é clara a tendência de aumento dos valores de RG para cima, principalmente próximo ao topo da porção inferior da E-SEQ-3, conferindo a esta um sutil, porém claro, padrão de perfil em sino, sugerindo afinamento da granulometria em direção ao topo.

Os melhores exemplos do padrão de perfil em sino da porção inferior da E-SEQ-3 podem ser visualizados nos poços 1-CA-1-MA, 1-RB-1-MA, 2-BAC-1-MA e 1-OGX-93-MA, figura 18, 19 e 20. Esse intervalo exibe espessura média de 212 metros sendo limitado, no topo, por um pico na curva de RG identificado como um marco estratigráfico e denominado ME-3.

A passagem da sucessão de eletrofácies das porções inferior e superior da E-SEQ-3 se dá de forma gradacional com a seção sotoposta mostrando tendência de aumento nos valores de RG para cima e a seção sobreposta mostrando tendência inversa, revelando padrão em funil para a curva de RG. O exemplo mais evidente do padrão de perfil em funil na porção superior, a qual possui espessura média de 103 metros, está no poço 1-OGX-93-MA, figuras 18 e 19.

No poço 1-FL-1-PI, a E-SEQ-3, apresenta um padrão de perfil distinto de todos os outros poços desta sequência. Enquanto os outros mostram padrão de sino para a porção basal da mesma, o 1-FL-1-PI mostra um padrão sutil de funil. Para a porção superior, enquanto os outros poços mostram um claro padrão de funil, o 1-FL-1-PI apresenta um padrão de caixa irregular.

Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3)

Designou-se “Sequência Siluriana-Devoniana” o intervalo interpretado nos perfis e

denominado de E-SEQ-3. A porção inferior da E-SEQ-3 foi interpretada como o Trato de sistemas transgressivo (TST-3) e a porção superior como Trato de sistemas Regressivo (TSR-3) seguindo EMBRY (2002). O marco estratigráfico ME-3 que separa o TST-3 do TSR-3 foi interpretado como sendo uma Superfície de Inundação Máxima, a qual foi denominada SIM-3. A Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3) apresenta uma particularidade não evidenciada em nenhuma outra, que é observada no poço 1-FL-1-PI e será discutida mais à frente.

Análises biocronoestratigráficas (item 1.6) datam a seção sedimentar que perfaz a Sequência Siluriana-Devoniana com idades variando da Época Wenlock, Período Siluriano, a Idade Eifeliano, Período Devoniano. Apesar dos trabalhos analisados posicionarem esse intervalo com relação ao tempo geológico e sugerirem a presença de três hiatos internos à sequência, os mesmos levantam incertezas a respeito das idades compreendidas pela Formação Jaicós e Itaim, devido à escassez do conteúdo fossilífero disponível para datações biocronoestratigráficas.

Eletrossequência 4 (E-SEQ-4)

O intervalo compreendido pela eletrossequência E-SEQ-4 possui espessura média de 615 metros e foi observada nos perfis de RG dos poços 1-OGX-115-MA, 1-OGX-34-MA, 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 2-BAC-1-MA, 1-OGX-93-MA, 1-FL-1-PI, 1-RB-1-MA, 1-TB-2-MA e 1-CA-1-MA. Foi identificado no poço 1-OGX-115-MA apenas uma parte da porção superior dessa eletrossequência devido a não existência de dado de perfilagem no poço.

A E-SEQ-4 apresenta na porção inferior um contato basal abrupto com a seção sotoposta, espessura média de 257 metros, padrões de sucessões de eletrofácies exibindo uma tendência de aumento progressivo nos valores de radioatividade em direção ao topo. O limite superior desse intervalo é marcado pelo valor mais alto de RG, não só dentro da sequência, mas de todo o intervalo de estudo, identificado como o mais expressivo marco estratigráfico (ME-4) registrado na bacia. A tendência de aumento dos valores de RG para cima, principalmente próximos ao topo da porção inferior da E-SEQ-4, confere a esta um claro padrão de perfil em sino, sugerindo afinamento granulométrico em direção ao topo. Os melhores exemplos do padrão de perfil em sino visualizados na porção inferior estão nos poços 1-OGX-22-MA, 1-RB-1-MA, 1-FL-1-PI, figuras 17, 18, 19 e 20.

A passagem da sucessão de eletrofácies da porção inferior para a superior da E-SEQ-4 posicionada acima do ME-4 ocorre, no geral, com diminuição brusca dos altos valores de RG

para valores mais baixos desse perfil caracterizando padrão de perfil de RG em sino sugerindo granocrescência ascendente. A espessura média observada na porção superior é de 358 metros. Os melhores exemplos do padrão de perfil em funil visualizados na porção superior dessa eletrossequência estão nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-34-MA e 2-BAC-1-MA, figura 20.

Sequência Devoniana (E-SEQ-4)

A “Sequência Devoniana” refere-se ao intervalo interpretado nos perfis e RG como E-SEQ-4. Da mesma forma que as anteriores, essa sequência apresenta dois conjuntos de eletrofácies com tendências opostas, a porção inferior interpretada como um trato de sistemas transgressivo (TST-4) e a superior interpretada como um trato de sistemas regressivo (TSR-4). O marco estratigráfico ME-4 estabelece o limite entre o TST-4 e o TSR-4 sendo interpretado como superfície de inundação máxima (SIM-4).

Os estudos biocronoestratigráficos, (item 1.6) datam a seção sedimentar que abrange a aqui denominada Sequência Devoniana com idades variando no intervalo do Eifeliano ao Fameniano, Período Devoniano. Ainda que as análises estratigráficas posicionem esse intervalo com relação ao tempo geológico e sugiram a presença de dois hiatos internos à sequência, os mesmos levantam incertezas a respeito das idades compreendidas pela seção intermediária e pelo topo da Formação Pimenteiras que aqui foi posicionado no TSR uma vez que as porções mais fossilíferas estão localizadas na base (Neoeifeliano) e em porções próximas ao topo (Eogivetiano) dessa formação; assim como pelo topo da Formação Cabeças devido ao retrabalhamento de palinomorfos nas camadas mais novas que Fameniano médio, impedindo a classificação de biozonas nos intervalos estratigráficos superiores.

Eletrossequência 5 (E-SEQ-5)

Essa eletrossequência apresenta espessura média de 352 metros e foi identificada nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA, 1-OGX-22-MA, 1-OGX-34-MA, 2-BAC-1-MA, 1-OGX-93-MA, 1-FL-1-PI, 1-RB-1-MA, 1-TB-2-MA, 1-CA-1-MA e 1-OGX-115-MA com base na integração do perfil de RG e na descrição litológica contida nos perfis compostos.

A E-SEQ-5 exhibe na porção inferior um contato basal abrupto com a seção anterior, espessura média de 113 metros, padrões de sucessões de eletrofácies na base marcado por altos valores de RG em direção ao topo do intervalo, intervalos com picos de baixos valores de RG e o limite superior também abrupto identificado como o quarto e último marco estratigráfico (ME-5) de caráter regional identificado na seção de estudo. A tendência observada, na maioria dos poços, de aumento dos valores do perfil de RG para cima,

principalmente próximos ao topo da porção inferior da E-SEQ-5 confere a esta um padrão de perfil em sino que sugere afinamento da granulometria em direção ao topo. Os melhores exemplos do padrão de perfil em sino visualizados no TST-5 estão nos poços 2-CP-1-MA, 2-BAC-1-MA e 1-CA-1-MA, figura 17 e 20.

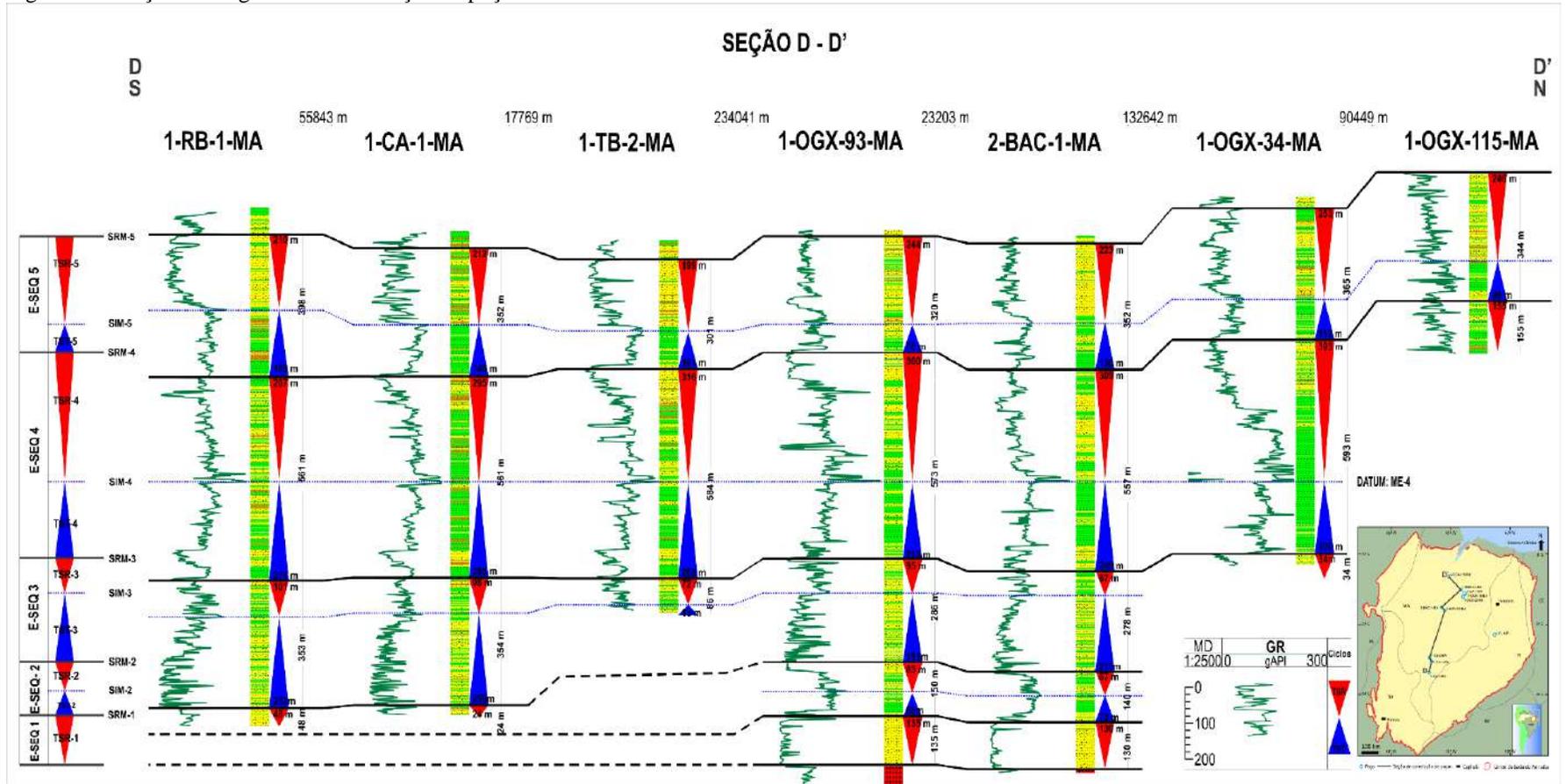
A transição para a sucessão de eletrofácies da porção inferior para a superior da E-SEQ-5 acontece de maneira brusca na maior parte dos poços, sendo esta passagem marcada por altos valores de RG da seção sotoposta para baixos valores observados na seção sobreposta e com tendência inversa, a qual apresenta padrão de perfil em funil. A porção superior apresenta espessura média de 239 metros e pode melhor ser verificada nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-16-MA e 1-RB-1-MA, figura 17 e 20.

Sequência Devoniana-Eocarbonífera (E-SEQ-5)

Constitui-se Sequência Devoniana-Eocarbonífera o intervalo interpretado nos perfis e denominado de eletrosequência E-SEQ-5. Seguindo os padrões anteriores e de acordo com EMBRY (2002), a porção inferior da E-SEQ-5 foi interpretada como o Trato de sistemas Transgressivo (TST-5) e a porção superior como Trato de sistemas Regressivo (TSR-5). O marco estratigráfico ME-5 que separa o TST-5 do TSR-5 foi interpretado como sendo uma superfície de inundação máxima desta sequência sendo designada SIM-5.

As análises biocronostratigráficas (ver item 1.6) datam a Sequência Devoniana-Eocarbonífera (E-SEQ-5) com Idades variando do Fameniano, Período Devoniano, ao Viséano, Época Mississípiano, Período Carbonífero. Da mesma forma como aconteceu na sequência anterior (*Sequência Devoniana*), estas análises sugerem a presença de dois hiatos no seção sedimentar compreendida nesta sequência (*Sequência Devoniana-Eocarbonífera*) e, também, discorrem sobre incertezas relacionadas aos intervalos de idades dos hiatos presentes na porção mediana (Idade Tournaisiano) e topo (Idade Viséano) da Formação Longá devido à escassez do conteúdo fossilífero ou de dados propriamente dito; e no topo da Formação Poti (Idade Viséano) inferidos por correlação com bacias análogas (GRAHN & MELO, 2005; MELO & LOBOZIAK, 2003).

Figura 20 – Seção estratigráfica de correlação de poços D-D'



Nota: Seção estratigráfica de correlação de poços D-D' de direção S- N.
 Fonte: A autora, 2018.

