



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

**Centro de Tecnologia e Ciências**

**Faculdade de Geologia**

**Pedro Henrique Silvany Sales**

**Controle de porosidade secundária em depósitos da formação Barra Velha  
no polo pré-sal da Bacia de Santos (idade Aptiano) com uso de afloramento  
análogo da formação Salitre na Bacia do Irecê (idade Neoproterozoico)**

**Rio de Janeiro**

**2022**

Pedro Henrique Silvany Sales

**Controle de porosidade secundária em depósitos da formação Barra Velha no polo pré-sal da Bacia de Santos (idade Aptiano) com uso de afloramento análogo da formação Salitre na Bacia do Irecê (idade Neoproterozoico)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Mecanismos de Formação e Evolução de Bacias Sedimentares e Magmatismo Associado.

Orientador: Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida

Coorientador: Prof. Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo

Rio de Janeiro

2022

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

S163	<p>Sales, Pedro Henrique Silvany. Controle de porosidade secundária em depósitos da formação Barra Velha no polo pré-sal da Bacia de Santos (idade Aptiano) com uso de afloramento análogo da formação Salitre na Bacia do Irecê (idade Neoproterozoico) / Pedro Henrique Silvany Sales. – 2022. 169 f. : il.</p> <p>Orientador: Julio César Horta de Almeida. Coorientador: Mario Neto Cavalcanti de Araújo. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.</p> <p>1. Geologia estratigráfica - Teses. 2. Pré-Sal - Santos, Bacia de (SP) - Teses. 3. Carbonatos – Sedimentação e depósitos - Teses. 4. Prospecção sísmica - Teses. 5. Rochas – Modelos digitais – Teses. I. Almeida, Julio César Horta de. II. Araujo, Mario Neto Cavalcanti de. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 551.7(815.6)</p>
------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

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

---

Assinatura

---

Data

Pedro Henrique Silvany Sales

**Controle de porosidade secundária em depósitos da formação Barra Velha no polo pré-sal da Bacia de Santos (idade Aptiano) com uso de afloramento análogo da formação Salitre na Bacia do Irecê (idade Neoproterozoico)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Mecanismos de Formação e Evolução de Bacias Sedimentares e Magmatismo Associado.

Aprovada em 30 de setembro de 2022.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida (Orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof. Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo (Coorientador)

Centro de Pesquisa - Petrobras S.A.

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof. Dr.<sup>a</sup>. Ana Paula de Meireles Reis Pelosi

Petrobras S.A.

---

Prof. Dr. Alex Francisco Antunes

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN

Rio de Janeiro

2022



## **DEDICATÓRIA**

Aos meus pais, Fátima e Roberto.

## **AGRADECIMENTOS**

A realização desta pesquisa só foi possível pela contribuição de muitas pessoas. Registro aqui meus sinceros agradecimentos a todos.

Agradeço a minha família, pelo suporte e tolerância nos momentos de ausência. Aos meus pais, por me mostrarem desde cedo que a educação é um caminho transformador.

Agradeço a Petrobras S.A., pelo fornecimento de dados sísmicos e de poços, infraestrutura de computação, laboratórios e suporte dos colegas profissionais. A minha gerência Tecnologia de Reservatório pela liberação parcial para a realização do projeto de pesquisa.

A Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e o Instituto GeoAtlântico pelo intercâmbio técnico.

Agradeço com carinho ao meu colega Carlos Eduardo Borges de Salles Abreu, pela mentoria profissional ao longo da carreira e incentivo constante na busca do conhecimento.

Aos meus orientadores Prof. Julio Almeida e Prof. Mario Neto, pela orientação e apoio durante a pesquisa.

Ao meu colega Rodrigo Bunevich, pelos inúmeros conselhos no desenvolvimento da pesquisa, pela amizade construída.

Aos colegas que participaram diretamente das publicações: Julio Carlos Destro Sanglard e Franco Borges Quadros, ambos da Petrobras, e Ana Virginia Alves de Santana, pelas discussões sobre a caracterização do afloramento análogo.

Aos professores da UERJ, pelo aprendizado durante as aulas e discussões.

## RESUMO

Sales, Pedro Henrique Silvany. **Controle de porosidade secundária em depósitos da formação Barra Velha no polo pré-sal da Bacia de Santos (idade Aptiano) com uso de afloramento análogo da formação Salitre na Bacia do Irecê (idade Neoproterozoico).** 2022. 169 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

Esta dissertação de Mestrado apresenta uma nova abordagem para prever o controle cicloestratigráfico na ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de granulação fina (laminitos e lamitos) de um reservatório carbonático do Pré-sal brasileiro (idade Aptiana) controlado por uma zona de acomodação em escala de bacia no Alto Externo de Santos (AES) baseado em afloramento análogo. O objetivo é mostrar a previsibilidade de fraturas e feições de dissolução por tratos de fácies e que a ciclicidade pode ser usada para guiar o estilo e a escala de feições de porosidade secundária que se desenvolvem em sucessões sedimentares carbonáticas com variações suaves de fácies (predominância de fácies laminadas). A área de estudo do Pré-sal está situada na porção central do AES, onde o sistema regional de falhas de orientação NE que prevalece se curva para NNW e se torna difuso em várias falhas normais de baixo deslocamento. Essas falhas controlam uma série de elevações estruturais segmentadas, com algumas delas retendo quantidades significativas de óleo dentro de fácies de baixa permeabilidade. Nesse contexto, a porosidade secundária pode constituir um cenário alternativo para viabilizar a produção. O campo do Pré-sal é um horst NW, segmentado em três domínios por sistemas de rampa de revezamento de *trend* 290° Az e 245° Az. A evolução temporal e espacial tectono-sedimentar com base na interpretação de dados sísmicos 3D multiazimutais de alta resolução e uma seção sísmica regional através da porção central da Bacia de Santos (margem SE brasileira) permitiu abordar os seguintes pontos: (i) a geometria e cinemática das estruturas desenvolvidas na zona de transferência e (ii) evolução deposicional das fases sin-rifte e pós-rifte que controlaram as principais seqüências estratigráficas observadas em poços e extrapoladas ao longo das seções com a interpretação sísmica. É interpretado o crescimento de falhas em multi-estágios ao longo do *trend* estrutural NW como um mecanismo para a distribuição de sedimentos lacustres, promovendo o soerguimento localizado do *footwall* de falhas normais segmentadas. Informações de afloramentos análogo da Formação Salitre (idade Neoproterozoico), localizados na Bacia do Irecê, foram usados para suprir a ausência de dados na previsão de porosidade secundária. Apesar das diferenças em termos de ambiente deposicional (marinho/continental) e grau de recristalização (diagênese), os depósitos da formação Salitre podem ajudar a prever feições de porosidade secundária no campo do Pré-Sal. A escala de ciclos de média frequência é a mesma utilizada nos modelos geológicos do reservatório do pré-sal, em torno de ~5 (m). Portanto, a compatibilidade vertical em escala cíclica permite transportar o modelo de controle de porosidade secundária estabelecido nos afloramentos da Bacia de Irecê para a parametrização do Pré-sal.

Palavras-chave: cicloestratigrafia; reservatórios fraturados; karsts; carbonatos; Bacia de Santos; Bacia de Irecê; aprendizado de máquina; modelos digitais 3D; interpretação sísmica 3D; análise estrutural; zonas de acomodação.

## ABSTRACT

SALES, Pedro Henrique Silvany. **Secondary porosity control on the Barra Velha Formation in the Pre-salt Pole of the Santos Basin (Aptian age) using an analogous outcrop of the Salitre Formation in the Irecê Basin (Neoproterozoic age)**. 2022. 169 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

This paper presents a novel approach to predict cyclostratigraphy control in the occurrence of secondary porosity in fine-grained carbonate rocks (laminites and mudstones) of a Brazilian Pre-salt tight carbonate reservoir (Aptian age) controlled by a basin-scale accommodation zone in Santos External High (SEH) based on analogous outcrops. The aim is to show the predictability of fractures and dissolution features by facies tracts and that cyclicity can be used to guide the style and scale of secondary porosity features that develop in carbonatic sedimentary successions with smooth variations (predominance of laminite (Lmt) facies). The Pre-salt studied area is seated in the central portion of the SEH, where the regional NE-trending faults system that prevails in the Santos Basin bends to NNW and becomes diffuse into several low displacement normal faults. These faults control a series of segmented structural highs, with some of them holding significant amounts of oil within lower permeability facies. In this context, secondary porosity can constitute an alternative scenario to make production feasible. The Pre-salt field is a NW horst, segmented in three domains by 290° Az and 245° Az trending relay ramp systems. The tectono-sedimentary time and space evolution based on the interpretation of 3D multi-azimuthal high-resolution seismic data and a regional transect through the central portion of the Santos Basin (SE Brazilian margin) allowed us to address the following points: (i) The geometry and kinematics of the structures developed at the transfer zone and (ii) Tectono-sedimentary evolution of the syn-rift and post-rift phases that controlled the main stratigraphic sequences observed in wells and extrapolated along the sections with the seismic interpretation. We interpret multi-stage fault growth along the NW structural trend as a mechanism for the distribution of reservoir rocks, promoting localized syn-rift footwall uplift of isolated normal faults. Data from analogous outcrops of the Salitre Formation (Neoproterozoic age), located in the Irecê Basin, were used to resolve the lack of data in predicting secondary porosity. Despite the differences in terms of depositional environment (marine/continental) and degree of recrystallization (diagenesis), the deposits of the Salitre formation can help to predict secondary porosity features in the Pre-Salt field. The scale of medium frequency cycles is the same used in the geological models of the pre-salt reservoir, around ~5 (m). Therefore, the vertical compatibility in cycle scale allows transporting the secondary porosity control model established in the outcrops of the Irecê Basin to the pre-salt parameterization.

**Keywords:** cyclostratigraphy; fractured reservoirs; karsts; carbonates; Santos Basin; Irecê Basin; machine learning; 3D digital models; 3D seismic interpretation; structural analysis; accommodation zones.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da área de estudo.....	32
Figura 2 –	Refletores mergulhando em direção ao mar (SDRs) na margem passiva da Argentina.....	35
Figura 3 –	Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos .....	36
Figura 4 –	Gondwana Ocidental.....	37
Figura 5 –	Carta estratigráfica da bacia de Santos.....	42
Figura 6 –	Reconstruções paleogeográficas do Rifte Atlântico Sul.....	44
Figura 7 –	Modelos esquemáticos de evolução tectonosedimentar das bacias de sal na região central do Atlântico Sul .....	47
Figura 8 –	South America (SAM) and Africa (SAf) shown in a South Atlantic plate reconstruction to 117 Ma.....	58
Figura 9 –	Depth-converted conjugate Santos-Benguela transect through the central portion of the Central Atlantic.....	59
Figura 10 –	Santos Basin stratigraphic diagram.....	61
Figura 11 –	Correlation wells 2 and 8.....	68
Figura 12 –	General aspect of lacustrine carbonate thin sections.....	69
Figura 13 –	Structural maps of the top of the MASRU and EBSRU.....	71
Figura 14 –	Main structural aspects summary.....	72
Figura 15 –	Basement structural model.....	74
Figura 16 –	Basement seismic characterization.....	76
Figura 17 –	Energy gradient anomalies.....	78
Figura 18 –	Main Syn-rift fault zones.....	79
Figura 19 –	Relay ramps systems.....	81
Figura 20 –	Reservoir scale accommodation zones.....	82
Figura 21 –	Structural domain.....	84
Figura 22 –	Reservoir section restoration.....	85
Figura 23 –	Seismic multi-sections.....	87
Figura 24 –	Thickness maps.....	88
Figura 25 –	Early Syn-rift tectono-sedimentary maps.....	89
Figura 26 –	Late Syn-rift tectono-sedimentary maps.....	91

Figura 27 –	Depocenters schematic model.....	92
Figura 28 –	Structural compartments with the axial planes of folds.....	93
Figura 29 –	Schematic geological cross-section.....	94
Figura 30 –	Depositional model for pre-salt reservoir facies.....	97
Figura 31 –	Reservoir central area well (W) correlation between zones.....	99
Figura 32 –	3D Schematic tectonostratigraphic Evolution.....	100
Figura 33 –	Location map.....	106
Figura 34 –	Espinhaço and São Francisco basins stratigraphic diagram.....	108
Figura 35 –	Outcrops in the South of Rio Jacaré Canyon.....	110
Figura 36 –	Stratigraphic correlation of the Tower section with the Gruta dos Brejões outcrop.....	112
Figura 37 –	Facies, facies succession, and dissolution features.....	113
Figura 38 –	Satellite image of the Lajedo and a map view of Torre outcrop digital model.....	115
Figura 39 –	Interpreted Torre outcrop in the 3D digital model.....	117
Figura 40 –	Ideal cycle in the Gruta dos Brejões outcrop.....	120
Figura 41 –	Norte Capivara digital model with acquired data well log.....	121
Figura 42 –	3D perspective of the five studied outcrops.....	123
Figura 43 –	Percentile graph of fractures.....	124
Figura 44 –	Boxplot Graphic.....	127
Figura 45 –	Multidimensional analysis of the variables.....	128
Figura 46 –	Multidimensional predict fracture log.....	130
Figura 47 –	Correlation of the five studied outcrops in the Brejões area.....	132
Figura 48 –	Cycle scale controlling secondary porosity.....	134
Figura 49 –	Large scale Barra Velha (left) and Salitre (right) formation cyclicity comparison.....	143
Figura 50 –	Cyclicity in Bara Velha formation laminites.....	144
Figura 51 –	Higher frequency cycle and mineralogy in BVE deposits.....	145
Figura 52 –	Porosity from plug and RMN in BVE.....	146

## LISTA DE TABELAS

Table 1 –	Facies parameters applied to decompaction and flexural isostatic compensation.....	62
Table 2 –	Mean values of the vugular fractures and layers dimension described in the Norte Capivara outcrop.....	125

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

SEH	Santos External High
NSH	Northeast Structural High
CG	Central Graben
SMD	Southwest Main Depocenter
ESRI	Early syn-rift I
ESRII	Early syn-rift II
LSR	Late syn-rift
PR	Post-rift
W2SH	Well 2 Structural High
SWMD	Southwest Main Depocenter
CSG	Central Structural Graben
NESH	Northeaster Structural High
MSRFZ	Main Syn-rift Fault Zones.
SFC	São Francisco Craton
ROU	Rift Onset Unconformity
EBSRU	Early Barremian Syn-rift Unconformity
LBSRU	Late Barremian Syn-rift Unconformity
MASRU	Mid Aptian Syn-rift Unconformity
LASRU	Late Aptian–Early Albian Syn-rift Unconformity
BVE	Barra Velha
HFC	high-frequency cycle.
PSDM	Pre-stack Depth Migration
Ma	Milhão de anos



## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>17</b>
<b>1</b>	<b>CONTEXTO DA PESQUISA.....</b>	<b>19</b>
1.1	<b>Objetivos da Pesquisa.....</b>	<b>19</b>
1.2	<b>Organização da Dissertação.....</b>	<b>20</b>
<b>2</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>22</b>
2.1	<b>Dados Sísmicos.....</b>	<b>22</b>
2.2	<b>Atributos Sísmicos.....</b>	<b>22</b>
2.3	<b>Poços.....</b>	<b>25</b>
2.4	<b>Interpretação Sísmica.....</b>	<b>25</b>
2.5	<b>Balanceamento de Seções Sísmicas.....</b>	<b>26</b>
2.6	<b>Interpretação em Modelos Digitais de Terreno 3D.....</b>	<b>27</b>
2.7	<b>Dados de Campo.....</b>	<b>27</b>
2.8	<b>Modelagem Preditiva.....</b>	<b>28</b>
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>29</b>
3.1	<b>Introdução.....</b>	<b>29</b>
3.2	<b>Evolução Geotectônica.....</b>	<b>30</b>
3.3	<b>Arcabouço Estrutural do Embasamento da bacia de Santos.....</b>	<b>36</b>
3.3.1	<u>Embasamento da Bacia de Santos.....</u>	<b>38</b>
3.3.2	<u>Estruturas do embasamento da bacia de Santos.....</u>	<b>39</b>
3.4	<b>Evolução Tectono-Sedimentar.....</b>	<b>41</b>
3.4.1	<u>Tectono-sedimentação da Fase Rifte e Pós-rifte .....</u>	<b>45</b>
3.4.2	<u>Tectono-sedimentação da Fase Drifte.....</u>	<b>48</b>
3.5	<b>Preenchimento Sedimentar da Bacia de Santos .....</b>	<b>49</b>
3.5.1	<u>Formação Camboriú.....</u>	<b>50</b>
3.5.2	<u>Formação Piçarras.....</u>	<b>50</b>
3.5.3	<u>Formação Itapema.....</u>	<b>51</b>
3.5.4	<u>Formação Barra Velha .....</u>	<b>51</b>
3.5.5	<u>Formação Ariri .....</u>	<b>52</b>
<b>4</b>	<b>CONTROL OF BASIN-SCALE ACCOMMODATION ZONES ON SYN-RIFT APTIAN LACUSTRINE CARBONATE RESERVOIRS.</b>	