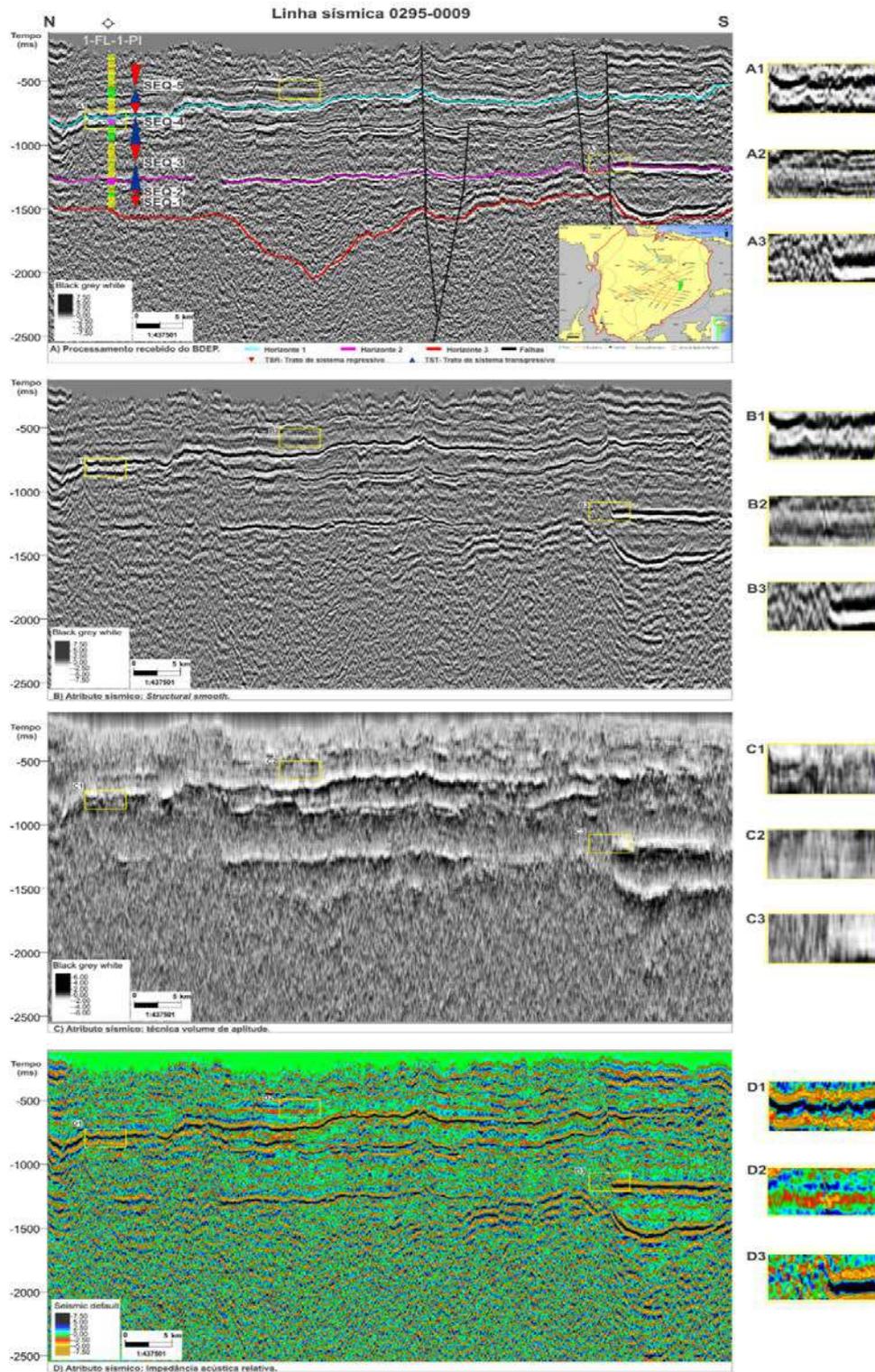
6.3 Evolução estratigráfica da seção estudada

A principal motivação para a escolha do modelo T-R de Estratigrafia de Sequências (EMBRY, 2002), se deve à característica de sinéclise intracratônica da bacia do Parnaíba como evidenciada na figura 3 apresentada por DALY, *et al.* (2014). Suplementarmente, as seções sísmicas analisadas neste trabalho (figuras 21 e 22) mostram, todas elas, reflexões sísmicas de caráter regional tabular, geralmente com baixo contraste de impedância acústica, exceto pelas que representam as soleiras de diabásio. Estes dados sísmicos corroboram a configuração morfológica da bacia do Parnaíba como sinéclise e demonstram a inexistência da geometria de plataforma com quebra de talude e bacia profunda como normal em bacias de margens continentais, ao contrário, os dados evidenciam geometria em rampa em direção ao depocentro da bacia. Neste contexto ambiental, eventos regressivos e transgressivos são bem marcados no registro geológico visto que, em função do pouco espaço disponível para acomodação sedimentar, uma vez que sinéclises intracratônicas são normalmente rasas, uma pequena variação no nível de base pode significar uma grande transgressão ou regressão na bacia e favorecer o desenvolvimento robusto, com possível preservação no registro geológico, de depósitos transgressivos ou regressivos os quais perfazem os tratos interpretados pela abordagem do modelo T-R de Estratigrafia de Sequências de EMBRY (*op cit.*), daí porque esta foi a abordagem escolhida para a análise da evolução estratigráfica da seção sedimentar analisada. Desta forma, nesse estudo, assumiu-se que a fisiografia da Bacia do Parnaíba é do tipo rampa e que qualquer possível plataforma que possa ter existido em determinado tempo não é proeminente o suficiente para ser identificada em dados sísmicos.

A análise das linhas sísmicas 2D e a aplicação de atributos sísmicos (figuras 21 e 22) na tentativa de melhorar a visualização dos dados não apresentou resultados significativos no sentido de delimitação de padrões conspícuos de sismofácies e de terminações de refletores sísmicos como *toplap*, *onlap*, *downlap* ou *offlap* que permitissem a identificação de uma superfície chave com significado estratigráfico. Os atributos sísmicos aplicados mostraram-se válidos somente para melhorar o ajuste da relação tempo *versus* profundidade e identificar qual o intervalo em tempo sísmico as sequências interpretadas estariam contidas. Apesar de identificado na sísmica o tempo (sísmico) correspondente ao intervalo de estudo os únicos horizontes sísmicos possíveis de se mapear com continuidade lateral razoável foram as soleiras de diabásio que visivelmente obliteraram os padrões de sismofácies e de terminações de refletores sísmicos em muitas áreas. A exemplo do descrito estão as figuras 21 e 22 (A, B,

C e D), que apresentam sismofácies subparalelas, paralelas, interrompidas e caóticas exibidas nas caixas laterais às figuras. Outras feições possíveis de serem interpretadas referem-se às falhas causadas pelo Lineamento Transbrasiliano (figuras 21 e 22).

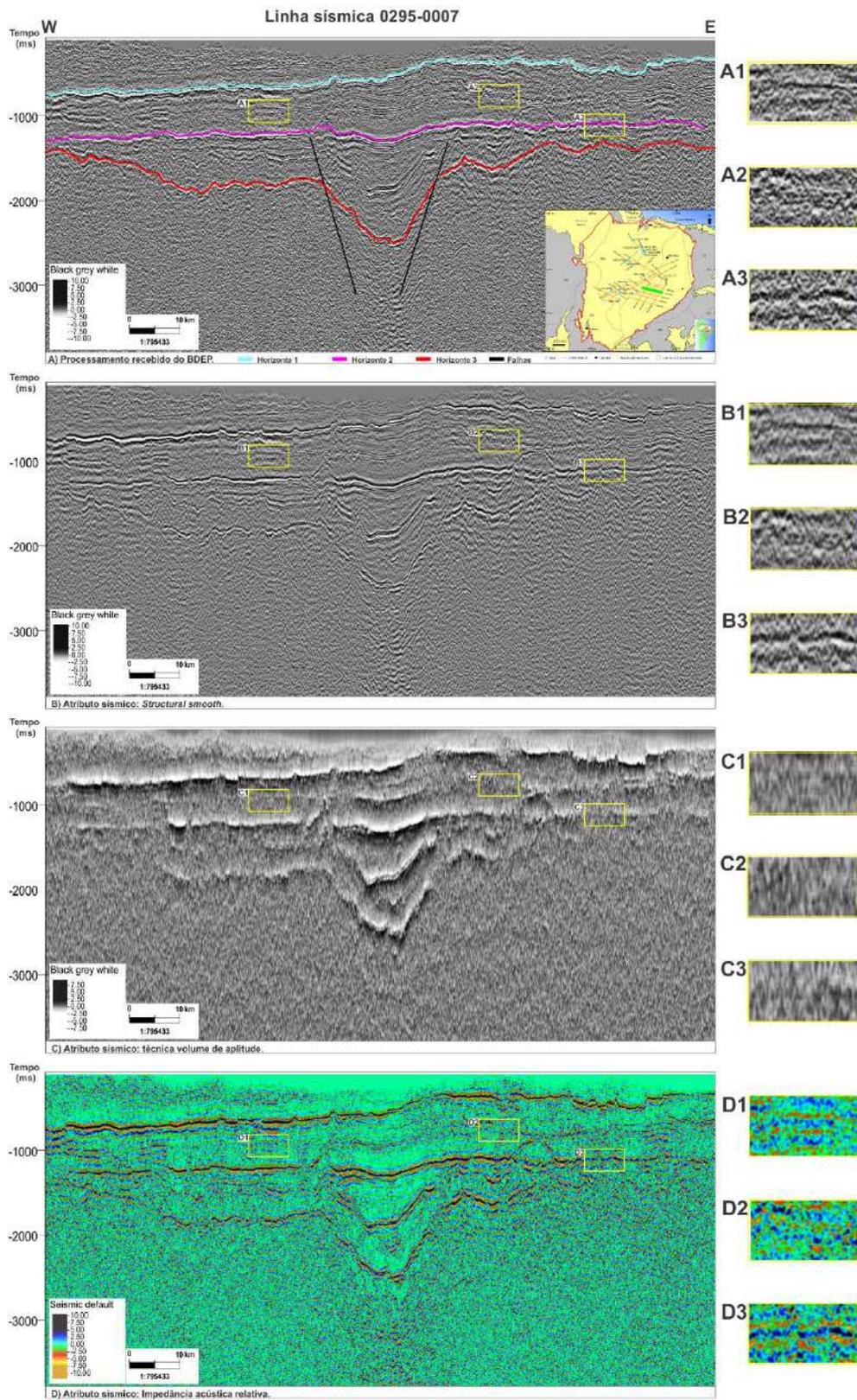
Figura 21 – Linha sísmica 0295-0009



Legenda: Seção sísmica 2D de direção *strike*. A) Seção com processamento original: relação tempo e profundidade estabelecida pelo poço 1-FL-1-PI; Caixas laterais A1: exhibe sismofácies subparalelas sobre o diabásio, A2: sismofácies sem reflexão, paralelas e interrompidas presentes em uma seção siliciclásticas, A3: sismofácies caóticas e paralela sobre o diabásio. B) Seção sísmica com atributo *structural smooth*. C) Seção sísmica com atributo de técnica de volume de amplitude. D) Seção sísmica com atributo de amplitude acústica relativa.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 22 – Linha sísmica 0295-0007



Legenda: Seção sísmica 2D de direção *Dip* com aplicação de diferentes tipos de atributos sísmicos. A) Seção com processamento original, com caixas laterais A1 e A2: exibem sismofácies caóticas e subparalelas em intervalo siliciclástico; A3: sismofácies subparalela sobre diabásio B) Atributo *structural Smooth*. C) Atributo da técnica volume de amplitude. D) Atributo de impedância acústica relativa.

Fonte: A autora, 2018.

6.4 Modelo proposto para a evolução estratigráfica

A seção estratigráfica estudada neste trabalho vai desde a base dos depósitos da fase de sinéclise intracratônica da bacia, de idade Eossiluriana, até o topo da Formação Poti, de idade Eocarbonífera. Neste intervalo foram individualizadas, através da metodologia de análise de Sequências Depositionais T-R (EMBRY, 2002), 5 (cinco) sequências deposicionais que compreendem ciclos completos de transgressão e regressão, exceto pela sequência mais antiga, a saber: 1) Eossiluriana (E-SEQ-1); 2) Siluriana (E-SEQ-2); 3) Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3); 4) Sequência Devoniana (E-SEQ-4); e 5) Sequência Devoniana-Eocarbonífera (E-SEQ-5). Este resultado mostra que foi possível, neste trabalho, uma individualização mais detalhada de ciclos transgressivos-regressivos na bacia do Paranaíba diferentemente do proposto por GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007).

Os autores citados acima fizeram compilações de trabalhos anteriores e definiram que o registro sedimentar do Paleozoico na bacia do Paranaíba está dividido em 3 seções sedimentares separadas por discordâncias de âmbito regional que teriam atingido toda, ou quase toda, a área da bacia. Estas discordâncias tiveram suas causas relacionadas aos dois principais eventos orogênicos do Paleozoico, Caledoniano e Herciniano. Os autores *op.cit.* chamaram estas seções sedimentares separadas por discordâncias regionais de “supersequências” relacionando-as aos ciclos de Sloss, os quais são considerados pela Estratigrafia de Sequências como ciclos de segunda ordem. Para GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007), cada uma destas supersequências corresponde a um ciclo Transgressivo-Regressivo completo.

As supersequências individualizadas por estes autores foram: (1) Supersequência Siluriana; (2) Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera; (3) Supersequência Neocarbonífera-Eotriássica. Esta última não faz parte da seção estratigráfica analisada neste trabalho. Litoestratigraficamente estas supersequências foram chamadas respectivamente de: (1) Grupo Serra Grande (composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós); (2) Grupo Canindé (composto pelas formações Itam, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti); e (3) Grupo Balsas.

A correspondência entre as supersequências de GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) com a sequências identificadas neste trabalho é a seguinte:

- a) A Supersequência Siluriana engloba a Sequência Eossiluriana (E-SEQ-1); Sequência Siluriana (E-SEQ-2); Trato transgressivo da Sequência

Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3).

- b) A Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera corresponde ao Trato regressivo da Sequência Siluro-Devoniana (E-SEQ-3); Sequência Devoniana (E-SEQ-4); Sequência Devoniana-Eocarbonífera (E-SEQ-5).

Supersequência Siluriana: para GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) a base da Sequência Siluriana é marcada pelo o início da deposição na sinéclise intracratônica assentada sobre o embasamento e o topo é limitado por discordância de âmbito regional que teria afetado toda a bacia e estaria relacionada aos efeitos da orogenia Caledoniana ocorrida na Laurentia, portanto, fora do contexto geotectônico do Gondwana onde estava localizada a bacia do Parnaíba, mas, que teria provocado variação eustática global. A superfície de inundação máxima da Sequência Siluriana para os autores *op. cit* é representada pela Formação Tianguá. Com isso entende-se que a porção transgressiva seja representada pela formação Ipu e Tianguá e o trato regressivo pela Formação Jaicós.

Os padrões de perfis de RG em funil (figura 10) e as descrições litológicas dos perfis compostos sugerem que a Formação Ipu seria melhor enquadrada em um Trato de Sistemas Regressivo (TSR-1), compondo neste modelo a chamada Sequência Eossiluriana (E-SEQ-1), limitada, na base, pelo contato com o embasamento e, no topo, pela superfície de regressão máxima, denominada SRM-1, a qual separa a sequência Eossiluriana, sotoposta, da sequência Siluriana (E-SEQ-2), sobreposta.

Da mesma forma, estes mesmos dados, apontam que a parte inferior da Formação Tianguá, subjacente ao pico de máximo valor no perfil de RG, observado nesta formação e interpretado como uma superfície de inundação máxima, denominada SIM-2, compõe o Trato de Sistemas Transgressivo (TST-2). Já a parte superior, acima da SIM-2, seria integrante, juntamente com a porção basal da Formação Jaicós, do Trato de Sistemas Regressivo (TSR-2), cujo limite superior é dado por uma SRM-2, compondo assim a Sequência Siluriana (E-SEQ-2).

Os padrões de perfis em sino observados nas curvas de RG, assim como as litologias descritas nos poços sugere que a Formação Jaicós, em sua maior parte, pode ser interpretada como um trato transgressivo (TST-3) (ver discussão do modelo deposicional mais a frente) e não regressivo como propõem GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007). O pico de maior valor no perfil de RG, já na base da Formação Itaim foi interpretado com a superfície de inundação máxima denominada SIM-3, que limita os tratos transgressivos (TST-3), sotoposto, e regressivo (TSR-3), sobreposto, da chamada Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3). Desta forma, o trato transgressivo (TST-3) desta sequência estaria ainda dentro da

Supersequência Siluriana proposta por GÓES & FEIJÓ e VAZ *et al.* (*op. cit.*), enquanto o trato regressivo (TSR-3) estaria dentro da supersequência sobrejacente.

Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera: para GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) esta supersequência também representaria um ciclo completo transgressivo-regressivo com contatos discordantes na base e topo, sendo, este último, decorrente de efeitos gerados pela orogênese Eo-Herciniana (para a qual cabem os mesmos comentários feitos anteriormente para a orogenia Caledoniana), com superfície de inundação máxima posicionada na Formação Pimenteiras. Para os autores *op. cit.* a porção transgressiva seria composta pelas formações Itaim e Pimenteiras, seguidas do Trato de Sistemas Regressivo composto pelas formações Cabeças, Longá e Poti.

Da mesma maneira que no caso anterior, o modelo de evolução estratigráfica proposta neste trabalho mostra um maior detalhamento de ciclos transgressivo-regressivo na porção superior da seção estratigráfica quando comparada ao modelo apresentado por GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007). Os padrões de perfis de RG e as descrições litológicas sugerem que toda a Formação Itaim, sobreposta ao pico de maior valor no perfil de RG, encontrado em sua base, e interpretado como SIM-3, compõe o trato regressivo (TSR-3) da Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3).

A Sequência Devoniana (E-SEQ-4) possui padrões de perfis de RG e descrições litológicas que permitem inferir que a porção inferior da Formação Pimenteiras, subjacente ao pico de maior valor no perfil de RG interpretado como SIM-4, compõem o trato transgressivo (TST-4) e a parte superior, acima da SIM-4 limitado pela SRM-4, referente a porção mediana e superior da Formação Pimenteiras, juntamente com a maior parte da Formação Cabeças integrem o trato regressivo (TSR-4), pertencente à Sequência Devoniana (E-SEQ-4).

Por fim, a Sequência Devoniana-Mesocarbonífera (E-SEQ-5) apresenta padrões de perfis de RG e descrições litológicas que sugerem que a Formação Longá representa o seu trato transgressivo (TST-5), limitado pela superfície de inundação máxima (SIM-5) marcada pelo pico de maior valor no perfil de RG. Sobrejacente à SIM-5 encontra-se o trato regressivo (TSR-5) desta sequência representado pela formação Poti.

As sínteses sobre ‘o estado da arte’ das interpretações para a evolução tectono-estratigráficas apresentadas por GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) baseadas em trabalhos anteriores de autores por eles citados possuem um forte viés litoestratigráfico tomando sempre com moldura os principais eventos orogenéticos ocorridos no Paleozoico. Este modelo tem se mostrado coerente não somente para a bacia do Parnaíba, mas para a grande maioria das bacias intracratônicas paleozoicas em todo o Mundo, porém, ele só se

aplica para eventos de muito longa duração, considerando a bacia como um todo um evento de primeira ordem, as superquências de GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) estariam relacionados aos eventos de segunda ordem.

Para a bacia do Parnaíba já, há décadas, existe um esforço baseado em análises biocrostratigráficas de se tentar quebrar este arcabouço estratigráfico maior em intervalos menores. Os principais trabalhos sobre este assunto foram apresentados no item 1.6. Para a seção estratigráfica analisada nesta pesquisa os principais trabalhos biocronoestratigráfico foram produzidos por GRHAN *et al.* (2005), GRAHN & MELO (2005) e MELO & LOBOZIAK (2003). As integrações destes trabalhos mostraram a presença de 7 hiatos deposicionais variando em escala de tempo de unidades de milhões de anos. Estes hiatos são considerados limites de sequências deposicionais, logo, pode-se dizer que, baseado em dados biocronoestratigráfico, a seção de interesse nesta pesquisa pode ser dividida em 8 sequências deposicionais. Dois destes hiatos coincidem com os limites de sequências de GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007), da mesma forma que dois também coincidem com os limites de sequências estabelecidos neste trabalho (figura 23).

HAQ & SCHUTTER (2008) apresentam uma cronologia para as mudanças globais no nível do mar no Paleozoico. Segundo estes autores são identificadas duas ordens principais de eventos de variação de nível do mar, uma de baixa frequência, denominada de ‘longa duração’ (*long-term*), escala de dezenas de milhões de anos, e outra ordem de mais alta frequência, convolvida com a de baixa frequência, chamada de ‘curta duração’ (*short-term*), escala de unidades de milhões de anos.

No intervalo estratigráfico de análise deste trabalho, o qual vai da passagem Ordoviciano-Siluriano até a porção inferior do Carbonífero, foram observadas na curva de variação do nível do mar de HAQ & SCHUTTER (2008) 3 pulsos de queda global do nível do mar na curva de longo termo, sendo o primeiro exatamente na passagem Ordoviciano-Siluriano, o segundo no Emsiano (Devoniano) e o terceiro no Tournaisiano (Carbonífero). Estes 3 pulsos de queda foram intercalados por 2 pulsos de subida do nível dos mares, o primeiro entre o Llandoveryano e o Wenlockiano (Siluriano) e o segundo na passagem Givetiano-Frasniano (Devoniano).

Os eventos de rebaixamento do nível do mar coincidem com: (1) a instalação da sinéclise intracratônica do Parnaíba; (2) Orogenia Caledoniana; (3) Orogenia Herciniana. Esta interpretação de eventos de longo termo corrobora o modelo para evolução estratigráfica da bacia de GÓES & FEIJÓ (1994) e VAZ *et al.* (2007) já mencionado anteriormente. Todavia, segundo HAQ & SCHUTTER (2008), convolvido a estes eventos de longa duração ocorreram

eventos de curta duração, os quais, apresentam alta frequência e, mais importante, alta amplitude, ou seja, grande variação do nível do mar em um curto espaço de tempo.

O modelo para a evolução estratigráfica proposto para a seção analisada sumarizado na figura 23 mostra que todas as superfícies de regressões máximas, ou seja, os limites de sequências, os quais representam discordâncias, estão relacionados a picos de níveis de mar baixo na curva de curta duração de HAQ & SCHUTTER (2008). Da mesma forma, a recíproca é verdadeira para as superfícies de inundações máximas.

Estas evidências sugerem que as assinaturas dos padrões deposicionais observadas em perfis de raios gama são mais suscetíveis às variações do nível do mar de alta frequência e alta amplitude do que as de baixa frequência e baixa amplitude. A não identificação de maior número de eventos transgressivos-regressivos que pudessem ser correlacionados com os eventos de curta duração HAQ & SCHUTTER (*op. cit.*) deveu-se unicamente aos objetivos deste trabalho o qual não visava um detalhamento pormenorizado da evolução estratigráfica da seção analisada, mas, antes, a montagem de um arcabouço estratigráfico maior, porém, que fosse além do já há muito tempo estabelecido na literatura, o qual relaciona a evolução estratigráfica unicamente aos eventos de longa duração diretamente relacionados a pulsos tectônicos. Todavia, ainda foi feito neste trabalho (mostrado na figura 23) uma tentativa de “quebrar” as sequências deposicionais interpretadas e consideradas de baixa frequência em sequências menores de maior frequência. O resultado deste experimento mostrou que algumas superfícies de regressão máxima, consideradas por EMBRY (2002) como limite de sequências, correspondem a hiatos encontrados nas análises de biocronoestratigrafia e poderiam, sob um maior controle cronoestratigráfico, ser correlacionados a vários eventos de curta duração de HAQ & SCHUTTER (2008).

Outra característica interessante observada nas curvas de variação do nível do mar citadas é o posicionamento de alguns hiatos identificados pelos trabalhos de biocronoestratigrafia para a bacia do Parnaíba coincidentes com os picos de mar alto na curva de eventos de longa duração, mas, relacionados a picos de mar baixo na curva de eventos de curta duração (figura 23). Este é mais um dado que corrobora as interpretações feitas neste trabalho a partir de análise de dados de perfis e de litologias de poços perfurados na bacia.

Os resultados obtidos nesta pesquisa quando comparados com aqueles registrados na literatura mostram que as interpretações advindas são sempre influenciadas pelo tipo de dados utilizados nas análises. Todos mostram resultados positivos dentro de seus escopos de análises, mas, todos também possuem limitações, portanto a integração dos resultados é essencial para uma compreensão ampla dos diferentes tipos de processos que produziram os

resultados os quais são analisados no presente.

A coerência metodológica e científica da análise produzida nesta pesquisa foi ratificada pela interpretação integrada dos dados utilizados, tanto os aqui produzidos, quanto os retirados da literatura. Desta forma, este trabalho, além de propor um modelo de evolução estratigráfica coerente metodológica e cientificamente, testou uma ferramenta que se mostrou válida para este tipo de análise científica, qual seja, a interpretação estratigráfica de perfis de poços.

A figura 23 sumariza o modelo de evolução estratigráfica proposta para a seção sedimentar analisada e discutida acima retratando uma seção do poço 2-CP-1-MA utilizado como referência estratigráfica para a proposta de uma divisão segundo critérios de estratigrafia de sequências de acordo como o modelo T-R. Esta figura representa a integração dos dados analisados e método de trabalho desenvolvido ao longo dessa dissertação. O intervalo abordado compreende geocronologicamente do Siluriano ao Eocarbonífero e litoestratigraficamente entre a base do Grupo Serra Grande ao topo do Grupo Canindé.

As cinco primeiras colunas da figura 23A referentes a geocronologia e a mudanças do nível do mar foram obtidas a partir do trabalho de HAQ e SCHUTTER (2008); as quatro colunas seguintes referentes a litoestratigrafia (grupos e formações) e as discordâncias foram apresentadas por VAZ *et al.* (2007); os intervalos hachurados de cinza escuro seguidos por linhas pontilhadas vermelhas, dispostos sobre a geocronologia e litoestratigrafia, se referem a hiatos deposicionais reunidos de trabalhos apresentados pelos autores GRHAN *et al.* (2005), GRAHN & MELO (2005) e MELO & LOBOZIAK (2003), discutidos no item 1.6, identificados a partir compilações bibliográficas e análise de bioestratigraficas a partir das quais esses autores propõem um arcabouço cronoestratigráfico para a Bacia do Parnaíba.