	<b>IMPLICATIONS FOR RESERVOIR QUALITY ESTIMATES OF BRAZILIAN PRE-SALT</b> .....	53
4.1	<b>Contexto do Artigo</b> .....	53
4.1.1	<u>Authors</u> .....	53
4.1.2	<u>Highlights</u> .....	54
4.2	<b>Abstract</b> .....	54
4.3	<b>Introduction</b> .....	55
4.4	<b>Data and Methods</b> .....	58
4.5	<b>Santos Basin Tectono-sedimentary Evolution</b> .....	63
4.6	<b>Santos Basin Sedimentary Infill</b> .....	65
4.7	<b>Results</b> .....	66
4.7.1	<u>Low permeability lacustrine carbonate reservoir in Santos Basin</u> .....	66
4.7.2	<u>Descriptive Analysis of the Seismically Detectable Deformational Structures at Reservoir Scale</u> .....	70
4.7.3	<u>Basement and Structural Compartments</u> .....	73
4.7.3.1	Basement Seismic Characterization.....	75
4.7.3.2	Energy Gradient in the Characterization of Lineaments.....	77
4.7.4	<u>Rift Major Fault Zones</u> .....	78
4.7.5	<u>The Role of Accommodation Zones in the Structural Compartmentation of the Reservoir</u> .....	80
4.7.5.1	South domain.....	82
4.7.5.2	Central domain.....	83
4.7.5.3	South domain.....	83
4.7.6	<u>Section Restoration, Fault Activity and Depositional Control</u> .....	84
4.7.6.1	Architecture of Late Syn-rift Faults.....	86
4.7.6.2	Tectono-stratigraphy.....	87
4.8	<b>Discussion</b> .....	95
4.8.1	Syn-rift Structural Control.....	95
4.8.1.3	Post-rift Structural Control .....	99
4.9	<b>Conclusions</b> .....	101
5	<b>SECONDARY POROSITY CONTROL ON TIGHT CARBONATES OUTCROPS FROM SALITRE FORMATION (NEPROTEROZOIC)</b> .....	102
5.1	<b>Contexto do Artigo</b> .....	102

5.2	<b>Abstract</b> .....	102
5.3	<b>Introduction</b> .....	103
5.4	<b>Geological context</b> .....	106
5.4.1	<u>Sedimentary Infill</u> .....	108
5.5	<b>Materials and Methods</b> .....	109
5.6	<b>Results</b> .....	111
5.6.1	<u>Data Analysis in 3D Digital Outcrops</u> .....	111
5.6.2	<u>Facies, cycles and mineralogy</u> .....	118
5.6.2.1	Facies .....	118
5.6.2.2	Cycles .....	119
5.6.2.3	Mineralogy .....	120
5.6.3	<u>Data Analysis of Fractures and Karst Features Acquired in the Field</u> .....	122
5.6.4	<u>Exploratory Data Analysis and Predictive Modelling</u> .....	125
5.7	<b>Discussion</b> .....	130
5.7.1	<u>Cyclicity analysis, chemical variation, and secondary porosity control</u> .....	130
5.8	<b>Conclusions</b> .....	135
6	<b>DISCUSSÕES</b> .....	137
6.1	<b>Controle tectono-sedimentar na distribuição de fácies em diferentes estágios de crescimento e interação de falhas</b> .....	137
6.2	<b>Implicações para predição de porosidade secundária em reservatórios laminados lacustres do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos (Formação Barra Velha)</b> .....	140
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	147
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	152

## INTRODUÇÃO

A área de estudo encontra-se no conhecido Alto Externo de Santos (AES), ao norte do campo petrolífero de Tupi, o *trend* da maior e mais prolífera acumulação pioneira de hidrocarbonetos do século 21. Apresenta grande acúmulo de hidrocarbonetos em reservatório de alta qualidade, controlado pelo soerguimento progressivo do *footwall* de uma falha mestra (Gomes et al., 2009, 2012). Fisiografias elevadas semelhantes controlam a maioria dos grandes campos de petróleo no pré-sal.

Nesses casos, carbonatos de águas rasas com alta permeabilidade nos altos estruturais e os altos gradientes topográficos favoráveis entre as cristas soerguidas e áreas adjacentes permitem fatores de recuperação significativos em poços produtores (Artagão, 2018, Lima e De Ros, 2019, Wright e Barnett, 2020, Gomes et al., 2020, Araújo et al., 2022). Na porção central do AES, o sistema regional de falhas de orientação NE que prevalece na Bacia de Santos curva-se para NNW e torna-se difuso em várias falhas normais com pequenos rejeitos. Essas falhas controlam uma série de elevações estruturais segmentadas, com algumas delas retendo quantidades de óleo dentro de fácies carbonáticas de baixa permeabilidade.

Esses reservatórios carbonáticos de baixa permeabilidade constituem importantes reservas de petróleo e gás, bem como posições estratégicas para locações exploratórias no Pólo Pré-Sal da Bacia de Santos (PPBS), margem SE brasileira. As microporosidades acima de ~10% neste tipo de rocha permitem o acúmulo de volumes significativos de hidrocarbonetos. No entanto, a predominância de gargantas de poros menores que 10 microns gera baixas permeabilidades, dificultando o escoamento do fluido intersticial durante a produção. Essa característica petrofísica constitui um cenário desafiador para a viabilidade da produção de petróleo, que exige altos investimentos focados no aumento do fator de recuperação associado a essas jazidas. Nesse contexto, a porosidade secundária pode constituir um cenário alternativo para viabilizar a produção.

A alta reatividade dos constituintes primários das rochas carbonáticas torna complexa a história evolutiva desses depósitos, envolvendo a interação entre processos químicos e físicos (Swart et al., 2015; Gomes et al., 2020). Processos diagenéticos impactam a redistribuição de espaços porosos em rochas carbonáticas e alteram as características capilares primárias. Além disso, a rápida litificação natural (eo/singenética) confere competência mecânica precoce e, conseqüentemente, aumenta a suscetibilidade das rochas carbonáticas ao fraturamento (Donath, 1964; Fruth et al., 1966; Fischer e Jackson, 1999; por

exemplo, Nieuwland et al. al., 2001; Lickorish et al., 2002, Ferrill e Morris, 2008). Os sistemas de fraturas naturais são responsáveis por aumentar a permeabilidade e anisotropia do meio em ordens de grandeza, controlando o comportamento hidrodinâmico de reservatórios de petróleo, apresentando zonas de produção caracterizadas por corredores de alta permeabilidade para o escoamento do fluido (Caine et al., 1996; Fisher e Knipe, 1998, Hesthammer et al., 2002, Cipolla et al., 2010).

Além disso, a alta reatividade dos carbonatos em relação aos fluidos meteóricos, freáticos ou mesmo hidrotermais promove a dissolução e alargamento de poros em discontinuidades, sejam níveis estratigráficos ou falhas e fraturas, levando à formação de vugs e cavernas. Também pode haver redução da permoporosidade devido aos processos de cimentação em várias fases diagenéticas (Dvorkin et al., 1994; Rijken et al., 2002; Shackleton et al., 2005, Philip et al., 2005; Olson et al., 2007, 2009).

A escassez de dados adquiridos na maioria dos reservatórios carbonáticos de baixa permeabilidade torna extremamente difícil entender a distribuição espacial de diferentes escalas de heterogeneidade e, portanto, influencia na obtenção de cenários realistas de fluxo de fluidos. Para suprir a falta de dados na modelagem, uma abordagem comumente utilizada é a identificação e estudo de reservatórios ou afloramentos análogos.

Compreender a ocorrência de heterogeneidades geológicas a partir do estudo de áreas semelhantes e a variação de padrões na escala do reservatório pode trazer importantes critérios quantitativos para a parametrização e distribuição espacial das principais feições geológicas dentro de uma zona de produção. Métodos estatísticos para prever distribuições 2D ou 3D de fraturas em subsuperfícies podem ser calibrados com dados de afloramentos análogos (Pringle et al., 2006; Guerreiro et al., 2011; Bisdom et al., 2014).

## 1 Contexto da Pesquisa

### 1.1 Objetivo da Pesquisa

Essa dissertação se propõe a investigar o controle cicloestratigráfico na ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de granulação fina (laminitos) em reservatório carbonático do Pré-sal da Bacia de Santos controlado por uma zona de transferência que segmenta o AES com base em modelo de predição desenvolvido em afloramento análogo nos depósitos da Formação Salitre, Bacia do Irecê. A história tectonossedimentar dos intervalos estratigráficos carbonáticos do pré-sal é descrita na pesquisa com base na análise da reflexão sísmica. A interpretação do modelo do campo de petróleo (escala de levantamento 3D) é integrada com informações em escala de bacia. Essas informações são fornecidas aqui com a interpretação das linhas de reflexão sísmica de *offset* da ION GXT. A combinação destas duas escalas de observação permitiu abordar os seguintes pontos: (i) a geometria e cinemática das estruturas desenvolvidas na zona de transferência e (ii) evolução tectonossedimentar das fases sin-rifte e pós-rifte que controlaram as principais sequências estratigráficas observadas em poços e extrapoladas ao longo das seções com a interpretação sísmica. Esses dois pontos são validados com o apoio de seções transversais balanceadas usando técnicas clássicas de restauração para a discussão de como as heterogeneidades deposicionais desenvolvidas no contexto da deformação distribuída encontrada nas zonas de transferência afetam a conectividade lateral e vertical das zonas de produção.

Em seguida, mostramos com base em uma metodologia multiescala integrada combinando (i) análise estrutural em dados de modelos digitais 3D, (ii) análise estrutural em dados de fratura adquiridos em afloramentos, (iii) controle cicloestratigráfico e (iv) geoquímico, a ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de baixa permeabilidade nos afloramentos estudados na pesquisa. O entendimento quantitativo do controle da ocorrência de porosidade secundária foi obtido com a construção e aplicação de algoritmos de aprendizado de máquina para prever a intensidade de ocorrência de estruturas rúpteis medidas nas paredes dos afloramentos, como será abordado no item 5.6.4 *Exploratory Data Analysis and Predictive Modelling*. Apesar das diferenças em termos de ambiente deposicional (marinho/continental) e grau de recristalização (diagênese), os depósitos da

formação Salitre podem ajudar a prever feições de porosidade secundária no campo do Pré-Sal, dadas as semelhanças em termos de (i) espessura do ciclo, assinatura de perfis de raios gama e mineralogia.

Nesse sentido os principais objetivos da pesquisa podem ser assim resumidos:

- a) Avaliar a integração multiescala de dados de poços, amostras de rochas, sísmica 2D e 3D multiazimutal de alta resolução para melhorar o entendimento do controle estrutural nos reservatórios do Pré-Sal brasileiro;
- b) Entender o controle de zonas de acomodação na formação de zonas preferenciais para conexão de plataformas carbonáticas inicialmente isoladas;
- c) Descrever uma metodologia para o controle da cicloestratigrafia na ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de grão fino (predominância de fácies laminadas (Lmt));
- d) Desenvolvimento de ferramenta com uso de aprendizado de máquina para previsibilidade de fraturas por tratos de fácies e mineralogia para guiar o estilo e escala de feições de porosidade secundária;
- e) Avaliar a integração multiescala de dados de modelos digitais 3D e adquiridos em campo.

## **1.2 Organização da Dissertação**

A dissertação é composta por seis capítulos encadeados de forma lógica com objetivo de facilitar a concepção e construção do modelo proposto para predição de porosidade secundária em rochas carbonáticas de grão fino (laminitos e mudstones) do reservatório carbonático do Pré-sal brasileiro.

O capítulo 1 trata do objetivo da pesquisa e organização do manuscrito de dissertação.

O capítulo 2 aborda a descrição dos materiais utilizados no projeto de pesquisa (ex.: modelos digitais de afloramentos 3D, dados sísmicos 2D e 3D, poços); e os métodos empregados nas análises dos dados.

O capítulo 3 mostra o contexto tectônico e o arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos. O capítulo é estruturado nos seguintes tópicos: evolução geotectônica, arcabouço estrutural do embasamento, evolução tectono-sedimentar e preenchimento sedimentar.

O capítulo 4 é composto por artigo submetido à revista *Marine and Petroleum Geology* na data de 22 de Agosto de 2022 e que está em fase de revisão pelo corpo de edição da revista citada. É apresentada a evolução temporal e espacial tectono-sedimentar do reservatório carbonático do Pré-sal com base na interpretação de dados sísmicos 3D multi-azimutais de alta resolução e um seção regional na porção central da Bacia de Santos (margem SE brasileira).

O capítulo 5 é composto por segundo artigo que será submetido à revista *Marine and Petroleum Geology*. O capítulo aborda o modelo de controle cicloestratigráfico na ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de grão fino (laminitos) nos depósitos da Formação Salitre na Bacia de Irecê (Idade Neoproterozóica) com base em modelos digitais 3D, fácies, mineralogia e análise estrutural.

O capítulo 6 é destinado à discussão dos resultados descritos nos capítulos 4 e 5. A discussão é pautada na analogia entre os afloramentos estudados da Bacia do Irecê e do reservatório do Pré-sal da Bacia de Santos, bem como implicações para a predição de porosidade secundária. É discutido como o modelo desenvolvido nos afloramentos pode ser usado para guiar o estilo e a escala de feições de porosidade secundária na modelagem geológica.

O capítulo de conclusão encerra a parte textual da dissertação listando as principais considerações sobre os tópicos discutidos e suas implicações para a predição de fácies no *trend* NW do AES e predição de porosidade secundária.



## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho teve início com uma extensa pesquisa bibliográfica de publicações científicas (artigo, teses) com as seguintes palavras-chave: Análise estrutural, Bacia de Santos, Rochas de baixa permeabilidade, Zonas de acomodação, Cicloestratigrafia, Reservatórios fraturados, Karsts, Carbonatos, Bacia do Irecê, Aprendizado de máquina, modelos digitais 3D.

### 2.1 Dados Sísmicos

O trabalho mostra que a extrapolação de informações do campo de petróleo (escala de levantamento 3D) é incompleta e só é compreendida em maior profundidade se combinada com informações em escala de bacia. Para a interpretação 3D do arcabouço tectono-sedimentar em detalhe foi usado dado sísmico multiazimutal 3D de alta resolução e para a interpretação regional foram usadas linhas sísmicas 2D de *offset* longo adquiridas pela empresa ION GXT.

O dado sísmico 3D foi processado com algoritmo de migração Kirchhoff pré-empilhamento em profundidade (PSDM) e envolveu o processamento de três levantamentos sísmicos convencionais *narrow-azimuth* não dedicados, adquiridos com linhas de navegação nas direções N90°, N158° e N122°. O dado N90° foi coletado em um projeto de aquisição sísmica semi-regional em 2001 para cobrir parte da extensão dos reservatórios do pré-sal no AES. As aquisições N158° e N122° foram adquiridas com parâmetros de alta densidade.

O contexto tectono-sedimentar regional foi obtido na interpretação das linhas sísmicas ION GXT 575\_1575 e 600\_1600. Essas linhas fazem parte de um levantamento com 26 linhas sísmicas adquiridas e processadas pelo ION-GXT (Projeto BrasilSpan, ver Kumar et al., 2013). Os dados sísmicos foram obtidos com espalhamento de 10 km, tempo de registro de 18 s, intervalo receptor de 25 m, intervalo de disparo de 50 m e janela de amostragem de 2 ms. Além disso, todas as linhas foram migradas em profundidade pré-empilhamento com o algoritmo de Kirchhoff (PSDM).