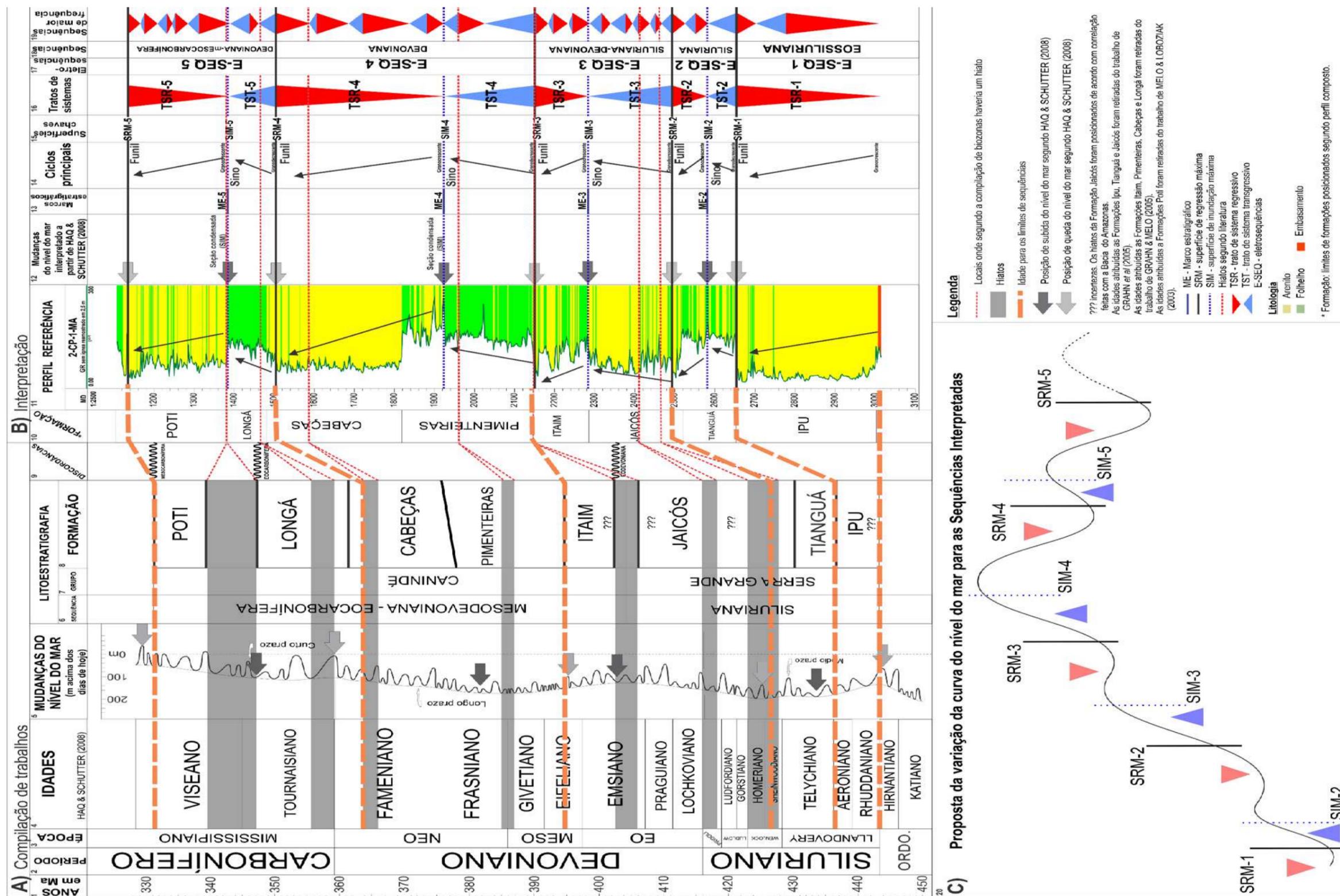
A primeira coluna da figura 23B refere-se a interpretação dos topos das formações contidos no perfil composto, tendo sido provavelmente interpretados a partir de dados de amostra de calha e interpretação de perfis geofísicos; a segunda coluna com valores de MD (*measure depth* - profundidades medidas) apresentam alterações nos valores reais de profundidade, que são decorrentes da subtração dos intervalos do perfil de raios gama e da litologia correspondente a basalto. Qualitativamente e quantitativamente os dados do perfil de RG continuam validos para a proposta de delimitação de sequências, assim como para a verificação de espessuras das sequências e tratos de sistemas. A terceira coluna exhibe o perfil de referência que ilustra os padrões da curva de raios gama e a composição litológica do intervalo; na coluna seguinte trata das proposições de HAQ & SCHUTTER (2008) sobre as mudanças do nível do mar durante a Era Paleozoica que foram incorporadas a esse diagrama

onde as setas cinza escuro fazem alusão a posição de subida do nível do mar, enquanto setas cinza claro referem-se a posições de queda do nível do mar; a quinta coluna mostra os marcos estratigráficos interpretados; a sexta coluna os principais padrões de perfis identificados; a sétima coluna trata das superfícies estratigráficas identificadas; a oitava coluna apresenta os tratos de sistemas; a nona coluna exhibe as cinco eletrossequências definidas; a décima coluna trata da divisão em sequências deposicionais do intervalo de estudo; e por fim, a última coluna mostra a possibilidade da divisão em sequências de frequências mais altas e a correlação com os hiatos propostos pela literatura.

A figura 23C refere-se a uma proposta de modelo de curva de variação relativa do nível do mar para representar a evolução estratigráfica das cinco sequências interpretadas nesse trabalho. Como a abordagem da análise de Estratigrafia de Sequências seguiu EMBRY (2002) (ver justificativa no item 4.3), as sequências identificadas foram divididas em apenas dois tratos de sistemas e o posicionamento das superfícies que os limitam (superfície de regressão máxima e superfície de inundação máxima) na curva de variação relativa do nível do mar seguiu o sugerido por CATUNEANU (2006). Outro fator que deve ser levado em consideração na construção deste modelo é que os ambientais deposicionais, pelo menos na área geográfica analisada neste trabalho, variaram entre continentais e marinhos implicando em padrões deposicionais conflitantes para os mesmos tratos de sistemas, como já discutido anteriormente.

O modelo de curva de variação relativa do nível do mar proposto sugere duas ordens de eventos, uma de mais longa duração e outra de curta duração. A curva de longa duração tem como superfície de inundação máxima a SIM-4 a qual marca uma inflexão de uma tendência geral de afogamento da bacia para uma tendência geral de raseamento. Esta interpretação foi baseada no conteúdo litológico da seção estratigráfica analisada o qual também mostra uma tendência geral de aumento no conteúdo de pelitos até a SIM-4 com diminuição a partir desta. Este máximo de afogamento coincide com o segundo nível de mar alto da curva de longa duração de HAQ & SCHUTTER (2008) posicionado na Época Frasniano, Período Devoniano. As curvas de curta duração representam eventos de afogamento e raseamento dentro do contexto evolutivo de longa duração.

Figura 23 – Seção referência do poço 2-CP-1-MA



Legenda: Seção do poço 2-CP-1-MA utilizado como referência para a análise estratigráfica baseada no modelo T-R. A) A coluna da geocronologia e de mudanças do nível do mar são modificadas de HAQ & SCHUTTER (2008); a coluna de litoestratigrafia é modificada de VAZ *et al.* (2007); os hiatos são resultados de uma compilação bioestratigráfica proposta por GRAHN *et al.* (2005), GRAHN & MELO (2005) e MELO & LOBOZIAK (2003). B) Foi utilizado o poço 2-CP-1-MA como perfil de referência para as análises e interpretações do conjunto de poços. As superfícies-chaves, os tratos de sistemas e as eletrosequências são detalhados no item 4.2. Fonte: A) Modificado de HAQ & SCHUTTER, 2008; VAZ *et al.*, 2007; GRAHN *et al.*, 2005; GRAHN & MELO, 2005; e MELO & LOBOZIAK, 2003. B) e C) A autora, 2018.

6.5 Modelos deposicionais propostos para as sequências

A individualização das sequências deposicionais em cada poço permitiu a construção de painéis, ou seções estratigráficas, entre os poços analisados neste estudo. As seções estratigráficas de correlação de poços apresentam como datum de referência o marco estratigráfico ME-4 equivalente à superfície de inundação máxima (SIM-4) da Sequência Devoniana (E-SEQ-4). Foram elaborados quatro painéis estratigráficos, sendo três (A-A', B-B', C-C') no sentido geral E-W e um no sentido geral N-S. O painel A-A é preferencialmente NW-SE, o B-B', preferencialmente, WNW-ESE e o C-C', preferencialmente SW-NE. Todos eles têm como ponto de referência, ao Leste, o poço 1-FL-1-PI. O quarto painel, D-D' possui orientação preferencial WSW-NNE (figuras 17 a 20).

A partir da individualização das sequências deposicionais nos poços, também foi possível construir mapas de isópacas e de percentagem de arenitos das mesmas, porém, a exiguidade de dados (poucos poços) e a distribuição muito irregular dos mesmos no contexto da área de estudo resultou em mapas com baixo grau de confiabilidade. Todavia, mesmo assim, foi feita uma tentativa de construção de modelos deposicionais integrando os mapas com dados de poços, dos painéis estratigráficos e informações da literatura para as Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3) e Sequência Devoniana (E-SEQ-4), as duas que possuem a quantidade mais representativa de dados.

Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3)

A análise da sequência deposicional Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3), nas seções estratigráficas de correlação de poços A-A', B-B', C-C' e D-D' (figuras 17, 18, 19 e 20) possibilitou a verificação de variações laterais de eletrofácies e de espessura dessa sequência. A mudança na tendência de afogamento (afinamento granulométrico e aumento dos valores de RG) que caracteriza a transgressão, para o raseamento (aumento granulométrico e diminuição dos valores de RG) que caracteriza a regressão do trato regressivo da sequência superior são evidenciadas nas figuras 17, 18, 19 e 20. As seções estratigráficas *dip* de correlação de poços A-A', B-B' e C-C' e *strike* D-D', com direção NNW-SE, WNW-SE, SW-NE e S-N respectivamente, mostram poucas variações laterais de eletrofácies, porém há espessamento de seção no sentido ao noroeste e sudoeste no TST-3, passando de 183 metros de espessura no poço 1-OGX-22-MA para 212 metros de espessura no poço 2-CP-1-MA na seção A-A e de 84 metros para 132 metros no TSR-3 nos mesmos poços, por exemplo.

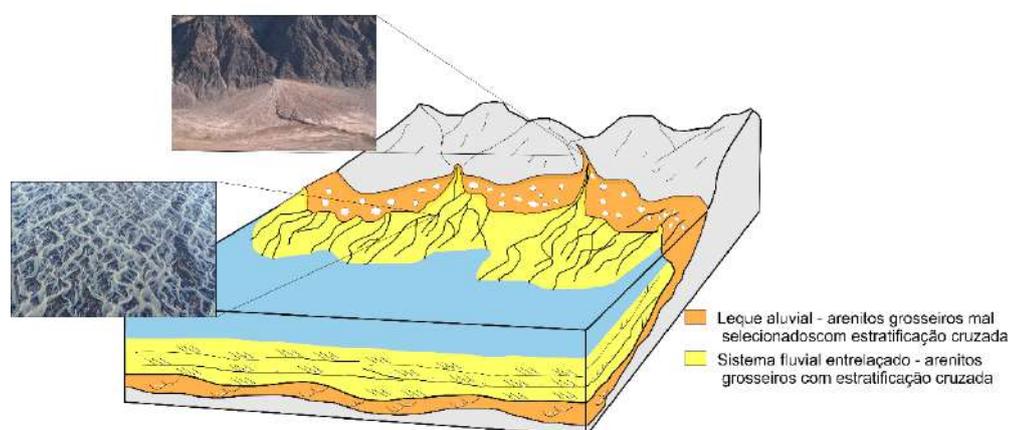
O TST-3 nos poços (aparte pelo 1-FL-1-PI, que será analisado separadamente) analisados e mostrados nas seções estratigráfica é caracterizado por uma tendência sutil de sucessões de eletrofácies que sugerem granodecrescente ascendente (*fining upwards*) e adelgaçamento dos estratos em direção ao topo (*thinning upward*). A SRM-2, que separa o TST-3 da sequência deposicional sotoposta, marca o início da subida do nível de base refletindo a subida relativa do nível do mar, registrando padrão de empilhamento deposicional retrogradacional como sugerido pela tendência de *fining upwards* interpretada nos perfis de RG (figuras 17 e 18). Nesse caso, quando analisadas as descrições litológicas contidas nos perfis compostos observa-se que o TST-3 apresenta uma predominância de conteúdo arenítico com algumas intercalações de folhelhos as quais se tornam mais presente próximo do topo do trato. A descrição litológica do TST-3 corrobora as observações feitas nos padrões da eletrofácies descritas no item anterior onde notou-se uma preponderância de intervalos com valores intermediários a altos de GR, com intercalações de picos com valores mais altos e padrão geral em sino.

Os depósitos que compõem o TST-3 foram descritos por CAPUTO (1984), em afloramentos, como arenitos cinza-claro, creme ou amarronzada, grossos, com seixos mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação, intercalados por pelitos. GÓES & FEIJÓ, (1994) interpretaram o ambiente deposicional para as rochas que compõem o TST-3 como sistemas fluviais entrelaçados. As proposições acima sugerem que esta sucessão sedimentar deve ser interpretada no contexto da Estratigrafia de Sequências como ambiente de deposição continental, o qual possui características diferentes dos ambientes marinhos, como por exemplo, maior crescimento de seção sedimentar durante o trato transgressivo, visto que, neste trato, é mínima a transferência de sedimentos dos continentes para bacias marinhas tornando aqueles os principais sítios para deposição. Litoestratigraficamente, considerando a carta estratigráfica da bacia do Parnaíba de 2007 (VAZ *et al.*, 2007), esse trato está compreendido na Formação Jaicós, figura 23.

A integração e interpretação dos dados, tanto aqueles produzidos neste trabalho, como os retirados da literatura permitem a proposição de um modelo deposicional para o TST-3, segundo o qual a subida do nível de base, característica de um trato transgressivo, foi acompanhada por um intenso aporte sedimentar que não permitiu a bacia desenvolver condições conspícuas de afogamento mantendo-a, pelo menos nas áreas dos poços analisados, em condição subaérea de ambiente continental (figura 24). Sistemas fluviais entrelaçados podem ter uma distribuição areal muito vasta em um ambiente deposicional de sinéclises intracratônicas as quais, geralmente, possuem lâmina d'água rasa, portanto suscetíveis a

assoreamentos a depender da relação entre aporte sedimentar e geração de espaço para deposição. A espessura do TST-3, homogênea em todos os poços analisados (aparte pelo poço 1-FL-1-PI), os quais são geograficamente bastante dispersos dentro da bacia, além de suas similaridades litofaciológicas, quais sejam, predomínio de sedimentação arenosa, apesar das intercalações de pelitos, sugere que o sistema fluvial entrelaçado teve, de fato, grande distribuição areal durante o TST-3, mantendo grande parte da bacia em condição subaérea apesar da tendência de subida do nível de base.

Figura 24 – Modelo deposicional de ambiente continental

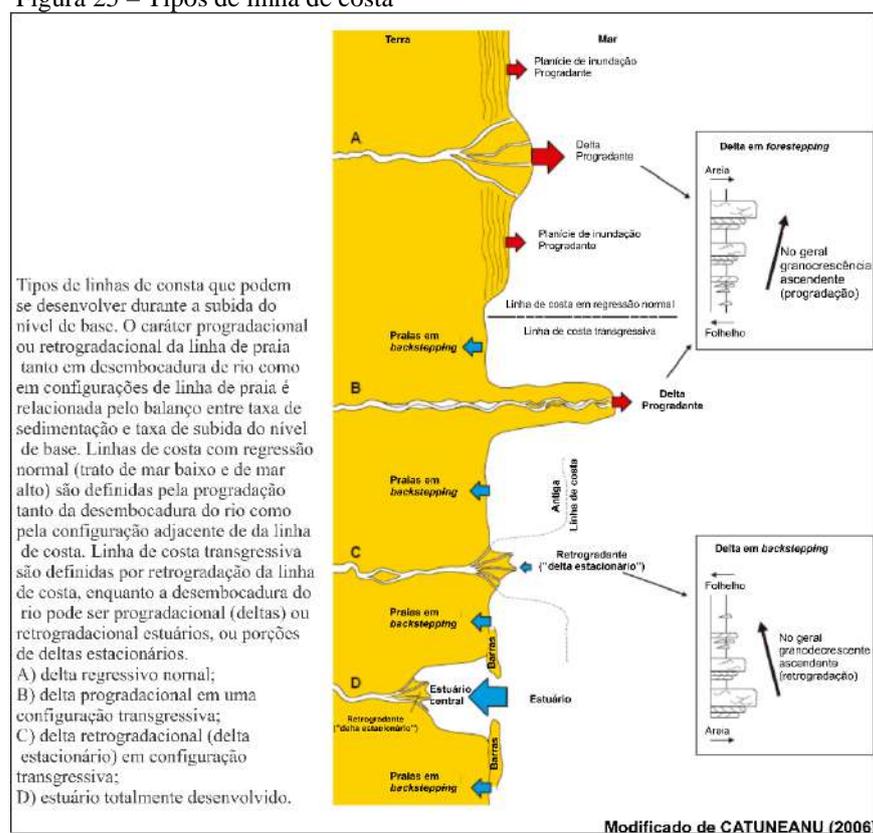


Legenda: Modelo deposicional de ambiente continental (Formação Jaicós).

Fonte: A autora, 2018.

O poço 1-FL-1-PI, que apresenta padrão sutilmente progradacional no TST-3 contrastando com os outros que apresentam padrão retrogradacional, ratifica a interpretação do modelo deposicional aqui apresentado considerando um sistema fluvial entrelaçado com intenso aporte sedimentar para o TST-3 da Sequência Devoniana-Siluriana. Neste contexto ambiental, o TST-3 no poço 1-FL-1-PI é interpretado como um possível leque aluvial (provavelmente um dos muitos, dada a possança da sedimentação siliciclástica grosseira) que alimenta o sistema fluvial entrelaçado no restante da bacia. O padrão deposicional progradacional, ainda que sutil, reforça a supremacia do aporte sedimentar mesmo que durante a subida do nível de base. Um análogo para essa característica pode ser encontrado em ambientes costeiros de bacias marinhas em uma situação em que a taxa de aporte sedimentar suplanta a taxa de subida relativa do nível do mar (CATUNEANU, 2006) (figura 25).

Figura 25 – Tipos de linha de costa



Legenda: Tipos de linha de costa.

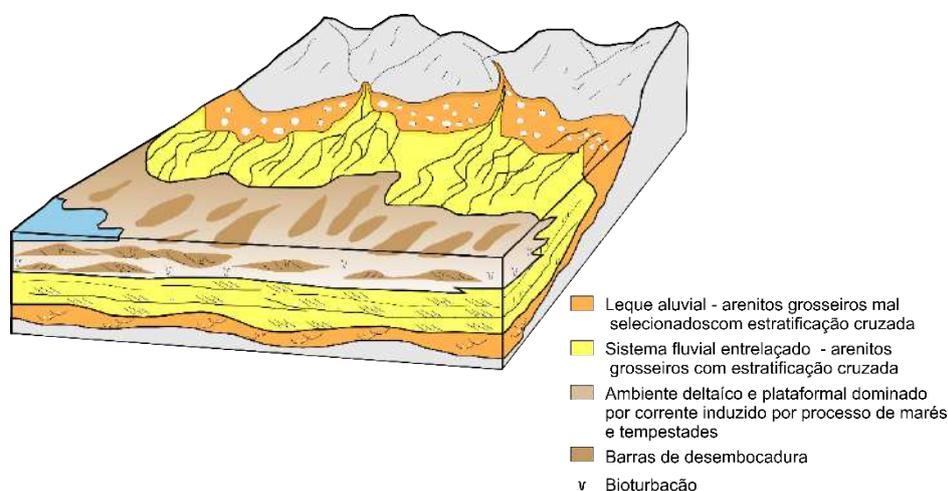
Fonte: Modificado de CATUNEANU, 2006.

Próximo ao topo do TST-3 finalmente ocorre a predominância de sedimentação pelítica, como sugerida pelos valores relativamente altos dos picos nas curvas de RG e pela descrição litológica encontrada nos perfis compostos dos poços analisados. Estes dados sugerem condição de afogamento da bacia suplantando o sistema fluvial entrelaçado e restabelecendo condições marinhas. O ápice deste afogamento foi registrado nas curvas de RG com o pico de valor máximo verificado em toda a sequência Siluriana-Devoniana e interpretado como a superfície de inundação máxima denominada SIM-3 a qual separa o TST-3 sotoposto do Trato de Sistemas Regressivo (denominado TSR-3), sobreposto. O comportamento da curva de RG (padrão em caixa irregular) no poço 1-FL-1-PI (Floriano) a partir da SIM-3 aventa a possibilidade de uma considerável redução na taxa do aporte sedimentar do leque aluvial de Floriano a partir deste tempo, posto que, mesmo estando a bacia em uma condição de afogamento e com o nível de base estacionário, portanto em uma condição ideal para progradação, os dados sugerem que houve agradação em detrimento da progradação.

A partir da SIM-3, com o nível de base próximo ao ápice da curva de variação relativa do nível do mar, acontece nova tentativa de assoreamento da bacia evidenciado pelo padrão

em perfil característico de deposição progradação. Esta progradação aconteceu mesmo tendo havido redução na taxa de aporte sedimentar. Neste caso, a mesma se deu devido à condição estacionária ou mesmo declinante do nível relativo do mar. Litoestratigraficamente, o Trato de Sistemas Regressivo (TSR-3) da Sequência Siluriana-Devoniana corresponde à Formação Itaim. GÓES & FEIJÓ (1994) propõem para a Formação Itaim ambientes deltaicos e plataformais dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades. Esta proposição está em acordo com o modelo deposicional proposto neste trabalho o que infere que a SIM-3 reestabeleceu as condições marinhas para a bacia (figura 26).

Figura 26 – Modelo deposicional de ambiente marinho



Legenda: Modelo deposicional de ambiente marinho.

Fonte: A autora, 2018.

Os mapas estratigráficos da Sequência Siluriana-Devoniana (E-SEQ-3), figura 27, foram elaborados com referência nos poços 2-CP-1-MA, 1-OGX-93-MA, 1-FL-1-PI, 1-RB-1-MA e 1-CA-1-MA. O mapa de isópaca desta sequência mostra espessamento no quadrante Leste-Sudeste da área analisada e adelgaçamento no quadrante noroeste, enquanto o mapa de porcentagem de arenitos mostra um padrão diferente, com maior quantidade desta litologia nas porções nordeste e diminuição gradual para sudoeste da área de estudo.

O mapa de isópacas da Sequência Siluriana-Devoniana corrobora o modelo deposicional proposto e sugere, para a área analisada, aporte sedimentar a partir do quadrante Leste-Sudeste com o chamado leque de Floriano desempenhando papel importante no sistema alimentador de sedimentos para a bacia.

Já o resultado aparentemente contrastante do mapa de porcentagens de arenitos em relação ao mapa de isópacas deve ser analisado parcimoniosamente uma vez que há incertezas

Sequência Devoniana (E-SEQ-4)

A análise da Sequência Devoniana (E-SEQ-4), nas seções estratigráficas de correlação de poços A-A', B-B', C-C' e D-D' (figuras 17, 18, 19 e 20) permitiu a observação de variações laterais de eletrofácies e de espessura dessa sequência. A mudança na tendência de afogamento (afinamento granulométrico e aumento dos valores de RG) que caracteriza a transgressão (TST-4), para o raseamento (aumento granulométrico e diminuição dos valores de RG) que caracteriza a regressão da sequência superior (TSR-4) são observadas nas figuras 17 a 20. As seções estratigráficas *dip* A-A', B-B' e C-C' (NNW-SE, WNW-SE, SW-NE) e *strike* D-D' (S-N), mostram variações laterais de eletrofácies na porção inferior do TST-4, onde são verificadas maiores espessuras com menores valores de RG, nos poços 1-RB-1-MA, 1-TB-2-MA e 1-CA-1-MA. Também ocorre espessamento de seção no sentido para o centro da seção A-A', a qual alcança 725 metros de espessura no poço 1-OGX-16-MA, enquanto os poços localizados nas extremidades da seção a NW (1-OGX-34-MA) e a SE (1-FL-1-PI) possuem 593 metros e 629 metros respectivamente.

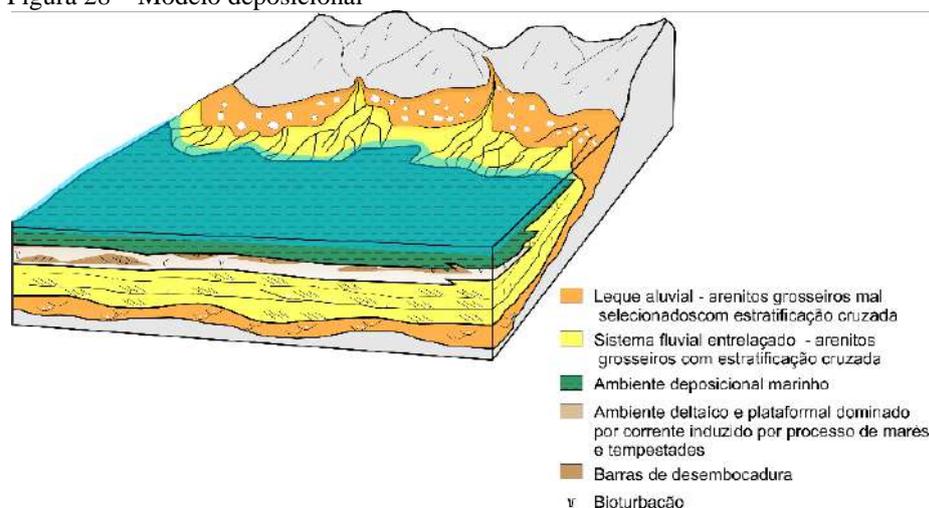
O TST-4 analisado nos poços contidos nas seções estratigráficas, caracterizado pelo padrão granodecrescente ascendente (*fining upward*) e adelgaçamento dos pacotes sedimentares em direção ao topo (*thinning upward*), possui espessura média de 257 metros. A SRM-3 que separa o TST-4 da sequência deposicional sotoposta, marca o início da subida do nível de base refletindo o início da subida relativa do nível do mar, registrando o padrão de empilhamento deposicional retrogradacional como sugerido pela tendência de *fining e thinning upwards* interpretada nos perfis de RG (figuras 17 e 18). Analisando-se as descrições litológicas contidas nos perfis compostos e pastas de poço, observa-se que o TST-4 apresenta predominantemente folhelhos com algumas intercalações de arenitos os quais são mais presentes próximo à base do trato. A descrição litológica do TST-4 corrobora as observações feitas nos padrões da eletrofácies descritas no item 4.4, onde notou-se o predomínio de intervalos com altos valores de RG, mas com intercalações eventuais de picos de baixos valores.

Os depósitos que compreendem o TST-4 constituem cerca de três quartos da Formação Pimenteiras. Estes depósitos foram descritos por DELLA FÁVERA (1990), em afloramentos majoritariamente localizados na borda Leste, como “folhelhos cinza escuro a pretos, em partes bioturbados, radioativos, ricos em matéria orgânica, que representam a ingressão marinha mais expressiva na bacia, interpretados, nas regiões proximais da bacia

como de ambiente de sedimentação de plataforma rasa dominada por tempestades”. Tempestitos são, de fato, depósitos apropriados para plataformas rasas, porém, plataformas rasas dominadas por tempestades não oferecem condições ambientais (condições euxínicas) para a preservação de matéria orgânica. Folhelhos ricos em matéria orgânica em bacias intracratônicas são esperados nos depocentros das mesmas nos períodos de máximas transgressões.

RODRIGUES (1995) descreve o intervalo representado pela Formação Pimenteiras, o qual está contido no TST-4, como contendo três níveis (A, B e C) de folhelhos radioativos mais adequados para a geração de hidrocarbonetos. Esta interpretação sugere que dentro TST-4 ocorreram pelo menos 3 eventos transgressivos de grande amplitude intercalados com eventos regressivos. YOUNG (2003) e YOUNG & BORGHI (2003 a,b, 2004, 2005; *apud* YOUNG, 2006) “sugerem, através da análise estratigráfica de testemunhos de sondagem e de perfis geofísicos de poços, que os intervalos mais expressivos de arenitos da Fm. Pimenteiras, assim como o contato entre as formações Pimenteiras e Cabeças, resultaram de eventos de regressões forçadas de diferentes magnitudes, aspecto ainda não discutido na literatura”. Esta observação está em concordância com o modelo de evolução estratigráfica proposto neste trabalho (item 4.4) o qual sugere que eventos de variação do nível de base de mais altas frequências do que os tradicionalmente interpretados ocorreram, porém, não foram detectados pelas ferramentas de análises das pesquisas realizadas até o presente na bacia. Independentemente dos detalhes apresentados nas interpretações paleoambientais citadas acima, todas elas concordam que o ambiente deposicional da seção sedimentar que compreende o TST-4 é marinho (figura 28).