## 2.2 Atributos Sísmicos

Atributos sísmicos volumétricos obtidos pela transformação do sinal do dado sísmico 3D foram utilizados para auxiliar na caracterização tridimensional das discontinuidades estruturais e estratigráficas presentes no campo. Os atributos permitem ao intérprete mapear detalhes estruturais e estratigráficos que não são prontamente observáveis diretamente nos dados sísmicos originais. Geralmente são utilizados na caracterização de reservatórios para auxiliar na construção de modelos geofísicos e identificar anomalias de hidrocarbonetos (Chopra & Marfurt, 2007). Utilizamos os atributos de decomposição espectral, similaridade e gradiente direcional da amplitude.

### Decomposição espectral

Interpretações que partem unicamente da análise do sinal sísmico com a banda útil completa do dado não permitem extrair, por exemplo, informações de interferências de sub-bandas do espectro de frequência. As perturbações mecânicas dinâmicas associadas a propagação do campo de onda de pressão em profundidade, geram deformações infinitesimais no domínio elástico. As frentes de ondas que se deslocam em sub-superfície, ondas P (ondas longitudinais) e S (ondas transversais), transportam energia e momento, interagindo com as diversas camadas em sub-superfície. Esta interação é responsável pela continua transformação do sinal sísmico, sendo característico a atenuação mais acentuada das componentes vibratórias de mais alta frequência. O fenômeno da diminuição das componentes vibratórias, em especial de mais alta frequência, com a propagação do campo de onda é denominado de atenuação. É causada pela interação do distúrbio mecânico com as rochas, sendo a porosidade e densidade das rochas e dos fluidos fatores importantes nos modelos de atenuação.

As técnicas de decomposição espectral fazem a separação do dado sísmico de banda espectral limitada em sub-bandas estreitas de frequência. O sinal decomposto pode entrar em sintonia ou desintonia em frequências determinadas. Esses fenômenos estão relacionados com a interferência que observamos no sinal de banda limitada com a distribuição de contrastes de espessura e impedância do meio. A identificação das frequências em que o sinal sísmico de uma determinada área alvo se destaque, realçando ou esmaecendo, em relação as amplitudes do *background* é o ponto chave. A maior resolução obtida e a variação da fase permitem detectar heterogeneidades das camadas, como terminações de elementos estruturais e variação de espessuras.

O dado sísmico 3D foi decomposto em várias bandas de frequências, as quais revelaram diferentes partes da informação original do dado. Foi utilizado para tal a transformada wavelet contínua (CWT). As mono-frequências decompostas são combinadas para misturar as características individuais e avaliar os padrões de interferência. Foi utilizado a combinação com padrão de cores Red-Green-Blue (RGB) para a análise e interpretação espacial dos padrões. Pela análise do atributo foram escolhidas especificamente as componentes de 12 cycles/km (componente vermelha), 17 cycles/km (componente verde) e 21 cycles/km (componente azul).

### Similaridade

As falhas foram interpretadas com o suporte do atributo sísmico geométrico de similaridade. Este auxilia a detectar estruturas geológicas rúpteis, normalmente, utilizando algoritmos que computam a coerência lateral dos refletores sísmicos através da estimativa da razão de energia para cada pixel dos volumes de amplitude sísmica (valor em um gride) (Marfurt, 1998). Valores baixos de similaridade ressaltam as regiões de ocorrência das principais falhas do reservatório. Valores altos estão associados as regiões coerentes e pouco estruturadas.

### Gradiente direcional da amplitude

Outra forma de destacar discontinuidades causadas por heterogeneidades geológicas é através de gradientes ou derivadas locais do sinal sísmico original (Chopra et al., 2005). O atributo de energia coerente é um vetor e possui dois componentes, em geral, que são calculados na direção dos dados sísmicos inline e crossline. O atributo é obtido pelo cálculo da primeira derivada direcional sobre um atributo de energia (Amplitude RMS, Energia Coerente, Envoltória de Energia e outros) em uma janela representativa do intervalo investigado (Gao et al., 2003). O atributo gradiente de energia destaca o contraste de energia lateral associado a mudanças nas propriedades elásticas do meio, mostrando a textura sísmica dos compartimentos estruturais internos ao reservatório.

## 2.3 Poços

No escopo do projeto, dados de 11 poços foram utilizados para calibrar os dados sísmicos interpretados e ajustar os horizontes aos marcadores geológicos (poços descaracterizados e renomeados de 1 a 11). Os poços estão distribuídos espacialmente por toda a área de detalhamento e geralmente estão posicionados nos principais altos estruturais do embasamento. Dados de perfis a cabo adquiridos (Gamma-ray, Sônico P, Resistividade, Densidade, Neutrão), amostras laterais e testemunhos foram usados para a caracterização 1D em escala de poço. Adicionalmente, testemunhos e amostras laterais foram utilizadas para interpretação das regiões de ocorrência de falhas e dissoluções, bem como para a construção do modelo de eletrofácies.

## 2.4 Interpretação Sísmica

A frequência dominante do dado sísmico 3D é de 30 Hz. A resolução vertical média é de aproximadamente 45 metros. A resolução vertical é a capacidade de distinguir verticalmente entre o topo e a base de feições geológicas. O critério adotado no trabalho foi o de Widess (1973), que define o limite de resolução vertical como um quarto do comprimento de onda.

Com base na capacidade do dado sísmico de resolver as camadas e na amarração sísmica-poço foram interpretadas cinco discordâncias regionais, representando a principal megasequência sin-rifte da bacia de Santos: Rift Onset Unconformity (ROU; c. 130 Ma); Early Barremian Syn-rift Unconformity (EBSRU; c. 126 Ma), Late Barremian Syn-rift Unconformity (LBSRU; c. 121 Ma), Mid Aptian Syn-rift Unconformity (MASRU; c. 117 Ma) and Late Aptian–Early Albian Syn-rift Unconformity (LASRU; c. 113 Ma). A interpretação dos horizontes foi feita com malha regular (250 x 250 metros) na inline, direção E-W, e na crossline, direção N-S. Os horizontes interpretados foram interpolados para gerar superfícies contínuas na resolução do grid sísmico (12.5 x 12.5) considerando a similaridade do sinal sísmico (Marfurt, 1998).

A metodologia de interpretação para as falhas foi similar à adotada para os horizontes sísmicos. Adicionalmente, foram usados *depth-slices* obidos com o atributo

sísmico de similaridade para auxiliar na interpretação das falhas. A análise das características geométricas (contorno de polo, mergulho, direção do mergulho) dos planos de falhas e eixos das dobras foram feitas usando estereogramas e diagramas de rosa em algoritmos python. As famílias de falhas foram definidas tendo como critério o tempo de formação das estruturas. Na etapa seguinte, foi construído um modelo estrutural 3D no software Skua. Mapas tectono-sedimentares tratados e modelados foram gerados juntamente com as famílias de falhas interpretadas, onde foi feito o controle de qualidade considerando a consistência dos contatos entre falhas e rejeitos.

## **2.5 Balanceamento de Seções Sísmicas**

Técnicas de balanceamento de seção uniforme e restauração sequencial foram aplicadas a ambientes extensionais (Schultz-Ela, 1991, Rowan, 1993), com ajuste isostático flexural e descompactação vertical (Fetter, 2009). O ajuste isostático foi local, com malha fina e discreta. A restauração compreende as seguintes etapas: (1) remoção e descompactação do sedimento com compensação isostática flexural, (2) restauração do movimento da falha ajustando a geometria original a um alvo de referência; (3) ajustes paleobatimétricos finais (de Melo Garcia et al., 2012). Esta abordagem não considera a eustasia e o resfriamento da litosfera. A parametrização para a descompactação de calcários, folhelhos e rochas ígneas na Bacia de Santos foi definida ajustando a lei de potência a um perfil de porosidade sônica típico. Os ciclos de restauração seguiram grandes sequências baseadas nos grupos estratigráficos propostos por Moreira et al. (2007). Para todas as seções, a restauração da falha foi calculada por um algoritmo de movimento ao longo do traço de falha, como cisalhamento simples ou inclinado e movimento na falha, considerando uma área de seção transversal conservadora das camadas sedimentares. A restauração foi realizada utilizando o RECON-MS (software desenvolvido internamente pela Petrobras).

## 2.6 Interpretação em modelos digitais de terreno 3D

A caracterização do arcabouço estrutural dos afloramentos análogos no sul do canyon do Rio Jacaré, localizados na Bacia do Irecê, foi realizado em modelos digitais 3D no *software MOVE* e com o apoio de imagens de satélite obtidas no *software Google Earth*. Foram utilizados dados de cinco modelos digitais 3D do terreno dos afloramentos, adquiridos com um drone. A exposição vertical ao longo do cânion tem espessura média de cerca de 100 metros com continuidade lateral na área investigada de 10 quilômetros. O tamanho do afloramento carbonático fraturado corresponde a algumas dezenas de células típicas de um grid de simulação de fluxo do reservatório. Em geral, cada célula da grade de simulação do reservatório está entre 100 e 200 metros, que é a distância média entre os afloramentos interpretados na área de estudo deste trabalho.

O mapeamento de estratificações e fraturas nos modelos digitais e a quantificação de sua ocorrência permitiram compreender a distribuição 3D das propriedades geométricas das diferentes famílias de estruturas interpretadas. As características geométricas (contorno dos pólos, mergulho, direção do mergulho) das fraturas e planos de estratificação foram analisadas através de estereogramas e diagramas de roseta com a plataforma de código aberto Python.

## 2.7 Dados de campo

Perfis de campo foram adquiridos nas paredes expostas dos afloramentos: (i) perfis litológicos em escala 1:40, (ii) perfis de raios gama espectrais e (iii) perfis geoquímicos de elementos principais. Adicionalmente, foram realizadas *scanlines* horizontais para as diferentes camadas e paralelas ao mergulho de estratificação dos afloramentos. Foi considerado um espaçamento de 20 cm, compatível com a aquisição dos perfis descritos. As *scanlines* permitiram obter dados sobre densidade de fratura (P11), atitude da estrutura (*Dip e Dip Direction*) e intensidade de dissolução associada a fraturas e estratificação. A descrição das camadas a cada 20 cm e a integração com os perfis adquiridos permitiram definir o perfil

tipo de fácies e os ciclos de média e alta frequência definidos por mudanças de fácies ou mesmo dentro dos microbialitos por texturas e variações estruturais (Bunevich et al., 2017).

## **2.8 Modelagem preditiva**

Na terceira etapa do trabalho, algoritmos de aprendizado de máquina foram desenvolvidos e aplicados para a predição de (i) zonas com ocorrência de sistemas de fraturas naturais, com e sem dissolução, e (ii) definição da intensidade de ocorrência de fraturas (P11). O projeto de inferência foi construído com uma etapa inicial de pré-processamento e análise exploratória para codificação de diferentes tipos de variáveis numéricas e categóricas. O pré-processamento inclui etapas como eliminar valores nulos e reduzir a dimensionalidade. A análise exploratória compreende etapas como visualização dos dados e análise da multicolinearidade das variáveis explicativas. Os dados tratados foram separados em subgrupos de teste e treinamento. Os modelos estatísticos gerados com os dados de treinamento foram baseados em métodos de regressão supervisionada para prever a intensidade das fraturas P11. Ao final deste estudo, os modelos estatísticos de ambas as etapas foram aplicados ao conjunto de dados de teste. O potencial de predição dos modelos é validado pela leitura das métricas de desempenho, Erro Médio Absoluto (MAE) e Erro Médio Quadrado (RMSE). Os modelos validados foram cautelosamente extrapolados para regiões sem adquirir os parâmetros de fratura descritos em campo.

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1 Introdução

O Sistema Rifte do Atlântico Sul é composto por várias bacias extensionais, nas quais a bacia de Santos está inserida (Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2012). Essas bacias, juntamente com aquelas que compõem o Sistema de Riftes NE-Brasil e riftes intracontinentais da África Centro-Oeste (Guiraud & Maurin, 1992), compartilham a mesma história de estiramento continental que culminou na ruptura do Supercontinente Gondwana no início do Cretáceo (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Gladczenko et al., 1997; Araujo et al., 2022). O processo teve início com o magmatismo Karoo (178-182 Ma) no Segmento Atlântico Sul, seguido pelo impacto do Hot Spot Tristão da Cunha sob as bacias Pelotas-Walvis entre 145 e 139 Ma e se espalhou para o norte (Guedes et al., 2005; Almeida et al., 2013). Na porção central do segmento do Atlântico Sul, a região que compreende a margem de Santos estava sob efeito de soerguimento regional, erosão e deformação distribuída (Morgan et al., 2020; Araujo et al., 2022). A elevação contínua levou a intensas fraturas e derretimento por descompressão que desencadeou grandes quantidades de fluxos de lava e diques materializados na Província Magmática Paraná-Etendeka (Turner et al., 1994; Mizusaki et al., 1992; Peate & Hawkesworth, 1996; Marsh et al., 2001; Stewart et al., 2002; Trumbull et al., 2007; McMaster et al., 2019).

A Bacia de Santos está localizada na costa sudeste do Brasil (Figura 1). Limita-se a norte com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e, a sul, com a Bacia de Pelotas pelo Alto de Florionópolis. Esforços exploratórios comprovaram em 2006, com a perfuração de poço pioneiro no alto estrutural de tupi, a existência de grande volume de hidrocarboneto em rochas reservatório carbonáticas microbiais de idade Aptiana na seção pré-sal no Alto Externo de Santos (AES) (Gamundi et al., 2010). O AES é uma feição estrutural regional com direção preferencial NE formada por conjuntos de blocos estruturais rotacionados limitados por conjuntos de falhas normais. Este constitui uma área economicamente estratégica por ser uma província petrolífera gigante composta por reservatórios carbonáticos conhecidos como Polo Pré-sal da Bacia de Santos (PPBS) (por exemplo, Carminatti et al., 2008; Mohriak et al., 2012; Carlotto et al., 2017; Souza, 2008; Tosca et al., 2015).



As condições geológicas e ambientais no AES condicionaram durante o início do Cretáceo à deposição de sequências de carbonatos lacustres espessas antes da abertura definitiva do Oceano Atlântico Sul, em condições marinhas parcialmente restritas (Wright and Barnett, 2015; Muniz and Bosence, 2015; Wright and Barnett, 2017; Herlinger et al., 2017, Liechoscki de Paula Faria et al., 2017; Arienti et al., 2018; Artagão, 2018; Sartorato, 2018; Farias et al., 2019; Tanaka et al., 2018; Lima and De Ros, 2019; Wright and Barnett, 2019, Gomes et al., 2020). A maioria dos trabalhos detalha os aspectos texturais, sedimentológicos, estratigráficos ou mineralógicos das rochas carbonáticas depositadas com ênfase para a sucessão superior (Formação Barra Velha). Após uma década e meia do descobrimento, projetos implantados de desenvolvimento da produção e produção no Pré-sal brasileiro evidenciam que a maioria das reservas possui significativa complexidade estrutural e estratigráfica, com relevante parcela dominada por fraturas e sistemas cársticos.