Figura 28 – Modelo deposicional



Legenda: Modelo deposicional.

Fonte: A autora, 2018

A integração dos dados e das interpretações deste trabalho com aqueles retirados da literatura permite propor um modelo deposicional para o TST-4 como o clássico da Estratigrafia de Sequências segundo o qual a taxa de subida do nível de base, e consequentemente de geração de espaço para a deposição, suplanta a taxa de aporte sedimentar para a bacia, daí porque o padrão deposicional retrogradante como reportado anteriormente. Estas condições permitem que a bacia desenvolva condições de afogamento, mantendo-a, pelo menos nas áreas dos poços analisados, em condição submersa de ambiente marinho.

A dominância da sedimentação pelítica, como sugerida pelos altos valores de RG e pelas descrições litológicas verificadas nos perfis de estudo sugerem que o ponto máximo desse afogamento ocorre com o pico de valor máximo de RG definido como marco estratigráfico (ME-4) e interpretado como uma superfície de inundação máxima. A SIM-4, como todas as outras superfícies de inundação máximas identificadas neste trabalho, possui caráter regional, e é facilmente distinguida nos poços analisados. Segundo a literatura levantada esta superfície representa o registro geológico da maior ingressão marinha ocorrida na bacia durante todo o Paleozoico. A SIM-4 separa o TST-3, sotoposto, do Trato de Sistemas Regressivo (TSR-4), sobreposto.

A partir da SIM-4, com o nível de base próximo ao ápice da curva de variação relativa do nível do mar acontece nova tentativa de assoreamento da bacia evidenciado pelo padrão em perfil característico de deposição progradacional. Esta progradação ocorreu devido ao aumento na taxa de aporte sedimentar, o qual é interpretado tanto pela espessura média desse trato (353 metros), superior à do anterior, quanto pelos padrões de perfis os quais são

caracterizados pelas sucessões de eletrofácies granocrescente ascendente (*coarsening upward*) e espessamento dos pacotes sedimentares em direção ao topo (*thickening upward*). Analisando-se as descrições litológicas contidas nos perfis compostos e pastas de poço verifica-se que o TSR-4 apresenta predominantemente arenitos com algumas intercalações de folhelhos os quais são mais presentes próximo à base do trato ainda relacionados à superfície de inundação máxima perfazendo o intervalo interpretado como seção condensada. A descrição litológica do TSR-4 corrobora as observações feitas nos padrões da eletrofácies descritas acima onde notou-se uma dominância de intervalos com baixos valores de RG, mas, com algumas intercalações na base do intervalo com picos de altos valores de RG e tendência geral com padrão em funil.

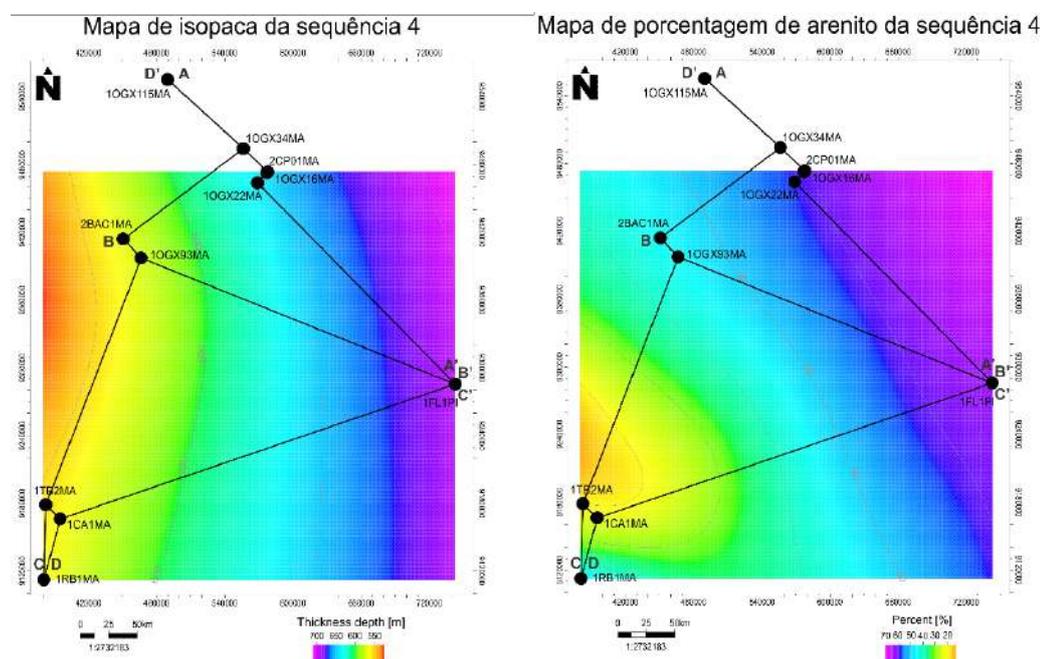
Litoestratigraficamente, o Trato de Sistemas Regressivo (TSR-4) da Sequência Devoniana corresponde à Formação Cabeças. GÓES & FEIJÓ (1994) descrevem essa formação composta por arenitos cinza-claros a brancos, com intercalação de siltitos e folhelhos e interpretam o ambiente de sedimentação como plataformar sob influência de correntes de marés, apesar de fácies flúvio-estuarinas também ocorrem. Estes autores interpretam as chamadas supersequências (já discutidas anteriormente) e as correlacionam com os Grupos classicamente definidos pela litoestratigrafia da bacia. Neste contexto, os autores *op. cit.* sugerem que cada supersequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo. Neste caso, a Formação Cabeças representaria o ciclo regressivo desta supersequência, porém, isso está em desacordo com o ambiente deposicional de estuário citado pelos próprios autores, uma vez que estuários são ambientes típicos de tratos transgressivos. Os dados usados neste trabalho não permitem o detalhamento de características litofaciológicas que levem a interpretações refinadas de ambientes deposicionais, mas, permitem uma interpretação em grande escala do comportamento do padrão deposicional dos estratos do TSR-4. Tais padrões sugerem progradação generalizada de sedimentação siliciclástica grosseira (areia) levando a bacia à situação próxima do assoreamento.

Os mapas estratigráficos da Sequência Devoniana (E-SEQ-4), figura 29, foram construídos a partir dos poços 2-CP-1-MA, 1-FL-1-PI, 1-OGX-93-MA, 1-RB-1-MA e 1-CA-1-MA. Como já comentado anteriormente estes mapas devem ser analisados com ressalvas devido à distribuição muito irregular dos poços o que causa distorções no processo matemático de 'gridagem'. O mapa de isópacas dessa sequência mostra um adelgaçamento da porção oeste da área de estudo (os vértices NE e SE do mapa devem ser desconsiderados, pois, a ausência de dados causa problemas de interpolação) quando comparado com as

porções leste da área. A diferença de espessura entre os poços 1-FL-1-PI e 2-BAC-1-MA localizados respectivamente nos extremos leste e noroeste da área de estudo é de 72 metros o que representa 12 % da espessura média da sequência. Entre estes dois poços e o poço 1-RB-1-MA as diferenças em metros são de 68 e 4 respectivamente representando aproximadamente 0,6 e 11% do total da espessura média da sequência. Estes números revelam que apesar do mapa sugerir uma grande variação de espessura decorrente da escala de cor utilizada, ela é apenas aparente. De fato, as variações de espessuras não são tão grandes o que mostra que a área de estudo estava toda ela dentro de um mesmo ambiente deposicional, provavelmente o depocentro da bacia.

O mapa de porcentagem de arenitos, guardadas as mesmas ressalvas feitas para o mapa de isópacas, mostra uma tendência de maior percentual desta litologia na porção Nordeste. Este fato aponta para duas possíveis causas: (1) área fonte de sedimentos nesta localidade; (2) artefato matemático devido à ponderação em relação à espessura total da sequência.

Figura 29 – Mapas estratigráficos da Sequência Devoniana (E-SEQ-4)

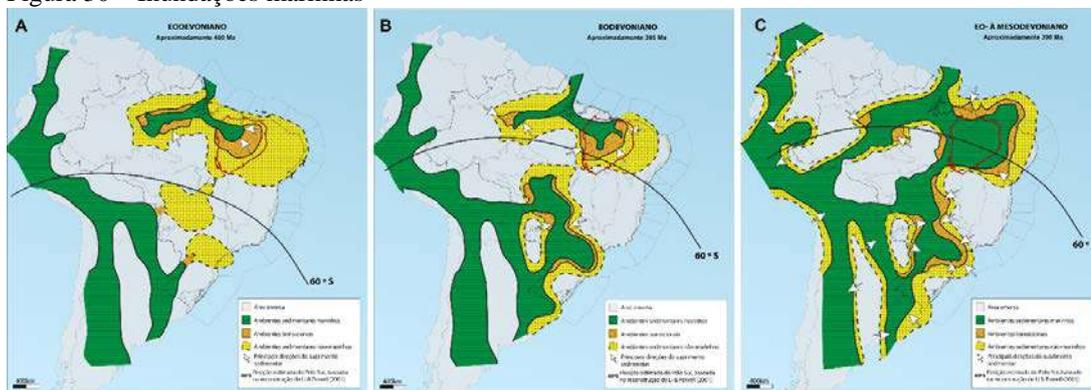


Legenda: Mapas estratigráficos da Sequência Devoniana (E-SEQ-4).
Fonte: A autora, 2018.

Mesmo com ressalvas, os mapas de isópacas e porcentagem de areia estão em acordo com o modelo deposicional proposto neste trabalho, o qual é similar a outros já apresentados na literatura (figura 30), ou seja, uma transgressão marinha, dominada pela deposição de finos, a qual afogou toda a área estudada neste trabalho seguida de uma progradação

generalizada de sedimentação grosseira (areia) que permitiu o desenvolvimento, em áreas separadas de depósitos fluviais, deltaicos e marinho raso.

Figura 30 – Inundações marinhas



Inundações marinhas ocorridas durante o Devoniano no Brasil. A) Inundação eodevonianiana (aprox. 400 Ma); B) Inundação eodevonianiana (aprox. 395 Ma); C) Inundação Eo-mesodevonianiana (aprox 390 Ma).

Legenda: Inundações marinhas ocorridas durante o Devoniano no Brasil. Para o TSR-3, onde na legenda esta referido como ambiente continental fluvial segue-se como ambiente sedimentar transicional. Possivelmente o que é chamado de ambiente não marinho na legenda seria a área fonte por estar acima do nível de base.

Fonte: Modificado de ALMEIDA E CARNEIRO, 2004.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo geral desse trabalho foi analisar a seção sedimentar basal da Bacia do Parnaíba, com idade variando desde o Eossiluriano até o Eocarbonífero e propor uma evolução estratigráfica e paleoambiental tendo como base científica e metodológica os conceitos da Estratigrafia de Sequências aplicados a um conjunto de dados de perfis elétricos de poços perfurados pela indústria de óleo e gás. Buscou-se um maior detalhamento na individualização de eventos de variação de nível de base através da aplicação da análise dos ciclos Transgressivos e Regressivos interpretados nos dados disponíveis com a finalidade de se construir um modelo de evolução estratigráfica com detalhamento superior aos estudos produzidos até o presente. Também foram propostos modelos deposicionais para algumas das sequências individualizadas neste trabalho. Desta forma, as principais conclusões deste trabalho são:

- a) A abordagem metodológica utilizada para a análise dos dados, qual seja, a interpretação da Estratigrafia de Sequências através da análise de ciclos Transgressivos e Regressivos em perfis de raios gama de poços de petróleo mostrou-se válida e permitiu a construção de um arcabouço estratigráfico para a seção analisada com um nível de detalhe superior aos modelos clássicos apresentados na literatura para a seção analisada, a saber:
 - Foram individualizadas 5 sequências deposicionais sendo 4 completas (compostas pelos 2 tratos de sistemas, transgressivo e regressivo) e 1 incompleta (composta apenas pelo trato regressivo).
- b) O modelo proposto para a evolução estratigráfica da seção analisada foi comparado à curva de variação eustática global para o Paleozoico de HAQ & SCHUTTER (2008) e, apesar da baixa resolução cronoestratigráfica, foi possível inferir uma relação entre os picos de altas frequências de níveis de mar baixo ou de mar alto nesta curva com as superfícies de Regressão Máxima (SRM) e Inundação Máxima (SIM) respectivamente. Estas evidências levam à conclusão de que as assinaturas dos padrões deposicionais observadas em perfis de raios gama são mais suscetíveis às variações do nível do mar de alta frequência e alta amplitude do que as de baixa frequência e baixa amplitude.
- c) O modelo da evolução estratigráfica proposto para a seção analisada demonstra a ocorrência de duas ordens de eventos de variação do nível de base, sendo uma de

longa duração com um intervalo inicial transgressivo que atinge o pico na superfície de inundação máxima da Sequência Depositional 4 (SIM-4). A partir deste ponto inicia-se um intervalo regressivo que se estende até o final da seção analisada. Durante a fase transgressiva de longa duração ocorreram 4 eventos sendo um ciclo incompleto (regressivo, referente a Sequência Eossiluriana), dois completos (transgressivos-regressivos, relacionados as sequências Siluriana e Siluriana-Devoniana, respectivamente) e o trato transgressivo da Sequência Devoniana, de mais alta frequência, do nível de base. Já durante a fase regressiva de longa duração foi marcado pelo trato regressivo (Sequência Devoniana) e pelo evento completo transgressivo-regressivo (Sequência Eocarbonífera).

d) Os modelos paleoambientais construídos corroboram a conclusão anterior pois mostram que houve uma variação e intercalação entre ambiente deposicionais continentais e marinhos, a saber:

- Os depósitos da Sequência Siluriana-Devoniana durante o TST-3 foram interpretados como de ambiente continental com grande aporte sedimentar e empilhamento retrogradacional. Foi sugerido para o trato transgressivo dessa sequência, na área do poço Floriano, um sistema deposicional de leque aluvial que teria alimentado sistemas fluviais entrelaçados a jusante. Durante o TSR-3 foi interpretado como de ambiente marinho com diminuição do aporte sedimentar e empilhamento progradacional.