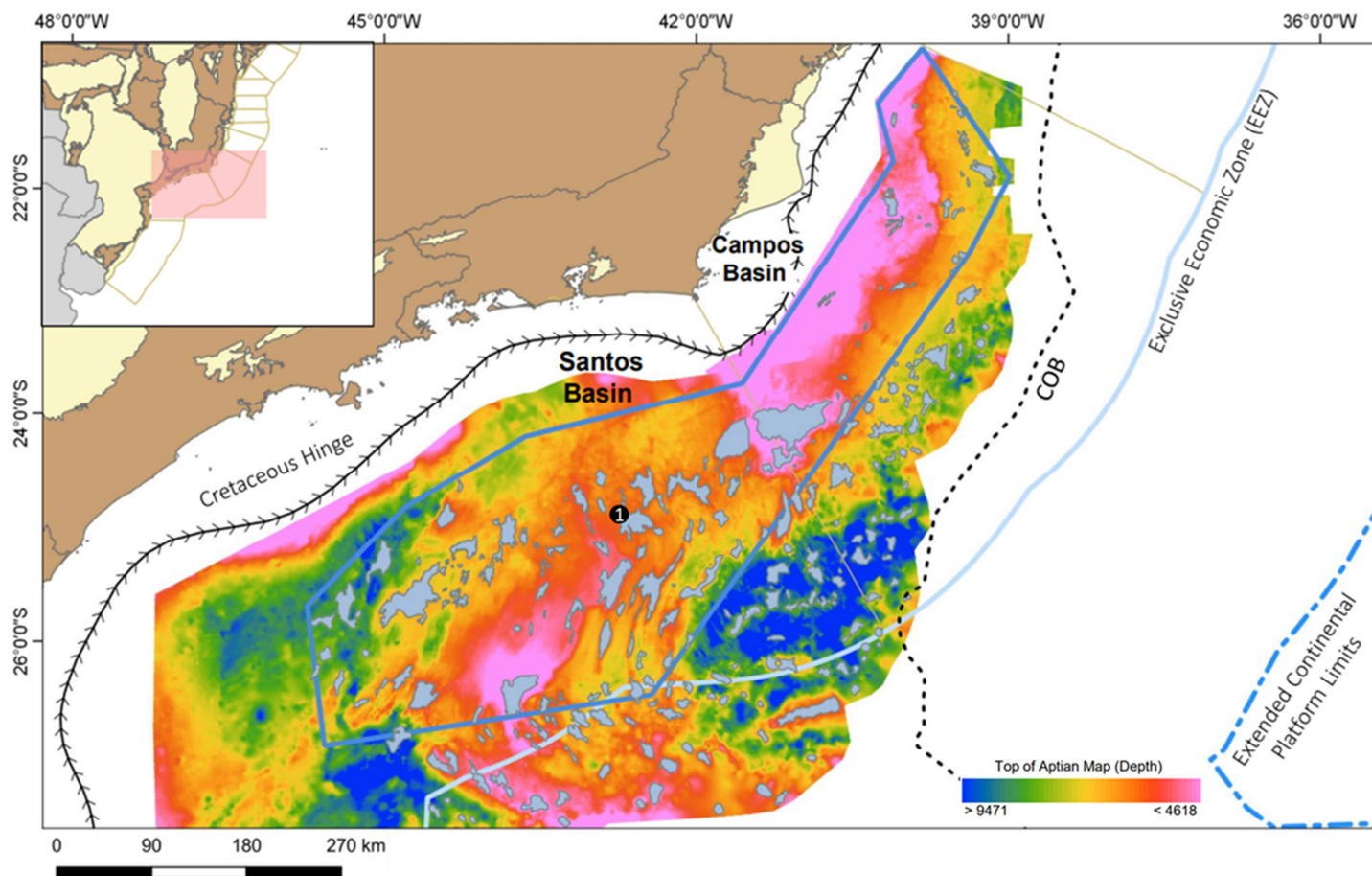
### **3.2 Evolução Geotectônica**

A formação da Bacia de Santos está ligada aos processos tectônicos que causaram a ruptura e a separação do supercontinente Gondwana Ocidental durante o Cretáceo, culminando com a abertura do Oceano Atlântico Sul (Pereira & Macedo, 1990). Alguns autores, como (Bueno, 2004), consideraram que a abertura do sistema rifte da costa sudeste Brasileira ocorreu com direção de distensão oblíqua à margem, caracterizando um rifte do tipo oblíquo. A deformação distensional foi acomodada por dois eixos preferencias. O primeiro eixo com direção NNE entre a Argentina e a Bacia de Sergipe – Alagoas. O segundo eixo com direção WNW, relacionado à margem equatorial brasileira. O desenvolvimento da Bacia de Santos é associado ao eixo de abertura principal NNE, também conhecido como Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (SRLB) (Chang et al., 1992).

Modelos geodinâmicos foram propostos para o início do processo de rifteamento e movimentação das placas tectônicas no contexto da abertura do Oceano Atlântico Sul (Rabinowitz e Labrecque, 1979; Torsvik et al., 2009; Moulin et al., 2010). Apesar de particularidades e divergências entre os modelos, acredita-se que o processo de rifteamento continental diacrônico, com início no Sul durante o Jurássico e, propagando através de pulsos em direção ao segmento Equatorial à norte no Cretáceo inferior (Chang et al., 1992; Mohriak, 2001; Moulin et al., 2010). Nestes modelos, as plumas mantélicas (hot-spots) Santa Helena e

Tristão da Cunha foram os pontos iniciais do rifteamento. A propagação de megafraturas nos sentidos sul e norte teria ocorrido após a instalação dos sistemas de riftes em ambos os lados.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.



Legenda – Mapa de topo do Aptiano das Bacias de Campos e Santos. A localização da área de estudo no Alto Externo de Santos é destacada pelo círculo preto com número 1.

Fonte: Ávila, R., 2020.

Bueno, 2004 e Gibson et al., 2006, mostram que o estágio pré-rifte é caracterizado pelo extravasamento de grandes quantidades de basaltos com composição toleítica. O extravasamento produziu o magmatismo da Província Paraná - Etendeka (PPE) entre 145 e 128 Ma, com picos variando entre as idades de 134 e 132 Ma (Gibson et al., 2006). Os depósitos se estendem da Bacia do Paraná, associados a Fm. Serra Geral, e até a Namíbia, a Fm. Etendeka. O intenso processo magmático é relacionado à ascensão astenosférica no sul da Pluma mantélica Tristão da Cunha e marca o início do rifteamento (Mohriak et al., 2002; Gibson et al., 2006). É interpretado que a parte sul do segmento Norte da Bacia de Santos e da Bacia de Cuanza tem gênese associada a rifteamento ativo.

O processo de ruptura teve início na porção sul do Segmento Austral, com o início do fraturamento estimado entre 133 e 132 Ma. A região onde está localizado a Bacia de Santos teve papel importante na evolução do rifte. A região atuou como um inibidor cinemático, impedindo a propagação efetiva da ruptura do continente de sul para norte, onde é descrito um centro de dispersão oceânico abortado (Abimael Propagator Ridge) (Mohriak et al., 2010). O propagador separa a Plataforma de Florianópolis da dorsal de São Paulo, que se caracteriza como uma feição fisiográfica associada à Zona de Fratura de Florianópolis (Mohriak et al., 2001; Kukla et al., 2018). O avanço do propagador em direção à bacia de Pelotas no Barremiano (130 - 125 Ma) evidencia a tentativa de ruptura litosférica em direção ao norte da região. A ruptura efetiva na bacia de Santos ocorre entre o final do Aptiano/Início do Albiano (a 110 Ma) (Caixeta et al., 2014; Ye et al., 2017).

A evolução da ruptura, com geração de crosta proto-oceânica em contexto de crosta hiperestirada, é responsável pelo soerguimento associado a processos isostáticos na região ao norte. A área com crosta continental hiperestirada se estende por cerca de 700 km na região do Platô de São Paulo. A estrutura soerguida na região norte é conhecida como "Alto Externo de Santos". É uma feição estrutural regional com direção NE formada por conjuntos de blocos estruturais rotacionados limitados por falhas normais. Análises tectono-sedimentares de detalhe evidenciam o controle e hierarquização dos blocos na sedimentação em todas as fases tectônicas da bacia. O AES é formado por dois altos estruturais de embasamento, o Alto do Pão de Açúcar e o Alto de Tupi (Gomes et al., 2012). As feições são separadas por uma zona de transferência bacinal NW-SE, que se caracteriza pela mudança na direção de mergulho das falhas de NW para SE. A maior obliquidade na geometria das estruturas e deslocamentos de falhas são evidenciadas por análises descritivas em dados sísmicos 3D. Vários artigos publicados sobre a evolução estrutural do AES descrevem zonas de acomodação com direção

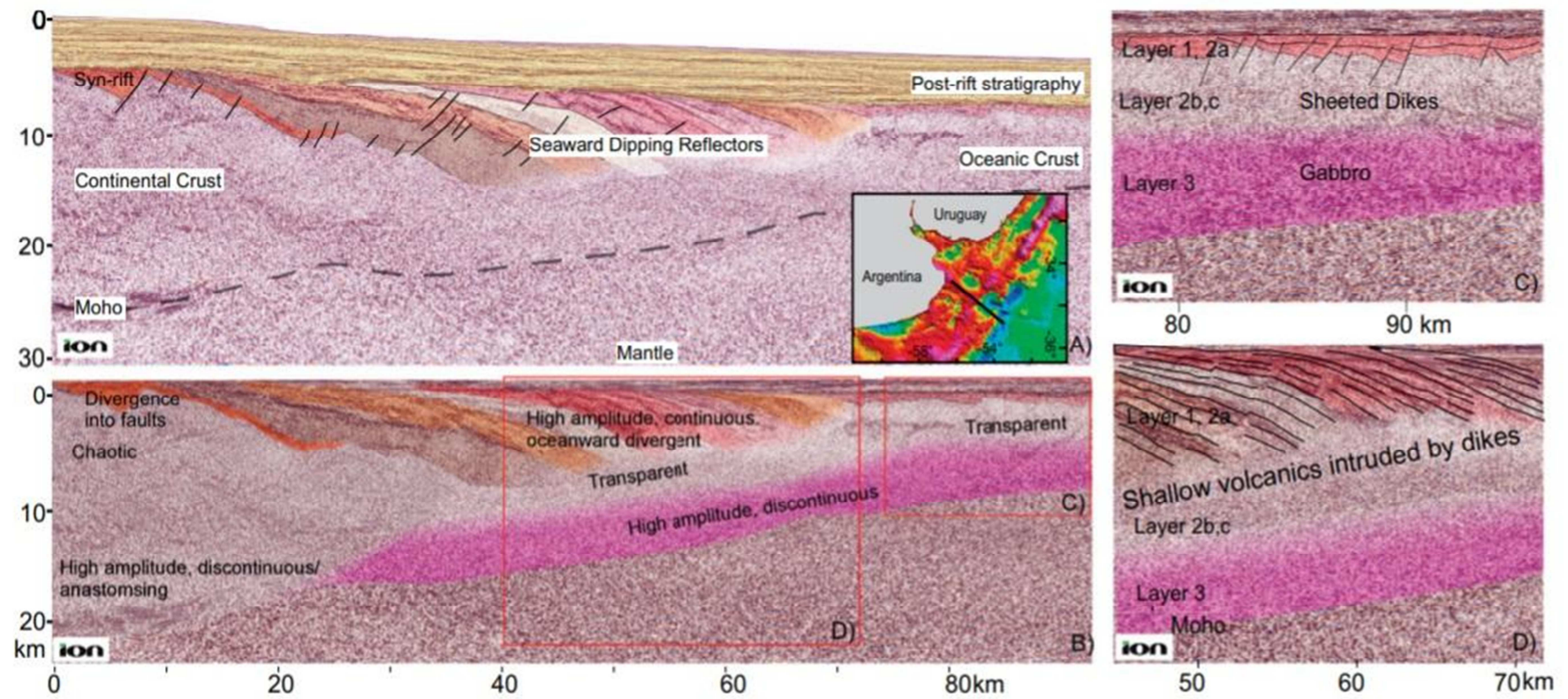
preferencial NW-SE, oblíqua à tendência principal das estruturas da bacia (Karner, 2000; Meisling et al., 2001; Gomes et al., 2012)

Foram gerados dois segmentos geodinâmicos distintos, sendo separados por altos vulcânicos associados à Zona de Fratura de Florianópolis ou Rio Grande. Na parte sul o denominado Segmento Austral é caracterizado por atividade vulcânica durante o rifteamento (Stica et al., 2014). A região é marcada por grossas cunhas de refletores voltados para o mar (figura 2), localizados perto do centro de disseminação da dorsal oceânica que já havia se formado na época em que os evaporitos Aptianos foram depositados. Os depósitos vulcânicos são associados ao rompimento final do continente Gondwana ocidental até o início da divergência das placas. O diacronismo entre gerações de seaward dipping reflectors - SDR, de enxames de diques e de lineações magnéticas observadas nas margens sul-americana e africana, suporta a interpretação de um rifte propagante (Bueno, 2004).

Na região norte foi formado o segmento geodinâmico denominado de segmento Central do Atlântico Sul. Este foi controlado pelo cráton do São Francisco-Congo. A abertura ocorreu em direção ao norte a partir da Zona de Fratura do Rio Grande para a Zona de Fratura de Ascensão (Blaich et al., 2011; Eagles, 2007; Perez-Díaz & Eagles, 2014). Parte da deformação foi controlada por cinturões de dobras neoproterozoicos que desenvolveram grandes bacias (Mohriak, 2008). Este segmento geodinâmico é caracterizado por depósitos evaporíticos e moderada atividade magmática (Evain et al., 2015).

O aumento da taxa de estiramento crustal gerou a Charneira Atlântica e uma discordância intra-rifte nas bacias africanas. No lado americano, ocorreu a rotação da Microplaca Sergipe, que substituiu o Rifte Recôncavo - Tucano pela zona transformante Sergipe no trajeto da separação continental, e a formação da discordância de propagação pré-Aratu. A ligação entre o segmento Atlântico Sul e o segmento Atlântico Norte foi estabelecido na idade Albiano - Turoniano (106 Ma). É associada a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Koutsoukos & Dias-Brito 1987; Koutsoukos et al. 1991). A conexão franca entre o Ocenano Atlântico Sul e o Oceano Atlântico Central (Thetys) encerra o processo de separação do Gondwana Ocidental.

Figura 2 - Refletores mergulhando em direção ao mar (SDRs) na margem passiva da Argentina



Legenda: Perfil na margem passiva da Argentina. Perfil de reflexão sísmica migrado em profundidade pré-empilhamento com refletores mergulhando em direção ao mar (SDRs) e Moho interpretados.

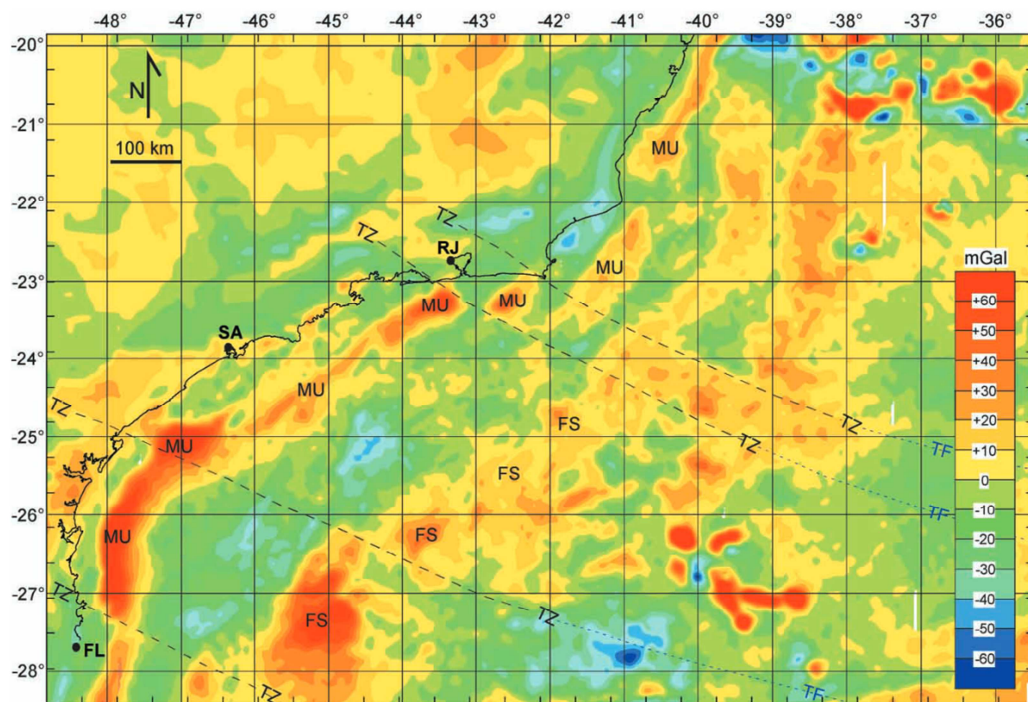
Fonte: Paton, D. A. et. al., 2017.



### 3.3 Arcabouço Estrutural do Embasamento da bacia de Santos

Trabalhos exploratórios publicados sobre a Bacia de Santos descrevem feições regionais obliquas ao *trend* estrutural principal da bacia em dados de medidas indiretas, como mapas de anomalia magnética (Figura 3) (Cobbold et al. 2001; Meisling et al. 2001). Essas feições são observadas também em áreas emersas localizadas em regiões contíguas à bacia. O estudo dessas estruturas do embasamento cristalino aflorante na região da margem continental brasileira auxilia no entendimento das feições contigualmente submersas na bacia de Santos.

Figura 3 - Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos.



Legenda: Mapa de anomalias gravimétricas, bacias de Campos e Santos. Nota-se a presença de estruturas com direção preferencial NW segmentando as principais anomalias gravimétricas.

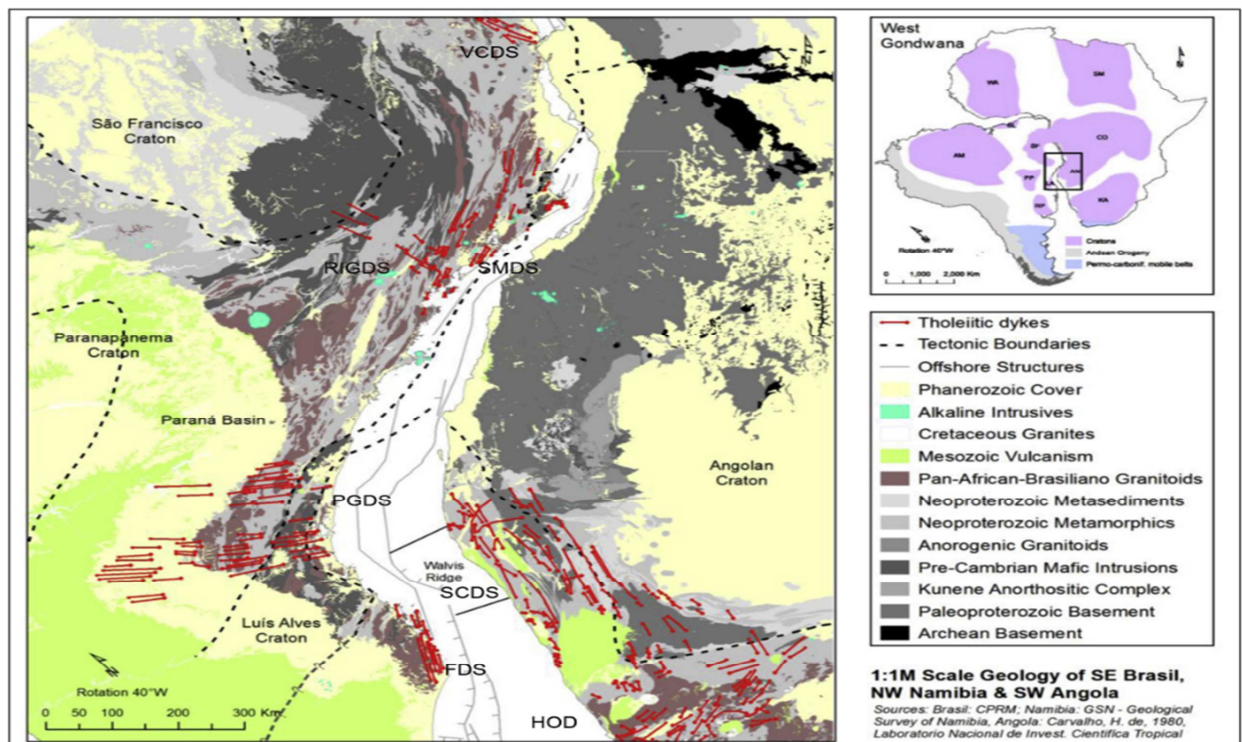
Fonte: Meisling et al. 2001.

Diferentes abordagens tratam da influência do arcabouço estrutural herdado do embasamento na evolução estrutural do sistema rifte da margem sudeste brasileira e suas implicações cinemáticas para a evolução tectonossedimentar. Almeida et al. (2013) mostram que a estrutura do embasamento do cinturão orogênico da Ribeira controlou a geometria da margem sudeste brasileira, variando de NNE na região sul a ENE na região sudeste. É formado por estruturas dúcteis com tendências N60E associadas à foliação tectônica principal,

limites de terrenos e principais zonas de cisalhamento. As estruturas NNE, como o Gráben de Merluza e as falhas sin-rifte NNE (Mohriak et al., 2010; Pequeno, 2009; Quirk et al., 2013; Giro et al., 2021), foram interpretadas nas áreas *on-shore* e *offshore* na região da bacia de Santos (Dehler et al., 2016; Mohriak et al., 2010; Pequeno, 2009; Quirk et al., 2013; Zalan & Oliveira, 2005).

As estruturas herdadas do pré-cambriano NNE operaram como zonas de fraqueza que foram reativadas durante dois episódios de deformação frágil. O primeiro episódio está relacionado ao processo de desagregação continental, onde estruturas pré-cambrianas teriam desenvolvido zonas de fraqueza e influenciado intrusões de diques no Cretáceo Inferior (Figure 4) (Moulin et al., 2010; Will & Frimmel, 2018; McMaster et al., 2019, Giro et al., 2021). Diques máficos com direções de intrusão NNW, N-S e NNE são descritos no enxame de diques de Resende-Ilha Grande no Jurássico Superior e são interpretados como a projeção *onshore* da Serra do Abimael (Guedes et al., 2016).

Figura 4 - Gondwana Ocidental



Legenda: Reconstrução tectônica de parte do Gondwana Ocidental em ca. 139Ma antes da abertura do Oceano Atlântico Sul e mostrando o período Jurássico-Cretáceo enxames de diques toleíticos: Vitória-Colatina (VCDS), Resende-Ilha Grande (RIGDS), Serra do Mar (SMDS), Ponta Grossa-Guapiara (PGDS) Florianópolis (FDS), Esqueleto Costa (SCDS), Henties Bay-Outjo (HOD).

Fonte: McMaster et al., (2019).



### 3.3.1 Embasamento da Bacia de Santos

As assembleias de rochas constituintes do Orógeno Faixa Ribeira formam o substrato das bacias da margem leste na região sudeste e sul do Brasil, onde está inserida a Bacia de Santos. É caracterizada como um sistema orogênico neoproterozoico paralelo à margem leste do Brasil, formando uma faixa de direção principal NE-SW (Almeida et al. 1977, 1981). Orógenos são definidos como produtos naturais da interação entre placas litosféricas. No geral, os edifícios orogenéticos apresentam histórias complexas no tempo e espaço. Diversos ciclos de aglutinação e dispersão de continentes são descritos na história geológica. A gênese da Faixa Ribeira é associada a colisão de terrenos tectono-estratigráficos localizados entre a extremidade SSW da placa do Congo-São Francisco e da porção meridional da borda oeste do Cráton de Angola (Heilbron et al., 2008).

A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios colisionais diácronos durante a orogenia Neoproterozóica Brasiliana-Pan Africana culminando com a origem do Paleocontinente Gondwana Ocidental (Figura 4). Processos de subducção geraram suítes de arcos magmáticos que foram sucedidos por colisões arco-continente e continente-continente. Nas etapas iniciais do processo colisional ocorreu o fechamento dos oceanos Goianides (~620 Ma) e Adamastor (~560 Ma). O oceano Goianides separava o bloco Paranapanema e o Cráton do São Francisco. Seu fechamento está associado a processos tectônicos convergentes da Nappe de Socorro sobre a porção meridional do paleocontinente São Francisco (ca. 640-610 Ma). O oceano de Adamastor separava o Cráton do Río de la Plata do Cráton do Congo. A inversão teve início com o desenvolvimento de uma bacia de retro-arco ao longo da margem ocidental do Cráton Kalahari. O Cráton São Francisco e o Cráton Río de la Plata se amalgamaram (ca. 630–620 Ma), fechando o Oceano Adamastor no lado sul-americano. Processos colisionais no segmento Sul da Faixa de Brasília foram marcados por influência termal (ca. 605 - 580 Ma).

A seguir ocorreu a acreção do terreno oriental contra o paleocontinente São Francisco (ca. 580 - 550 Ma). O último evento colisional (ca. 530 - 510 Ma) é marcado pela acreção do terreno de Cabo Frio (Schmitt et al., 2004). Zonas de cisalhamento destrais de direção NE-SW se desenvolveram associadas a este último evento colisional. Finalmente, do Cambriano ao Ordoviciano (510-480 Ma), deu-se o colapso tectônico dos orógenos da Província da Mantiqueira.

Segundo Moreira et al. (2007) o embasamento da Bacia de Santos é marcado pela presença de granitos e gnaisses do Complexo Costeiro além de diversas rochas metassedimentares da faixa Ribeira. É formada por séries de dobramentos com granitogênese e metamorfismo brasileiros que afetam sedimentos meso a Neoproterozoicos e o embasamento paleoproterozoico (Almeida et al. 1973). É limitada a norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves.

O arcabouço tectono da Faixa Ribeira engloba os orógenos de Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Heilbron et al., 2008). Os primeiros trabalhos na Faixa Ribeira definiram a sua zona de ocorrência como sendo limitada às áreas de rochas aflorantes do Ciclo Brasileiro expostas nos estados da região Sudeste do Brasil (Delhal et al., 1969). Os granitos e gnaisses da Faixa Ribeira formaram-se durante o Ciclo Brasileiro. Trabalhos seguintes estenderam a área de ocorrência do Orógeno entre o sul do Estado da Bahia ao Uruguai (Heilbron et al., 2008). Heilbron et al. 2008 detalharam divisões tectono-estratigráficas para a descrição da história acrescionária dos orógenos citados: (1) Rochas do embasamento mais antigas que 1.7 Ga; (2) Sucessões intracrâtonicas Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas; (3) Sucessões de margem passiva Neoproterozóicas; (4) Arcos magmáticos associados a configurações de margem continental intraoceânica e ativa (790 Ma a 585 Ma); (5) Granitóides sin-colisionais relacionados a diferentes episódios colisionais; (6) Sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal relacionado.

### 3.3.2 Estruturas do embasamento da Bacia de Santos

Feições geológicas em escala regional são detalhadas na província geológica da Bacia de Santos e regiões contíguas continentais (Paula e Mohriak, 2005; Mohriak & Paula, 2005; De Mio, 2005; Zalán et al., 2011, Lima e Mohriak, 2013, Rigoti, 2015; Dehler et al., 2016). A identificação e caracterização é feita através do mapeamento regional integrando dados de diferentes medidas físicas e escalas, como por exemplo a sísmica de refração, mapas de gravimetria e magnetometria e sensoriamento remoto. Lineamentos anastomosados e segmentos extensos da Faixa Ribeira de direção preferencial NE-SW foram identificados em

imagens de satélites entre o Estado do Paraná e o norte do Estado do Rio de Janeiro (Souza e Ebert, 2005). Estes lineamentos descritos constituem as principais estruturas do arcabouço das bacias da margem leste do Brasil (Macedo, 1987, Chang et al., 1992, Mohriak, 2004). Alguns autores interpretam os lineamentos como extensas zonas de cisalhamento coincidentes com estruturas dúcteis, foliações metamórficas e mudanças de reologia por contatos litológicos (Macedo, 1987, Chang et al., 1992, Mohriak, 2004). A charneira cretácea de Santos é uma feição do embasamento paralela a linha de costa e com direção preferencial NE-SW (Pereira e Macedo, 1990).

A estrutura foi formada na fase rifte da bacia de Santos e marca o limite de ocorrência da sedimentação em direção a regiões distais da costa. Na região emersa, o sistema de riftes cenozóicos da margem sudeste brasileira é uma evidência do controle do trend estrutural de direção NE-SW, associado à discontinuidades do embasamento ao longo da costa. Baciais intracontinentais, como por exemplo o gráben da Guanabara, estão alinhadas com os lineamentos NE-SW (Souza, 2008).

As estruturas principais com direção preferencial NE-SW parecem ser afetadas por zonas de transferências destrais de direção NW-SE (Karner, 2000, Meisling et al., 2001). Lineamentos perpendiculares de menor expressão foram identificados no embasamento aflorante na região continental (Souza, 2008). Mapas da drenagem do rio Paraíba do Sul ao longo do sistema de riftes cenozóicos da margem sudeste mostram que o fluxo é em parte controlado por essas estruturas (Riccomini et al., 1989). Processos erosivos associados entre o limite sudoeste da serra da Mantiqueira entre os estados de Minas Gerais e São Paulo constituem outra evidência do controle do trend NW-SE. Alguns autores interpretam os lineamentos NW-SE como fraturas e juntas retilíneas ou como falhas que deslocam as estruturas de direção NE-SW. Os lineamentos NW-SE se projetam para a região *offshore* na Bacia de Santos sugerindo uma continuação de fraquezas da crosta continental reativadas durante a formação de zonas de fraturas oceânicas (Asmus e Ferrari, 1978; Milani, 1989; Mohriak et al. 1995b). Estas estruturas exerceram importante influência na evolução tectono-sedimentar da bacia, sendo responsáveis pela transferência de deformação e deslocamento do *trend* principal que possui direção NE-SW.

Diversos lineamentos com direção NW-SE foram mapeados na bacia de Santos e seus limites circunvizinhos. O Lineamento do Rio de Janeiro de direção preferencial E-W é interpretado como continuação do limite pré-Aptiano da borda do rifte da Bacia de Santos (Cainelli e Mohriak, 1998).

### 3.4 Evolução Tectono-Sedimentar

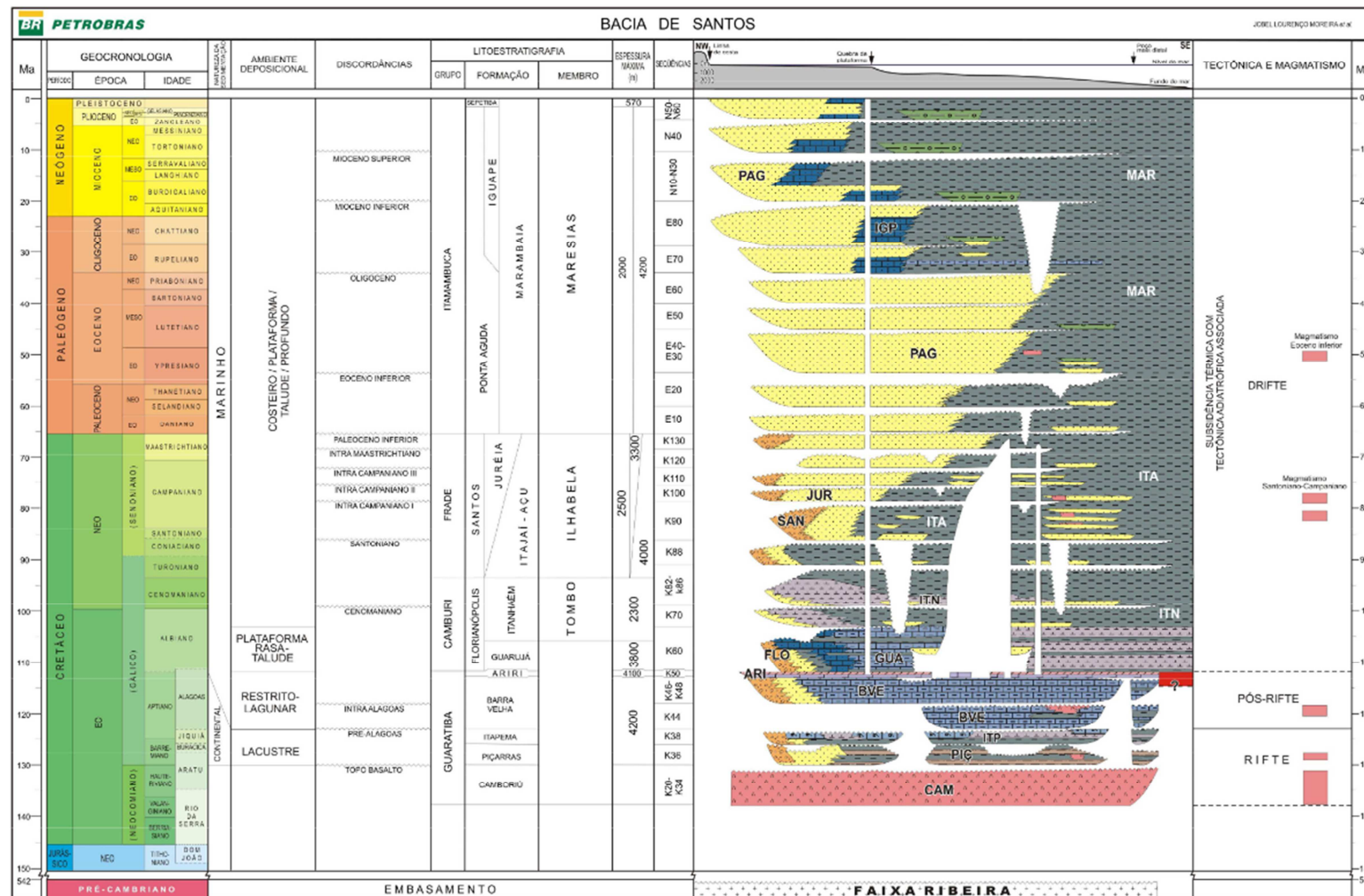
A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos tem sido caracterizada em 4 fases tectônicas (Moreira et al., 2007): pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte (Figura 5). Os registros sedimentares e a caracterização das sucessões de seqüências sedimentares associadas são descritos em diversos trabalhos técnicos (e.g. Asmus e Ponte 1973, Ponte & Asmus 1978, Asmus & Porto 1980, Chang et al., 1992). As seqüências sedimentares evoluíram de depósitos continentais para depósitos marinhos, com seqüências evaporíticas do Aptiano associadas a um momento de transição.