- Os depósitos da Sequência Devoniana durante o TST-4 foram interpretados como de ambiente marinho com diminuição da taxa de aporte sedimentar e empilhamento retrogradacional. Durante o TSR-4 foi interpretado como de ambiente marinho com aumento do aporte sedimentar e empilhamento progradacional, que permitiu a bacia desenvolver condições de raseamento levando-a próximo a situação de assoreamento.

e) A coerência metodológica e científica da análise produzida nesta pesquisa foi ratificada pela interpretação integrada dos dados utilizados, tanto os aqui produzidos, quanto os retirados da literatura. Desta forma, este trabalho, além de propor um modelo de evolução estratigráfica coerente metodológica e cientificamente, testou uma ferramenta que se mostrou válida para este tipo de análise científica, qual seja, a interpretação estratigráfica de perfis de poços.

f) Como recomendações para futuros trabalhos, propõe-se um estudo mais detalhado da seção analisada visando a individualização de eventos de subida e descida do nível de

base na bacia em mais alta frequência do que aqueles identificados neste trabalho, porém para esta tarefa seria necessária uma base de dados mais robusta com maior número de poços e amostras de rochas que permitisse:

- A análise mais detalhada dos perfis elétricos de poços;
- Análise e datação biocronoestratigráfica e/ou isotópica de uma seção completa de toda a coluna estratigráfica da bacia.

g) Estudos de proveniência sedimentar.

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, C.R.M. 2000. Subdivisão estratigráfica do Devoniano da Bacia do Parnaíba. UERJ, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 2000.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1972. Tectono -magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: Proc., 24th Int. Geol.Congre. Montreal, 1972, IUGS. Section 3, Tectonics, pp. 339-346.

ALMEIDA, F.F.M.de, BRITO NEVES, B. B. de & CARNEIRO, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Reviews, v. 50, p. 77 – 111. Amsterdam.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. 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, 2004. p.43-58.

A.N.P. Nona Rodada de Licitações. Bacia do Parnaíba. Sumário Geológico e Setores em Oferta. SDB. 2007.

ANP. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/wwwanp/images/publicacoes/boletins-anp/Boletim_Mensal-Producao_Petroleo_Gas_Natural/Boletim-Producao_julho-2017.pdf>. Acesso em: julho de 2017.

ANP. Disponível em: <<http://www.brasil-rounds.gov.br/#>>. Acesso em: maio de 2017.

ANP. Disponível em: <http://www.brasil-rounds.gov.br/round_13/portugues_R13/resultado_r13.asp>. Acesso em: maio de 2017.

BULHÕES, E.M., AMORIM, W.N. de. Princípio da Sismocamada Elementar e sua Aplicação à Técnica de Volume de Amplitudes (tec. VA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil, 2005.

BRITO NEVES, B.B DE & FUCK, R.A. 2014. A Plataforma Sul-America: uma introdução. In: SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B; JOST, H.; KUYUMJIAN, R.M. (Org.).

Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. 3-20p. Belo Horizonte – MG. CPRM. 589 p.

BROWN, L.F. JR & FISHER, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton, C. E. (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 213–248.

CANT, D.J. 1992. Subsurface facies analysis. In Facies Models: Response to Sea level Change (Walker, R.G.; James, N.P.; editors). Geological Association of Canada, p. 195-218.

CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. 1984. 586 p. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.

CAPUTO, M.V., MELO, J.H.G., STREEL, M., and ISBELL, J.L., 2008, Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America, in Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441, p.13.

CAPUTO, M. V.; REIS, D.E.S; BARATA, C.F; PEREIRA, L.C. 2006. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba, qual influência das orogenias? *In*: Simpósio de Geologia da Amazônica, 6, 2006, Manaus. Anais. Manaus. Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. 1 CD-ROOM.

CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35 (2002) p.1-43.

CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., GALLOWAY, W. E., GIBLING, M. R., GILES, K. A., HOLBROOK, J. M., JORDAN, R., KENDALL, C. G. St. C., MACURDA, B., MARTINSEN, O. J., MIAL, A. D., NEAL, J. E., NUMMENDAL, 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*, vol. 92, 1–33.

CATUNEANU, O., GALLOWAY, W. E., C., KENDALL, C. G. St. C, MIALL, A. D., POSAMENTIER, H. W., STRASSER, A., and TUCKER, M. E. 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, Vol. 44/3, 173–245 Stuttgart, November 2011.

CHOPRA, S., & MARFURT, K. J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. Society of Exploration Geophysicists.

COE, A.L. & CHURCH, K.D. 2003. Part 2 Sequence Stratigraphy and Sea-Level Change. In: *The Sedimentary record of sea-level change*. Editors: Coe, A. L.; Bosence, D. W.J.; Church, K. D.; Flint, S. S.; Howell, J. A. and Wilson, R. C. L. Cambridge, UK: Cambridge University Press and the Open University. 57-98pp. 288p.

CUNHA, P. R. da C., BIANCHINI, A. R., CALDEIRA, J. L., MARTINS, C. C. 2012. Parnaíba Basin – The Awakening of a Giant. XI Simpósio Bolivariano.

CUNHA, F.M.B. 1986. Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado.

DABER, R. & AQRAW, A.A. 2012. *Interpreter's Guide to Seismic Attributes*. 4 edition Petrel 2012. Schlumberger Information Solution. Houston.

DALY, M.C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C.A.; COSTA, R.; McDOWELL, K.; PIGGOTT, N.; and POOLE, A. 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile, *Tectonics*, 33, 2102-2120, doi:10.1002/2014TC003632.

DARDENE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. 231-264. CORDANI, U.G; RAMOS, V.A; FRAGA, L.M., CEGARRA, M.; DELGADO, I.; SOUZA, K.G. de; GOMES, F.E.M. e SCHOBENHAUS, C. *Tectonic Map of South America*. 2° edition, scale 1:5 000 000, 2016. Commission for the Geological Map of the World. CGMW.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., CANTARINO, S.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004a. Folha SA.23-São Luís. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., CANTARINO, S.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004b. Folha SA.24-Fortaleza. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004c. Folha SB.23-Teresina. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., CANTARINO, S.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004d. Folha SB.24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de

Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., CANTARINO, S.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004e. Folha SC.23-Rio São Francisco. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., SILVA, A.J.P, LOPES, R.C., CAMOZZATO, E., SILVA, L.C., SANTOS, J.O.S., RODRIGUES, J.B, JESUS, J.D.A., LINS, C.A., SILVA, V.R., OLIVEIRA, J.E., CRUZ, N.M.C., CANTARINO, S.M.C., AZEVEDO, M.L.V., MONTEIRO, M.A.S., FERREIRA, A.L., QUADROS, M.L.E.S., MARINHO, P.A.C., SILVEIRA, L.M.C., ESCOBAR, I.P. 2004f. Folha SC.24-Aracaju. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-Rom.

DELLA FÁVERA, J.C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Um ensaio holístico. Tese de doutoramento, UFRGS, 2 vols. 400 p., Porto Alegre, 1990.

EMBRY, A. F. (1995). Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin (R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu, Eds.), pp. 1–11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5.

EMBRY, A.F. 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. *In*: Armentrout, J. and Rosen, N. (eds.). Sequence stratigraphic models for exploration and production. Society for Sedimentary Geology (SEPM), 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Conference Proceedings, Houston, p. 151-172.

EMBRY, A. F., JOHANNESSEN, E. P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T. O., Berg - sager, E., Dahl-Stammes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T. B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.

EINSELE, G. 2000. Sedimentary Basins - Evolution, Facies, and Sediment Budget (2nd Edition). Springer-Verlag. Germany; 792 p.

GALLOWAY, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 73, pp. 125–142.

GÓES, A.M.O, SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro 4(1): 55-64.

GÓES, A.M.O, TRAVASSOS, W.A & NUNES, K.C. 1993. Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás. Rel. interno.

GÓES, A.M. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 8(1): 57-67.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G. 2005. Middle and Late Devonian Chitinozoa and biostratigraphy of the Parnaíba and Jatobá Basins, northeastern Brazil. Palaeontographica, Abteilung B, 272. Stuttgart, Oktober 2005.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. 2005. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, Northeast Brazil. Revista Española de Micropaleontología, Madrid, v. 37, n. 2, p.183-204, mayo/ago.

HAQ, B. U. & SCHUTTER, S. 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. AAAS (American Association for the Advancement of Science). *Science* 322, p. 65-68.

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

JERVEY, M.T.1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In: Sea-Level Changes – An Integrated Approach*, SEPM Special Publication. N. 42. P. 47-69.

LOUTIT, T.S; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R; BAUM, G.R. 1988. Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. *In: Sea-Level Changes – An Integrated Approach*, SEPM Special Publication. N. 42. P. 183-213.

MELO, J.H.G., & LOBOZIAK, S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124, 131-202.

MELO, J.H.G. 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. *In: Mc Mullan, N.J., Embry, A.F. & Glass, D.J. (eds) Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 1, 14: p. 669-703; Calgary.

MILANI E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. *In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). 2000. Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: [s.n.]: 2000. p. 389-450.

MILANI E. J.; ZALÁN, P.V. 1998. Th geology of Paleozoic Cratonic Basin and Mesozoic interior Rifts of Brazil. *In: AAPG International Conference and Exhibition 1998, Rio de Janeiro*. Short course. Rio de Janeiro: AAPG, 1998, p.54-66.

MITCHUM, R. M., Jr., VAIL, P. R. and SANGREE, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences: *in* C. E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*: AAPG- American Association of Petroleum Geologists- Memoir 26, p.53-62.

MITCHUM, R. M., Jr., VAIL, P. R. and THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as the basic unit for stratigraphic analysis: *in* C. E. Payton, ed., Seismic stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG- American Association of Petroleum Geologists- Memoir 26, p.53-62.

NAZEER, A.; ABBASI, S.A.; SOLANGI, S.H. 2016. Sedimentary facies interpretation of Gamma Ray (GR) log as basic well logs in Central and Lower Indus Basin of Pakistan. *Geodesy and Geodynamics* (2016), 7, 432-443. ELSEVIER KeAi.

NERY, G.G. 1990. Perfilagem Geofísica em Poço Aberto. Salvador, BA, p.231.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. 2003. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 20, p. 351-383. 2003.

OGX. Disponível em:

<http://www.ogx.com.br/conteudo_pt.asp?idioma=0&conta=28&tipo=53280> Acesso em: maio de 2016.

PAYTON, C.E. 1977. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir 26. Published by The American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 1977.

PGNSA. Disponível em: <<http://www.pgnsa.com.br/>>. Acesso em: janeiro de 2017.

PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. 2004. Initiation of turbidity currents: Evidence for hyperpycnal flow turbidites in Eocene Central Basin of Spitsbergen: *Sedimentary Geology*, v. 165, p. 29-52.

POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* no. 7, 210 pp.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, C.K. Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C.,

Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), Sea-level changes: An integrated approach. Tulsa, SEPM, p.109-124. (Special Publication, 42).

POSAMENTIER, H.W., & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes — An Integrated Approach. Special Publication, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 125–154.

RIDER, M. 2004. *The Geological interpretation of well logs*. Second Edition. Scotland. Sutherland, Whittles Publishing. 280p.

RIOS, I. L. A. Arcabouço Sismoestratigráfico para a Megasequência Drifte no Cretáceo Superior em Águas Profundas da Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará. 2016. 112 f Dissertação (Mestrado em Geologia). Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

RODRIGUES, R. A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba. Porto Alegre, 1995. 225p. Tese de Doutorado em Geociências, UFRGS.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília, 2003. Capítulo I, pág 5-54.

L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI e J. H. GONÇALVES (eds.) CPRM. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores Paleozoic and Meso-Cenozoic Sedimentary Basins Augusto J. Pedreira da Silva, Ricardo da Cunha Lopes, Antônio Maurílio Vasconcelos, Ruy B. C. Bahia CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

SANTOS, M. E. C. M. & CARVALHO, M. S. 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Reconstituições paleobiológicas. Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Rio de Janeiro.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., Jr., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., III, SANGREE, J. B., BUBB, J. N., AND HATELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Clayton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p.49-212.

VAIL, P. R. & MITCHUM, R. M., Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part I. *in*: Clayton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p.51-52.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. Jr., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITIT, T. S., and HARDENBOL, J. (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In Sea Level Changes—An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 39–45. SEPM Special Publication 42.

VAZ, P. T., REZENDE, N. G. A. M., WANDERLEY F., J. R., TRAVASSOS, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. “Boletim de Geociências da Petrobras”. Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. R.; Brito-Neves, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

YILMAZ, O. Seismic Data Processing. Tulsa: Society of Exploration Geophysics Press, 526p., 1987.

YOUNG, C. G. K. 2006. Estratigrafica de alta resolução da Formação Pimenteiras (Devoniano, bacia do Parnaíba). Instituto de Geociências – UFRJ. 174p. Rio de Janeiro

Young, C.G.K., 2003. *Contribuição à análise da Formação Pimenteiras (Devoniano, bacia do Parnaíba): caracterização de um potencial intervalo de rochas-reservatório*. Trabalho de Conclusão de Curso, IGEO-UFRJ. 84p. (Graduação em Geologia.)