A fim de contribuir para o entendimento e o refinamento da evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos, foram propostos modelos de reconstituição geodinâmica descrevendo a cinemática do processo de rifteamento e movimentação das placas tectônicas no contexto da abertura do Oceano Atlântico Sul (Rabinowitz e Labrecque, 1979; Torsvik et al., 2009; Moulin et al., 2010). As geométricas iniciais associadas as fases tectônicas são um dos maiores pontos de incerteza e, conseqüentemente, motivo de discussão entre diversos geólogos, com implicações para o diacronismo do rifteamento ao longo da margem continental. Pequenas inconformidades nos limites deformacionais entre as placas podem implicar em conseqüências relevantes nas fronteiras distantes das placas (Moulin et al., 2010). Torsvik et al. (2009) propuseram um esquema para explicar a abertura do oceano Atlântico Sul, sendo capaz de recompor as diferentes margens da bacia do segmento central ao final do Aptiano (Figura 6).

O rifteamento das províncias continentais do Gondwana Ocidental é caracterizado como um processo polifásico, com múltiplas fases de rifteamento e oceanização. No contexto da ruptura, o denominado segmento Central do Atlântico Sul é considerado tardio. Descontinuidades e heterogeneidades em escala regional afetaram a evolução e estruturação da fase rifte da Bacia de Santos (Ferreira 1982, Mohriak & Dewey 1987, Campanha & Sadowski 1999, Meisling et al. 2001, Gomes et al. 2002, Carminatti et al. 2008 e Zalán et al. 2011). São caracterizadas por cinturões de dobramentos, enxames de diques máficos, estruturas de cisalhamento crustal (feição magmática ao sul do Platô de São Paulo), zonas de sutura continental e outros. Os primeiros registros sedimentares associados a depósitos continentais no início do rifteamento parecem ser controlados por trends de foliação do embasamento com geometria próxima a da costa.

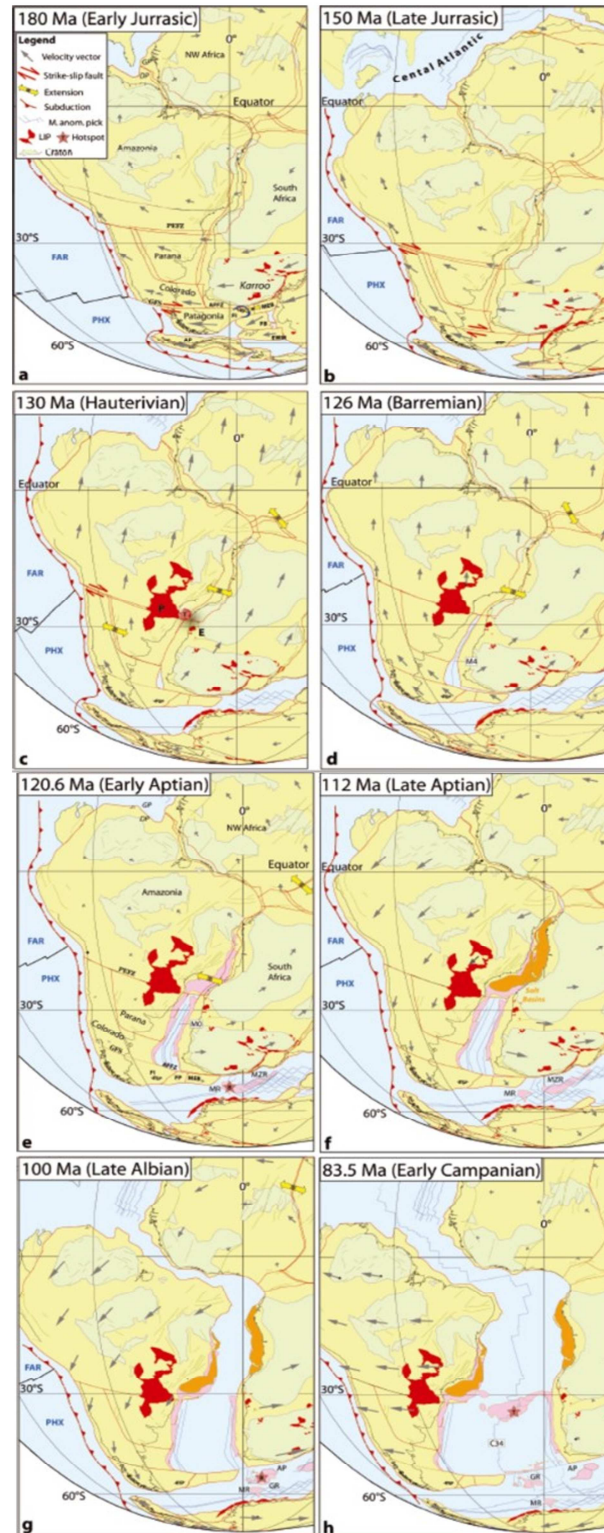
Legenda: Carta estratigráfica da Bacia de Santos detalhando as fases tectônicas (i) Rifte, (ii) Pós-Rifte e (iii) Drifte.

Fonte: Moreira et al., 2007.



Processos magmáticos influenciaram na dinâmica do rifteamento e na sedimentação da Bacia de Santos. É sobretudo marcado pelo estiramento litosférico com aquecimento e intumescência do embasamento da orogenia Brasileira, ao final do Neoproterozoico (e.g. Torquato & Cordani 1981, Ojeda 1982, Asmus & Baisch 1983, Meisling et al. 2001). A elevação vulcânica de Rio Grande e Walvis exerceu forte influência no registro sedimentar da Bacia de Santos. Foi responsável pela conexão entre os continentes americano e africano ao sul da Bacia de Santos. Favoreceu a formação de mar restrito na parte norte, influenciando a geração de espessos depósitos evaporíticos.

Figura 6 - Reconstruções paleogeográficas do Rifte Atlântico Sul.



Legenda: Reconstruções paleogeográficas de (a) início do Jurássico (180 Ma) a (h) início do Campaniano (83,5 Ma).

Fonte: Torsvik et al. (2009).

### 3.4.1 Tectono-sedimentação da Fase Rifte e Pós-Rifte

Modelos de rifteamento clássico indicam que a subsidência térmica de bacias e margens ocorra durante o período pós-rifte, fase em que o rifteamento não está mais ativo (McKenzie 1978). Esses modelos têm sido usados para explicar as sequências sub-horizontais de sedimentos de idade Aptiana, em forma de cunha, denominada de Sag. Na Bacia de Santos, diversos trabalhos interpretam os depósitos Sag como cobrindo desde o proximal à margem distal, por cerca de 500 km (Mohriak et al. 2008; Unternehr et al. 2010; Kumar et al. 2013; Melo et al. 2012; Blaich et al. 2013). Outros modelos interpretam que a sequência de depósitos sub-horizontais é sin-rifte e sua aparência sub-horizontal, consequência de maior extensão no manto e crosta inferior do que na crosta superior durante o rifteamento ativo (Karner e Gambôa 2007; Huisman e Beaumont 2011, Araujo et al., 2022) (Figura 6).

Neste trabalho iremos considerar que a arquitetura do sistema rifte da bacia de Santos pode ser explicada pela combinação de uma fase inicial e prolongada de deformação distribuída, seguida de uma fase tardia de rifteamento com migração do rift para a bacia (Araujo et al., 2022) (Figura 7). A fase inicial de deformação distribuída durou do Valanginiano ao início do Aptiano (135-117 Ma), começando com lagos isolados que posteriormente se aglutinaram em uma ampla escala de bacia (450 km). Do Meso Aptiano ao Albiano Inferior (117–110 Ma), a migração do rift formou a principal estrutura de compartimentos e discordâncias. O registro sedimentar da bacia mostra que os depósitos iniciais estão associados a processos de vulcanismo basal.

São descritos na Bacia do Paraná registros de vulcanismo basáltico, associados a Fm. Serra Geral, que devem estar associados a ascensão da pluma mantélica (hot spot) Tristão da Cunha. As evidências dos depósitos vulcânicos e a correlação dos depósitos descritos em ambas as margens, brasileira e africana, permitem o entendimento espacial do processo magmático, com migração da região oceânica do continente brasileiro à SE, e evolução no tempo (Stewart et al. 1996). Alguns autores apontam que o vulcanismo está intrinsecamente relacionado ao processo de ruptura continental (Meisling et al., 2011). No entanto, pode ter influenciado na desaceleração da implantação do oceano no segmento Atlântico Sul, devido ao aquecimento e estiramento da litosfera continental sob o cinturão móvel Brasileiro. Lineamentos pré-crambianos, com direção preferencial NW-SE, exerceram forte influência nos eventos magmáticos. Atuaram como dutos principais para o magma basáltico durante o Cretáceo superior (ex.: enxame de diques do Arco de Ponta Grossa) (Zalán, 1986 e



Almeida & Carneiro, 1998). Stewart et al. mostram que os mesmo dutos influenciaram nos eventos magmáticos da dorsal do Rio Grande, no ápice da atividade vulcânica em torno de 132 Ma.

O comportamento reológico e os conjuntos de estruturas pre-existentes do embasamento influenciaram de forma direta no desenvolvimento tectônico e o preenchimento sedimentar da Bacia de Santos. O comportamento mecânico do substrato mais antigo refletiu na taxa de estiramento, com regiões variando entre bandas delgadas, em um embasamento com comportamento reológico mais plástico, e bandas mais espessas, em regiões com embasamento com comportamento reológico mais rígido (Zalán et al., 2011). Alguns trabalhos detalham a influência de estruturas pré-cambrinas do cinturão orogênico Ribeira na migração e focalização dos esforços distensivos durante a abertura do Rifte do Atlântico Sul. Estas feições aflorantes possuíam direção preferencial NE-SW e, possivelmente, foram reativadas durante as fases do processo tectônico de ruptura das massas continentais (Chang et al., 1992, Souza, 2009).

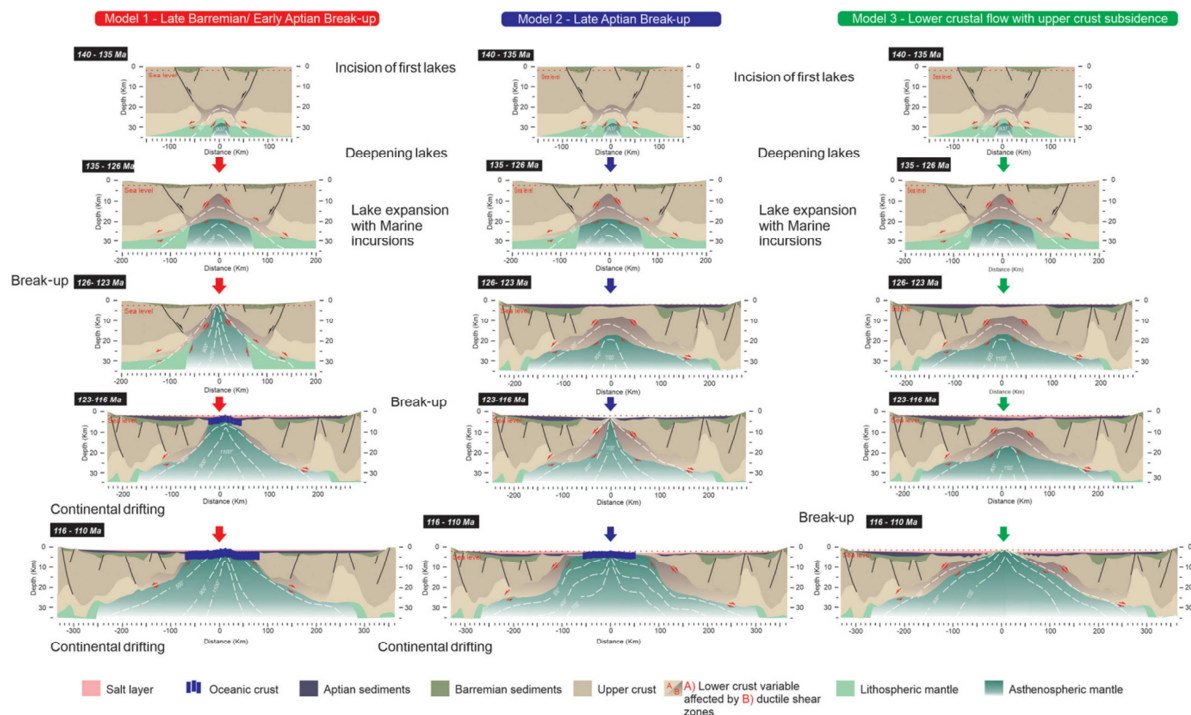
A fase sin-rifte inicial é caracterizada por atividade tectônica e processos de falhamento mais intenso. O estilo estrutural é marcado por profusão de sistemas de hemigrábens. Estas feições condicionam a deposição sin-rifte que resulta, na perspectiva sísmica, no padrão de refletores em cunhas com divergência (espessamento) contra os blocos falhados. O registro sedimentar da bacia evidencia que os depósitos iniciais estão associados a processos de vulcanismos basal. Os depósitos são sucedidos por sedimentos continentais, de depósitos flúvio-lacustrinos, com predominância de folhelhos e margas, e depósitos de leques aluviais, com granulação mais grossa (Pereira & Feijó 1994 e Moreira et al. 2007).

A fase sin-rifte tardia é caracterizada por atividade tectônica menos intensa, o que indica a interrupção progressiva da atividade de falha e sugere o fim da fase em que a subsidência mecânica controla a dinâmica do sistema. Os depósitos sedimentares correspondem a plataformas carbonáticas aptianas em domínio de crosta estirada. Depósitos associados a ambientes de deposição de águas rasas, como grainstones e esferulitos, geralmente ocorrem no embasamento estrutural superior, e depósitos de baixa energia, como laminitos e argilas, em ambientes mais profundos (Lima & De Ros, 2019; Gomes e outros, 2020).

O preenchimento do sin-rift inicial ocorreu em três fases: Berriasiano-Hauteriviano (145-130 Ma), início Hauteriviano-Barremiano (130-126 Ma) e início tardio do Barremiano (126-123 Ma) (Karner & Driscoll, 1999). Cada fase registrada por superfícies sobrepostas e seguidas por um pacote sedimentar geralmente regressivo. Segundo Karner & Gamboa

(2007), uma quarta fase ocorreu entre 123 e 110 Ma. Caracteriza-se na fase inicial por uma sequência sedimentar limitada na base por uma discordância de 123 Ma e no topo por uma discordância de 117 Ma, e uma segunda sequência, com idades variando de 117 a 110 Ma, que registra a geração de espaço para deposição de sal como resultado da subsidência continuada e que é marcada pelo truncamento erosivo de sedimentos do Barremiano Inferior (126-123) e Barremiano Superior ao Aptiano Superior (123-116 Ma) (Moulin et al., 2010; Unternehr et al., 2010; Miranda et al., 2013; Caixeta et al., 2014; Muller et al., 2016).

Figura 7 - Modelos esquemáticos de evolução tectonosedimentar das bacias de sal na região central do Atlântico Sul



Legenda: Três modelos esquemáticos de evolução tectonosedimentar das bacias de sal na região central do Atlântico Sul. (a) O Break-up ocorre cedo durante o Barremiano Superior-Início do Aptiano. (b) Combinação de extensão e subsidência térmica como mecanismo controlador na geração do espaço de acomodação para os sedimentos do início e do meio do Aptiano. Bacias salinas é controlada pela subsidência térmica pós-rifte. (c) Espaço de acomodação durante todo o Aptiano é controlado pela extensão continental.

Fonte: Araujo et al., 2022.

### 3.4.2 Tectono-sedimentação de Fase Drifte

A fase Drifte é caracterizada pela implantação de ambiente marinho franco nas bacias de margem passiva do segmento central, entre o Aptiano e o Albiano (~112 Ma). Sucede o início da geração de crosta oceânica e o término do processo de rifteamento, com a abertura gradual do alto vulcânico nas dorsais de São Paulo e Walvis. Durante o início do Albiano, a atividade tectono-sedimentar da fase Drifte foi controlada pela dinâmica da subsidência termal. Com o progressivo aumento eustático do nível do mar e as condições francamente marinhas, foi estabelecida condição para ambiente de plataforma carbonática predominantemente de água rasa (Formação Itanhaém). O ambiente carbonático raso foi afogado gradualmente do Albiano até o Cenomaniano, com intercalações de leques aluviais e sedimentação de depósitos siliciclásticos distais (ex.: folhelho).

A subsidência térmica e isostática ocorreu em direção ao centro de espalhamento oceânico embrionário e, durante o albiano, esta subsidência basculou a bacia para sudeste, criando uma camada fina com falhas normais voltadas para o mar que quebraram a plataforma carbonática albiana em jangadas extensionais. Outro fator relevante no controle da sedimentação desta fase é o papel de processos gravitacionais associados a influência da tectônica do sal (Moreira et al., 2007). O comportamento dúctil dos depósitos de sal da Formação Ariri, com sais de diferentes mobilidades, foi responsável pela geração de estruturas de diápiros complexas na bacia de Santos. O entendimento e a caracterização das estruturas do sal e intra-sal é chave para elucidar questões importantes como a geração de espaço tectônico para a implantação das plataformas carbonáticas e evolução no tempo e espaço (Jackson et al., 2015).

Entre as idades do Albiano e Cenomaniano foi estabelecida a fisiografia atual da bacia com ambientes de plataforma, talude continental e assoalho oceânico. A variação do nível do mar e o influxo sedimentar associado ao rejuvenescimento das áreas fontes são os principais mecanismos de controle do preenchimento sedimentar da bacia (Almeida & Carneiro 1998, Moreira et al. 2007). O constante soerguimento da Serra do Mar entre o Coniaciano ao Maastrichiano foi responsável pelo rejuvenescimento da área fonte na região da Bacia de Santos. Processos de instabilidade foram responsáveis constantes por depósitos turbidíticos em regiões de águas profundas e ultra-profundas (Moreira et al. 2007). Processos de denudação da Serra do Mar propiciaram a geração de fonte de sedimentos e a implantação de rede de drenagem, com orientação preferencial NE-SW. Os registros

sedimentares da bacia mostram que a rede de drenagem foi responsável pelo suprimento de grande quantidade de sedimentos clásticos, de conglomerados a siltitos, depositados na região de plataforma sob intensa halocinese (Pereira et al. 1986, Pereira & Feijó 1994 e Moreira et al. 2007).

O preenchimento sedimentar resultante do constante influxo de sedimentos terrígenos da Serra do Mar e, conseqüentemente, preenchimento bacinal foi responsável por impor condições de sobrecarga diferencial. As tensões diferenciais da sobrecarga induziram processos de deformação por tectônica halocinética. É descrito que a sobrecarga crustal teria deformado a base do sal e causada uma mudança do mergulho regional, invertendo o mergulho em direção ao continente no Cretáceo (Ings et al., 2004, Davison, 2007). Experimentos numéricos mostram a mudança de mergulho descrita com a geração de dois domínios principais com diferentes características. O domínio proximal é caracterizado pela nucleação de estruturas rúpteis, com predominância de falhas antitéticas listricas. A falha de Cabo Frio é um exemplo de estrutura gerada pela sedimentação e diapirismo. Carminatti et al. 2008 defendem que a falha de Cabo Frio é responsável por separar o domínio tectônico proximal dominado por tectônica com caráter mais trativo do domínio distal, em ambiente com caráter mais compressivo. No domínio distal é descrito a predominância de diápiros e dobras compressivas.

### **3.5 Preenchimento Sedimentar da Bacia de Santos**

Os primeiros trabalhos publicados sobre o arcabouço litoestratigráfico da Bacia de Santos foram baseados em acervo exploratório pouco maduro. Os registros das primeiras publicações sobre o tema datam da década de 70 (Gonçalves et al. 1970, Ojeda e Cesero, 1973). A escassez de dados estáticos adquiridos à época, como dados de poços e registros de aquisições sísmicas, inviabilizou a elaboração de modelos litoestratigráficos detalhados. Diversos trabalhos avançaram no conhecimento sobre o arcabouço litoestratigráfico da Bacia de Santos (Asmus & Ponte 1973, Ojeda, 1982, Pereira et al., 1986, Pereira & Macedo, 1990, Chang et al., 1992, Pereira & Feijó, 1994, Modica & Brush, 2004). Pereira e Feijó (1994) estabeleceram um arcabouço crono-litoestratigráfico com ênfase em sequências deposicionais. Moreira et al. 2007 revisou o arcabouço litoestratigráfico a partir de um grande volume de

dados mais recentes adquiridos com ênfase na individualização de sequências deposicionais (Figura 5).

O registro sedimentar foi individualizado em megasequências deposicionais separadas por discordâncias erosivas que separam as principais fases de evolução da bacia: rifte, pós-rifte e drifte (Moreira et. al., 2007). Os modelos propostos descritos com base nos processos de evolução tectono-sedimentar já descritos da Bacia de Santos, com processos tectônicos identificados para as principais fases (supersequências rifte, pós-rifte e Drifte). Nesse trabalho serão descritas as unidades litoestratigráficas dos depósitos do Grupo Guaratiba. A antiga Formação Guaratiba foi redefinida por Moreira et al., 20117, como Grupo Guaratiba. O Grupo engloba as três formações da supersequência rifte: Fm. Camboriú, Fm. Piçarras e Fm. Itapema; e as duas formações da supersequência pós-rifte: formações Barra Velha e Ariri.

### 3.5.1 Formação Camboriú

A Fm. Camboriú compreende o mais antigo registro sedimentar conhecido da bacia. A formação constitui o embasamento econômico da Bacia de Santos. Ojeda & Cesero 1973 apud Pereira & Feijó 1994 descrevem a Fm. Camboriú como sendo composta por rocha basalto verde escuro e cinza claro, holocristalino, de granulação média e textura ofítica, com plagioclásio e augita como principais constituintes e, de forma geral, pouco alterado. O evento magmático é correlacionável aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná de idade entre 133 e 127 Ma (Almeida et al., 2013). É limitada na base pelo embasamento cristalino e no topo pela discordância do início do rifte (ROU; c. 130 Ma).

### 3.5.2 Formação Piçarras

A Formação Piçarras foi depositada durante o Barremiano em período com alta atividade tectônica, sendo constituída por depósitos siliciclásticos (arenitos, conglomerados, folhelhos) e algumas fácies singenéticas compostas por talco argila estevensítica, essas fácies estão associadas principalmente a depósitos lacustres em configurações distais.

### 3.5.3 Formação Itapema

A Formação Itapema foi depositada a partir do intervalo Neobarremiano-Eoaptiano, durante esta fase nos altos estruturais ocorre a deposição carbonática, sendo representada principalmente por coquinas. Nas partes distais ocorrem lamitos siliciclásticos e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica. Arenitos e conglomerados ocorrem nas bordas da bacia típicos como leques aluviais. O limite superior é sismicamente reconhecível como uma significativa discordância regional conhecida como Discordância sin-rift do Barremiano superior (LBSRU; c. 123 Ma) (Moreira et al., 2007).

### 3.5.4 Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha corresponde à fase sin-rifte tardia depositada durante o Aptiano. Embora o processo de rift ocorra em configurações distais, os principais reservatórios da província do Pré-Sal foram depositados em um contexto tectônico de baixa subsidência sendo normalmente referido por fase de sag (Moreira et al., 2007). A primeira caracterização de fácies definiu os calcários como estromatólitos, às vezes ricos em talco e argilas magnesianas, e fácies retrabalhadas. Nas porções mais profundas da bacia ocorrem folhelhos carbonáticos associados a arenitos e conglomerados típicos de leques aluviais. Lima & de Ros, (2019) associaram as texturas fasciculares carbonáticas como produtos abióticos ou diagenéticos. Essas rochas foram depositadas em um ambiente lacustre altamente alcalino, possivelmente apresentando alta influência química, mas o controle bacteriano não pode ser totalmente descartado. Minerais de Mg-argila em associação com biofilmes e carbonato microbiano sugerem que a atividade microbiana pode catalisar a precipitação desses minerais e fornecer a textura laminar (Bontognali et al., 2010; Gomes et al., 2019; Perri et al., 2018).

### 3.5.5 Formação Ariri

A formação Ariri é composta majoritariamente por halita e anidrita, com ocorrência de sais mais solúveis como taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita (Moreira et al. (2007). A deposição dos sais ocorreu no Cretáceo/Neóptiano com alta taxa de sedimentação, com tempo estimado para deposição da espessa coluna de sal entre 0,7 e 1 Ma. A alta mobilidade da halita torna a estimativa de taxa de deposição pouco precisa. Esta formação apresenta uma alta complexidade estrutural como paredes de sal, diapiros, almofadas e mini bacias. O processo geológico que forma essas estruturas podem estar relacionadas a forças halocinéticas e processo extensional (Gamboa et al., 2008).

## 4 CONTROL OF BASIN-SCALE ACCOMMODATION ZONES ON SYN-RIFT APTIAN LACUSTRINE CARBONATE RESERVOIRS. IMPLICATIONS FOR RESERVOIR QUALITY ESTIMATES OF BRAZILIAN PRE-SALT

### 4.1 Contexto do Artigo

Este capítulo é composto por artigo submetido à revista Marine and Petroleum Geology na data de 22 de Agosto de 2022. O título do trabalho é “Control of Basin-Scale Accommodation Zones on Syn-rift Aptian Lacustrine Carbonate Reservoirs. Implications for Reservoir Quality Estimates of Brazilian Pre-Salt.”, por Pedro Henrique Silvany Sales, Mario Neto Cavalcanti de Araujo, Julio Cesar Horta de Almeida e Rodrigo Brandão Bunevich. O artigo está em fase de revisão pelo corpo de edição da revista citada.

Em nossa contribuição, apresentamos a evolução temporal e espacial tectono-sedimentar de um reservatório carbonático do Pré-sal brasileiro no conhecido Alto Externo de Santos, com base na interpretação de dados sísmicos 3D multi-azimutais de alta resolução e um seção regional na porção central da Bacia de Santos (margem SE brasileira). Isso nos permitiu abordar os seguintes pontos: (i) a geometria e cinemática das estruturas desenvolvidas em zona de transferência e (ii) evolução tectonossedimentar das fases sin-rifte e pós-rifte que controlaram as principais sequências estratigráficas observadas em poços e extrapolados ao longo das seções com a interpretação sísmica. Em nossa opinião, este artigo é importante, pois fornece uma demonstração clara de que a extrapolação de informações do campo de petróleo (escala de pesquisa 3D) é incompleta e só é compreendida em maior profundidade se combinada com informações em escala de bacia.

#### 4.1.1 Authors

Pedro Henrique Silvany Sales<sup>1\*</sup>, Mario Neto Cavalcanti de Araujo<sup>2</sup>, Julio Cesar Horta de Almeida<sup>3</sup> and Rodrigo Brandao Bunevich<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Reservoir Technology, Petrobras S.A., Rio de Janeiro, Brazil



<sup>2</sup>Research Center, Petrobras S.A., Rio de Janeiro, Brazil

<sup>3</sup>Rio de Janeiro State University; GeoAtlantico Institute, Rio de Janeiro, Brazil

\*[pedrosilvany@petrobras.com.br](mailto:pedrosilvany@petrobras.com.br); Petrobras S.A., Av. Henrique Valadares, 28 - Centro, Rio de Janeiro - RJ, 20231-030, Brazil.

#### 4.1.2 Highlights

- a) Multi-scale joint analysis of well data, rock samples, 2D and 3D multi-azimuthal high-resolution seismic improve the understanding of the structural control of reservoir rocks in the Brazilian Pre-Salt.
- b) Late Aptian rift-related faulting controls carbonate platform growth.
- c) Accommodation zones can form preferential zones for connection of initially isolated carbonate platforms.
- d) Oil saturated reservoir rocks in low permeability carbonates at the central portion of the Santos External High is controlled by evolution of accommodation zones.

#### 4.2 **Abstract**

This paper presents the tectono-sedimentary time and space evolution of a Brazilian Pre-salt tight carbonate reservoir based on the interpretation of 3D multi-azimuthal high-resolution seismic data and a regional transect through the central portion of the Santos Basin (SE Brazilian margin). The studied area is in the well-known Santos External High (**SEH**), north of the Tupi oil field, the pioneer accumulation of the largest and most prolific hydrocarbon trend of the 21st century. In the central portion of the **SHE**, the regional NE-trending faults system that prevails in the Santos Basin bends to NNW and becomes diffuse into several low displacement normal faults. These faults control a series of segmented structural highs, with some of them holding significant amounts of oil within lower

permeability mudstones. The low permeability mudstones are the reservoir rocks of the Sururu Oil Field. This field is a NW horst, segmented in three domains by 290° Az and 245° Az trending relay ramp systems. These structural domains control discontinuous depocenters that evolved during the late syn-rift phase (Mid Aptian, c. 117 Ma). Such structurally induced variations of sedimentary facies affect the vertical connectivity of oil within the production zones. In this work, we interpret multi-stage fault growth along the NW structural trend as a mechanism for the distribution of reservoir rocks, promoting localized syn-rift footwall uplift of isolated normal faults. The intervening domains between interacting faults induce the nucleation of accommodation zones, which in turn, controls the distribution of catchment areas for sediments. Facies quality degradation along syn-rift structural highs impacts the distribution of preferential fluid flow. Therefore, the association of structural elements described in this study demonstrates that shallow water facies were controlled by uplift at the footwall of low displacement normal faults, inducing local lake level retraction.

**Keywords:** 3D seismic interpretation; structural analysis; Santos Basin; reservoir tight carbonate; accommodation zones.