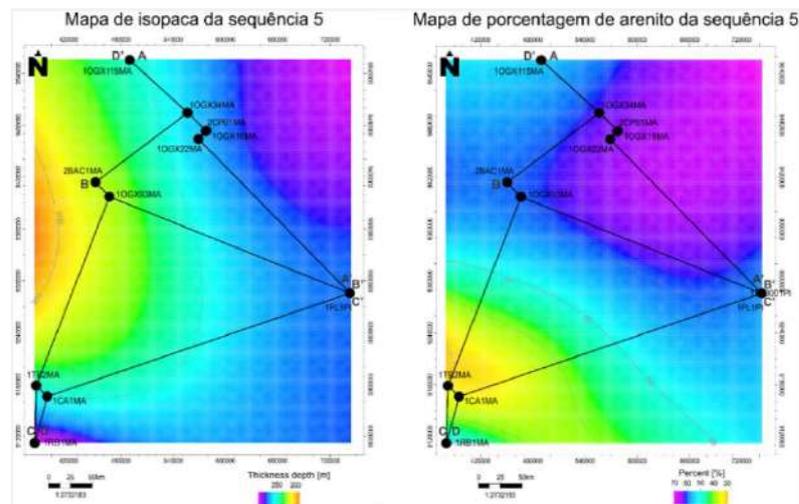
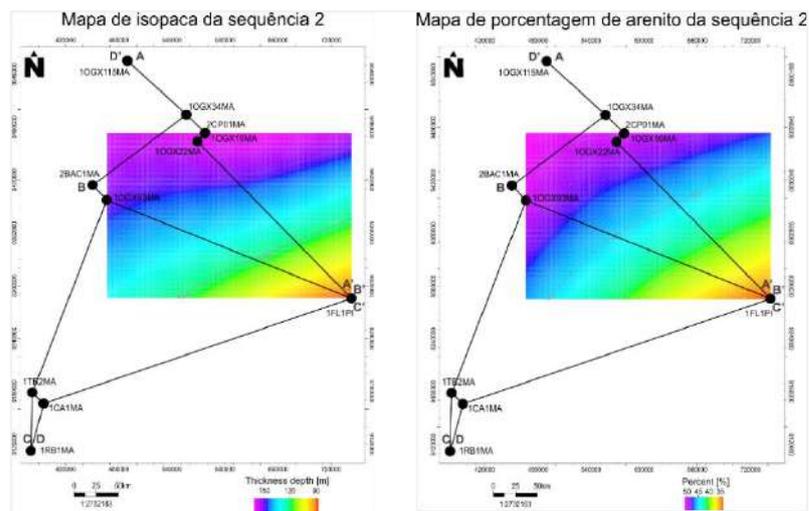
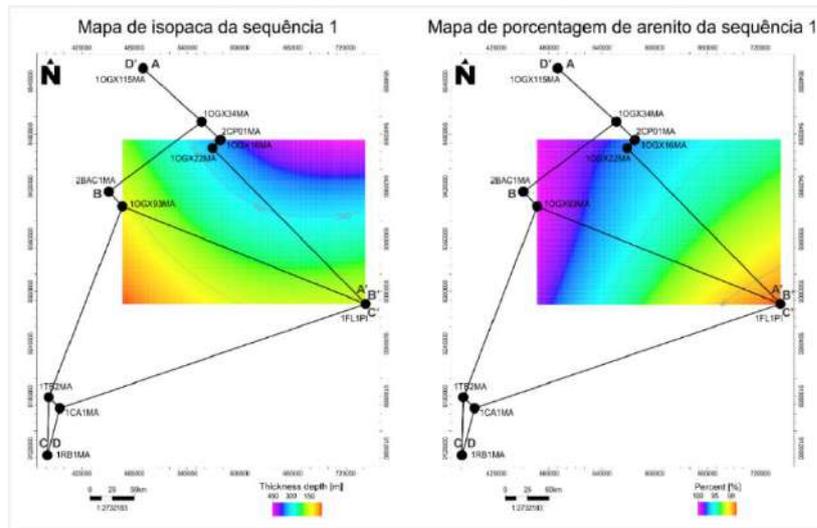
Young, C.G.K. & Borghi, L., 2003a. An event of forced regression in the Pimenteiras Formation. (Devonian, Parnaíba Basin, Brazil). *In: Latinamerican Congress of Sedimentology*, **3**, Belém, 2003. *Abstract Book*, p.168-170.

Young, C.G.K. & Borghi, L., 2003b. Pimenteiras Formation (Devonian, Parnaíba Basin, Brazil): a new prospect for hydrocarbon reservoirs. *In: IBP, Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás*, **2**, Rio de Janeiro, 2003. *Anais*, CD-ROM. 6p.

Young, C.G.K. & Borghi, L., 2004. O registro sedimentar de regressões forçadas: exemplos no Devoniano da bacia do Parnaíba (formações Pimenteiras e Cabeças). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **42**, Araxá, 2004. *Resumos*, CD-ROM.

Young, C.G.K. & Borghi, L., 2005. Forced regression on epeiric seas: examples from the Pimenteiras Formation (Devonian, Parnaíba Basin, Brazil). *In: AAPG, 2005 Annual Convention, Calgary, 2005. Abstracts*, p.158.

APÊNDICE A - Mapas estratigráficos das seqüências deposicionais 1, 2 e 5.



APÊNDICE B - Tabelas com os limites de sequências e espessura dos tratos de sistemas.

Poço	Unidades	Topo	Espessura	Poço	Unidades	Topo	Espessura	Unidades	Espessura	MÉDIA
1-CA-1-MA	SEQ-5	447	352	2-BAC-1-MA	SEQ-5	1376	352	SEQ-5		352
1-CA-1-MA	TSR-5		212	2-BAC-1-MA	TSR-5		223	TSR-5		239
1-CA-1-MA	SIM-5	659		2-BAC-1-MA	SIM-5	1598		TST-5		113
1-CA-1-MA	TST-5		140	2-BAC-1-MA	TST-5		130	SEQ-4		615
1-CA-1-MA	SEQ-4	799	561	2-BAC-1-MA	SEQ-4	1728	557	TSR-4		358
1-CA-1-MA	TSR-4		295	2-BAC-1-MA	TSR-4		309	TST-4		257
1-CA-1-MA	SIM-4	1094		2-BAC-1-MA	SIM-4	2037		SEQ-3		294
1-CA-1-MA	TST-4		265	2-BAC-1-MA	TST-4		249	TSR-3		103
1-CA-1-MA	SEQ-3	1360	354	2-BAC-1-MA	SEQ-3	2286	278	TST-3		212
1-CA-1-MA	TSR-3		98	2-BAC-1-MA	TSR-3		67	SEQ-2		138
1-CA-1-MA	SIM-3	1458		2-BAC-1-MA	SIM-3	2353		TSR-2		77
1-CA-1-MA	TST-3		256	2-BAC-1-MA	TST-3		211	TST-2		54
1-CA-1-MA	SEQ-2	1714		2-BAC-1-MA	SEQ-2	2564	140	SEQ-1		179
1-CA-1-MA	TSR-2		24	2-BAC-1-MA	TSR-2		67	TSR-1		179
1-FL-1-PI	SEQ-5	123	374	2-BAC-1-MA	SIM-2	2631				
1-FL-1-PI	TSR-5		274	2-BAC-1-MA	TST-2		73			
1-FL-1-PI	SIM-5	397		2-BAC-1-MA	SEQ-1	2704	130			
1-FL-1-PI	TST-5		101	2-BAC-1-MA	TSR-1		130			
1-FL-1-PI	SEQ-4	498	692	2-CP-1-MA	SEQ-5	1137	367			
1-FL-1-PI	TSR-4		335	2-CP-1-MA	TSR-5		256			
1-FL-1-PI	SIM-4	832		2-CP-1-MA	SIM-5	1393				
1-FL-1-PI	TST-4		358	2-CP-1-MA	TST-5		111			
1-FL-1-PI	SEQ-3	1190	629	2-CP-1-MA	SEQ-4	1504	646			
1-FL-1-PI	TSR-3		266	2-CP-1-MA	TSR-4		419			
1-FL-1-PI	SIM-3	1456		2-CP-1-MA	SIM-4	1923				
1-FL-1-PI	TST-3		363	2-CP-1-MA	TST-4		227			
1-FL-1-PI	SEQ-2	1819	87	2-CP-1-MA	SEQ-3	2150	344			
1-FL-1-PI	TSR-2		62	2-CP-1-MA	TSR-3		132			
1-FL-1-PI	SIM-2	1881		2-CP-1-MA	SIM-3	2282				
1-FL-1-PI	TST-2		25	2-CP-1-MA	TST-3		212			
1-FL-1-PI	SEQ-1	1906	152	2-CP-1-MA	SEQ-2	2494	161			
1-FL-1-PI	TSR-1		152	2-CP-1-MA	TSR-2		87			
1-RB-1-MA	SEQ-5	414	398	2-CP-1-MA	SIM-2	2581				
1-RB-1-MA	TSR-5		210	2-CP-1-MA	TST-2		74			
1-RB-1-MA	SIM-5	624		2-CP-1-MA	SEQ-1	2655	351			
1-RB-1-MA	TST-5		188	2-CP-1-MA	TSR-1		351			
1-RB-1-MA	SEQ-4	812	561	1-TB-2-MA	SEQ-5	522	301			
1-RB-1-MA	TSR-4		287	1-TB-2-MA	TSR-5		199			
1-RB-1-MA	SIM-4	1099		1-TB-2-MA	SIM-5	721				
1-RB-1-MA	TST-4		274	1-TB-2-MA	TST-5		101			
1-RB-1-MA	SEQ-3	1373	353	1-TB-2-MA	SEQ-4	822	584			
1-RB-1-MA	TSR-3		101	1-TB-2-MA	TSR-4		316			
1-RB-1-MA	SIM-3	1475		1-TB-2-MA	SIM-4	1138				
1-RB-1-MA	TST-3		252	1-TB-2-MA	TST-4		268			
1-RB-1-MA	SEQ-2	1727	48	1-TB-2-MA	SEQ-3	1406	86			
1-RB-1-MA	TSR-2		48	1-TB-2-MA	TSR-3		72			
1-OGX-16-MA	SEQ-5	1132	344	1-TB-2-MA	SIM-3	1479				
1-OGX-16-MA	TSR-5		254	1-TB-2-MA	TST-3		13			
1-OGX-16-MA	SIM-5	1385		1-OGX-34-MA	SEQ-5	1213	365			
1-OGX-16-MA	TST-5		90	1-OGX-34-MA	TSR-5		253			
1-OGX-16-MA	SEQ-4	1475	725	1-OGX-34-MA	SIM-5	1466				
1-OGX-16-MA	TSR-4		453	1-OGX-34-MA	TST-5		113			
1-OGX-16-MA	SIM-4	1929		1-OGX-34-MA	SEQ-4	1578	593			
1-OGX-16-MA	TST-4		272	1-OGX-34-MA	TSR-4		393			
1-OGX-16-MA	SEQ-3	2201	309	1-OGX-34-MA	SIM-4	1971				
1-OGX-16-MA	TSR-3		83	1-OGX-34-MA	TST-4		200			
1-OGX-16-MA	SIM-3	2284		1-OGX-34-MA	SEQ-3	2171	34			
1-OGX-16-MA	TST-3		226	1-OGX-34-MA	TSR-3		34			
1-OGX-16-MA	SEQ-2	2510	150	1-OGX-93-MA	SEQ-5	1314	321			
1-OGX-16-MA	TSR-2		101	1-OGX-93-MA	TSR-5		244			
1-OGX-16-MA	SIM-2	2611		1-OGX-93-MA	SIM-5	1558				
1-OGX-16-MA	TST-2		49	1-OGX-93-MA	TST-5		77			
1-OGX-16-MA	SEQ-1	2660	125	1-OGX-93-MA	SEQ-4	1634	573			
1-OGX-16-MA	TSR-1		125	1-OGX-93-MA	TSR-4		360			
1-OGX-22-MA	SEQ-5	1221	354	1-OGX-93-MA	SIM-4	1994				
1-OGX-22-MA	TSR-5		258	1-OGX-93-MA	TST-4		213			
1-OGX-22-MA	SIM-5	1479		1-OGX-93-MA	SEQ-3	2208	286			
1-OGX-22-MA	TST-5		96	1-OGX-93-MA	TSR-3		95			
1-OGX-22-MA	SEQ-4	1575	656	1-OGX-93-MA	SIM-3	2303				
1-OGX-22-MA	TSR-4		408	1-OGX-93-MA	TST-3		191			
1-OGX-22-MA	SIM-4	1983		1-OGX-93-MA	SEQ-2	2494	150			
1-OGX-22-MA	TST-4		248	1-OGX-93-MA	TSR-2		83			
1-OGX-22-MA	SEQ-3	2231	267	1-OGX-93-MA	SIM-2	2576				
1-OGX-22-MA	TSR-3		84	1-OGX-93-MA	TST-2		68			
1-OGX-22-MA	SIM-3	2315		1-OGX-93-MA	SEQ-1	2644	135			
1-OGX-22-MA	TST-3		183	1-OGX-93-MA	TSR-1		135			
1-OGX-22-MA	SEQ-2	2498	94	1-OGX-115-MA	SEQ-5	1050	345			
1-OGX-22-MA	TSR-2		60	1-OGX-115-MA	TSR-5		246			
1-OGX-22-MA	SIM-2	2558		1-OGX-115-MA	SIM-5	1296				
1-OGX-22-MA	TST-2		34	1-OGX-115-MA	TST-5		99			
1-OGX-22-MA	SEQ-1	2593		1-OGX-115-MA	SEQ-4	1395				
1-OGX-22-MA	TSR-1		1	1-OGX-115-MA	TSR-4		155			