### 4.3 Introduction

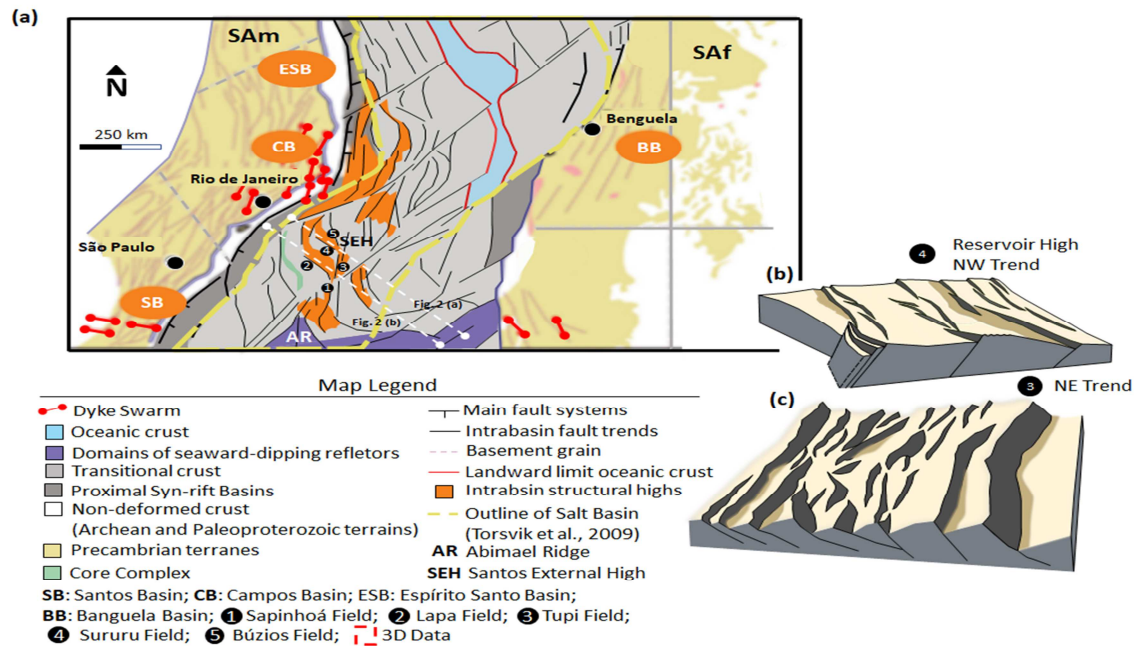
The sedimentary record of rifts and rifted margins are considerably dependent of how catchment areas and structural highs evolve with respect to the main axis of continental extension (Gawthorpe et al., 2018; Stockli & Bosworth, 2019; Petri et al., 2019; Chenin et al., 2020; Duretz et al., 2020; Jourdon et al., 2020; Pérez- Gussinyé et al., 2020). The distribution of these topographic elements controls the local hydrology of lakes and future marine environments, determining the nature of the sedimentary record and their quality with respect to porosity and permeability (Rosendahl, 1986; Martins- Neto & Catuneanu, 2010; Kumar et al., 2013; Serck et al., 2021). In most rifts and rifted margins, catchments areas and intervening structural highs are separated by regions of variable distributed deformation (accommodation and transfer zones) (Gibbs 1984; Gawthorpe & Hurst 1993; Morley 1995; McClay & Khalil 1998, Allken et al., 2012; Zwaan et al., 2016), where diversity of subsidiary elements as normal faults, oblique and strike-slip faults, and folds form to transfer movement from one master fault system to another (McClay et al., 2002, Henza et al., 2010).

In the literature, the structural control of the master faults on the evolution of structural highs and their influence on facies distributions is well known (Scholz & Rosendahl, 1990; Sartorato, 2018; Farias et al., 2019; Tanaka et al., 2018). The same cannot be stated with respect to transfer and accommodation zones, which had been mainly described in terms of fault arrangement, with the formation of relay ramps that can be evolved to breaching and folding depending on the mechanical stratigraphy (Gawthorpe & Leeder, 2000; Fossen, & Rotevatn, 2016). It also documented how accommodation and transfer zones are important for the sedimentary influx, influencing the evolution of depocenters and their sedimentary infill (Faulds & Varga, 1998, Corti et al., 2004, Roberts et al., 2004). However, the influence of segmented structural highs, controlling lateral and vertical reservoir quality, is still a subject that needs more investigation.

In the Santos basin, the physiographic feature known as **SEH** is an intrabasin structural high associated with large displacement syn-rift faults and depocenters formed during early the Cretaceous. This high is the main locus of the lacustrine carbonate of the Pre-salt (Wright and Barnett, 2017; Herlinger et al., 2017, De Paula Faria et al., 2017; Artagão, 2018; Sartorato, 2018; Farias et al., 2019; Tanaka et al., 2018; Lima and De Ros, 2019; Wright and Barnett, 2020, Gomes et al., 2020). Tectonic control of accommodation space for the pre-salt carbonate reservoir rocks is variably explained by subsidence and uplift during the late Aptian. These processes were responsible for maintaining shallow water conditions on top of the uplifted blocks, whereas the surrounding areas subsided, accumulating deeper water deposits, such as spherulites and mudstones. Everything beneath up to 3 Km thick salt layers (Araujo et al., 2022). The first oil field in the pre-salt was Tupi. It presents large hydrocarbon accumulation in a high-quality reservoir, controlled by the progressive uplift of the footwall of a master fault (Gomes et al., 2009, 2012) (Figures 8, 9). Similar uplifted physiographies control most large oil fields in the pre-salt play. In these cases, shallow water carbonates with high permeability in the structural highs and the favorable high topographic gradients between the uplifted crests and surrounding areas permit significant recovery rates in producing wells (Artagão, 2018, Gomes et al., 2020). However, to the North of the Tupi oil field, NE-fault trends bend to the N-NW direction, and deformation becomes diffuse and distributed into several minor faults (Figures 8, 9). These faults control a series of segmented structural highs, with some holding significant amounts of oil but located in a relatively depressed region compared to the classical uplifted blocks of the **SEH**. In this physiographic context, reservoirs are dominated by mudstones with significantly lower permeability.

The Sururu field constitutes one of those segmented structural highs and exhibits oblique striking faults compared to the main Santos External High syn-rift large faults (Figure 8). Faults have predominant NNW-SSE orientation, mean N345°, and dip direction mainly for ENE (average value of 40° and 56° to early syn-rift and late syn-rift faults, respectively). A subset of faults with opposite preferential dip directions is described, with a mean dip of 50° and 58° to WSW to early syn-rift and late syn-rift faults, respectively. The structural high itself is characterized as a relatively topographic low in a transbasinal NW-SE transfer zone (Pereira et al. 2022), which implies a particular signature of geometric characteristics and tectonosedimentary evolution, resulting in a protected setting presenting a low energy environment with tight carbonate facies when compared to their structural high's neighbors. The increase in dimension along the strike of the early syn-rift faults formed oblique accommodation zones that control structural highs displacements and paleo relief inversions in the central area. It changes the carbonate platform's equilibrium profile and generates structural highs with horsts geometries in Mid-Aptian (c. 117 Ma). In these places, shallow water facies were deposited during the progressive lake level retraction.

Figure 8 - South America (SAM) and Africa (SAf) shown in a South Atlantic plate reconstruction to 117 Ma.



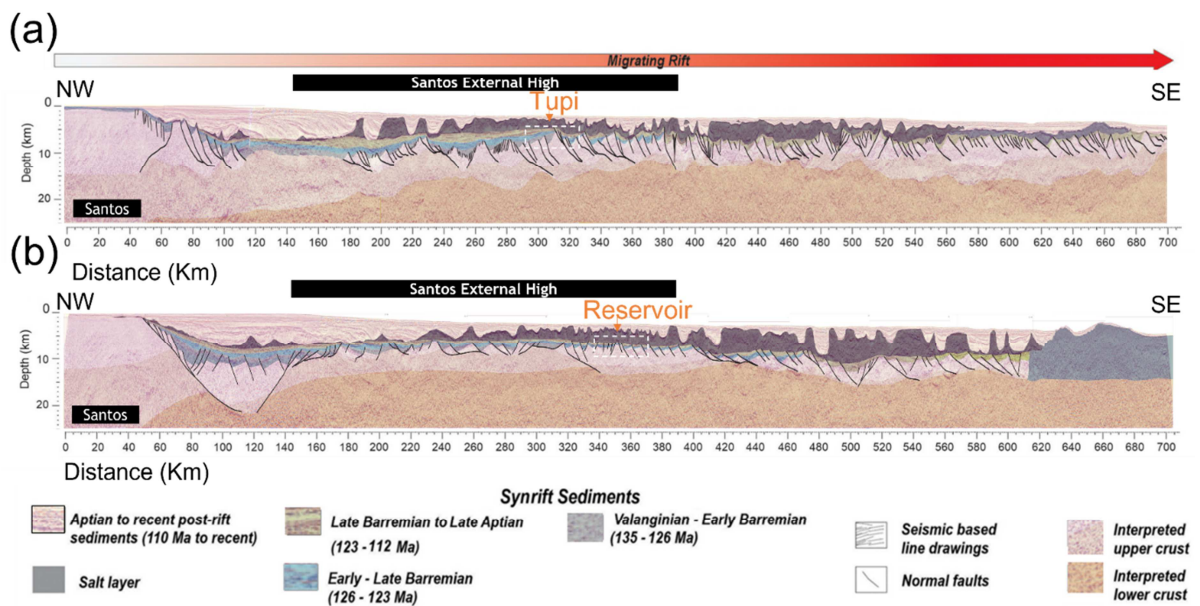
Legend: South America (SAM) and Africa (SAf) shown in a South Atlantic plate reconstruction to 117 Ma (Heine et al., 2013). Note the intra-basin architecture, with northern compartments defined by sigmoidal intra-basin fault trends that separate structural lows from structural highs. This region coincides with the area occupied by the Aptian Salt basins of the Central South Atlantic. The legend defines map symbols used. White dashed lines refer to the location of the geoseismic lines illustrated in Figure 9. (b) 3D Schematic block showing a view of the main structural architecture of reservoir NW trend of early syn-rift normal faults. (c) 3D Schematic block showing a view of the NE main structural trend of early syn-rift normal faults. Modified from Araujo et al., 2022.

Source: Sales et al., 2022 in press.

In this work, a detailed tectonosedimentary history of a pre-salt carbonate reservoir controlled by a transfer zone segmenting the Santos External High is described with basis on an analysis of the seismic reflection. This manuscript seeks to demonstrate that the extrapolation of information from the oil field (3D survey scale) is incomplete and only understood in greater depth if combined with basin-scale information. Such information is provided here with the interpretation of long-offset seismic reflection lines from the ION GXT (GXT 600-1600) (Figure 9). The combination of these two scales of observation permitted to address the following points: (i) The geometry and kinematics of the structures developed at the transfer zone and (ii) Tectonosedimentary evolution of the syn-rift and post-rift phases that controlled the main stratigraphic sequences observed in wells and extrapolated along the sections with the seismic interpretation. These two points are validated with the support of balanced cross-sections using classical restoration techniques. By addressing these

two points, we aim to discuss how depositional heterogeneities developed in the context of distributed deformation found within transfer zones affect lateral and vertical connectivity of production zones, which is the main uncertainty for reservoir characterization and fluid-flow behavior during hydrocarbon production.

Figure 9 - Depth-converted conjugate Santos-Benguela transect through the central portion of the Central Atlantic



Legend: (a) Interpreted and uninterpreted depth-converted conjugate Santos-Benguela transect through the central portion of the Central Atlantic. Tupi structural high location is show (ION GXT 575-1575). (b) Interpreted and uninterpreted depth-converted conjugate Santos-Benguela transect through the central portion of the Central Atlantic (ION GXT 600-1600). Reservoir structural high location well is show. Sections include post-rift deformation that is also present in the present-day records. For section location, see Figure 8.

Source: Sales et al., 2022 in press.

#### 4.4 Data and Methods

Observations described in the following sections are outcomes from the descriptive analysis of high-resolution 3D multi-azimuthal seismic data and ION GXT long-offset seismic lines. The high structural and stratigraphic complexity associated with an extremely heterogeneous salt column in terms of thickness, chemical composition, and physical properties poses a challenge in generating seismic images of the subsurface that are reliable

regarding the position of structures and amplitude of seismic anomalies. The multi-azimuthal data has a greater multiplicity of traces, lateral continuity of reflections, better focus, and accuracy of the structural positioning obtained in the reservoir interval. The data was processed with a Kirchhoff pre-stack depth migration algorithm (KPSDM) and involved processing three non-dedicated conventional narrow azimuth seismic surveys, acquired with saillines in the directions N90°, N158°, and N122°. The N90° data was collected in a semi-regional seismic acquisition project in 2001 to cover part of the extension of the pre-salt reservoirs in the **SEH**. The N158° and N122° acquisitions were acquired with high-density parameters. The dominant frequency of the final migrated seismic data is 30 Hz. The average vertical resolution is approximately 45 meters. Vertical resolution is the ability to vertically distinguish between the top and bottom of geological features. The criteria adopted in the work was that of Widess (1973), which defines the limit of vertical resolution as a quarter of the wavelength.

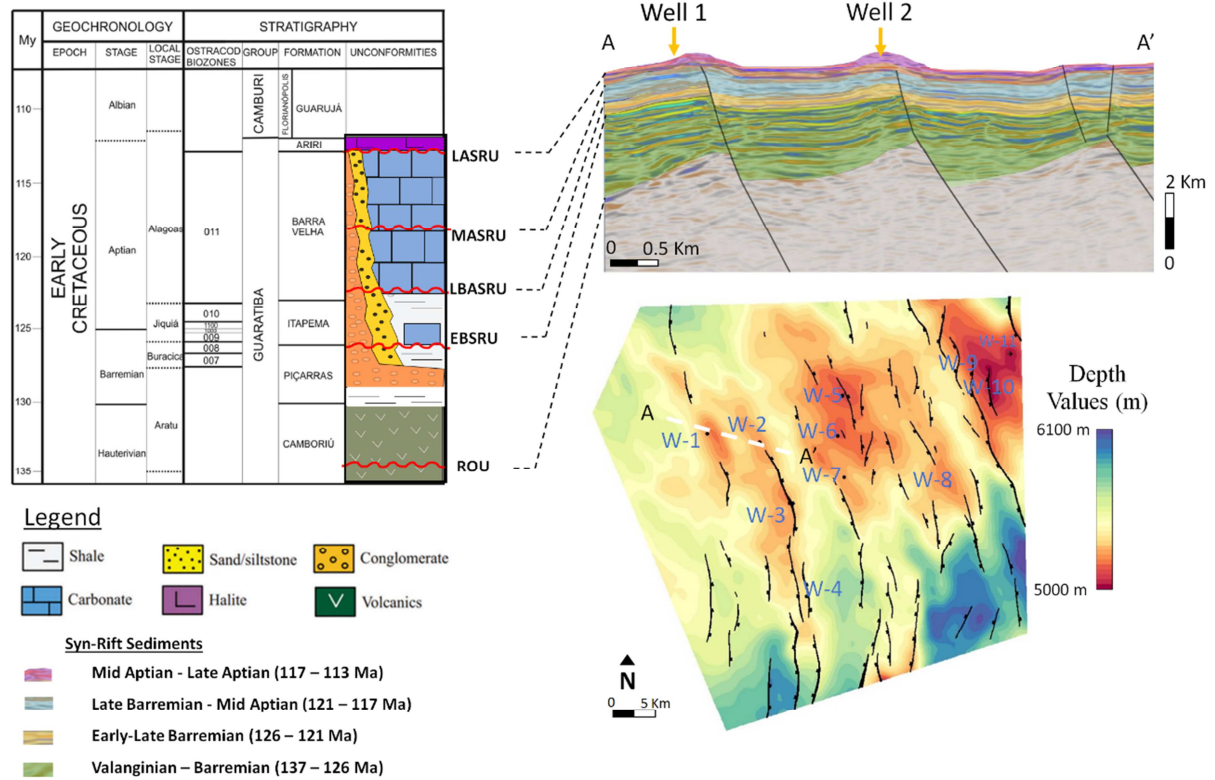
The regional tectono-sedimentary context was obtained in the interpretation of the ION GXT seismic lines 575\_1575 and 600\_1600 (Figure 9). These lines form part of a survey with 26 seismic lines acquired and processed by ION-GXT (BrasilSpan Project, see Kumar et al., 2013). The seismic data were obtained with a 10 km spread, recording time of 18 s, receiver interval of 25 m, shot interval of 50 m, and sampling window of 2 ms. In addition, all lines were pre-stack depth migrated with Kirchhoff algorithm (KPSDM).

In the study, five regional unconformities were interpreted, representing the main syn-rift mega sequence of the Santos basin (Figure 10). Two hundred fifty-six fault planes and one hundred thirty-four axial planes of seismic-scale folds were described. These faults control a series of segmented structural highs that exhibit oblique striking faults compared to the main Santos External High syn-rift large faults (Figure 8). The geometric characteristics (pole contour, dip, dip direction) of the fault planes and axial axes of the folds were analyzed using stereograms and rose diagrams in python algorithms. Families of faults were defined as having as a criterion the time of formation of the structures. In the following step, treated and modeled tectono-sedimentary maps were generated together with the interpreted fault families.

In the project scope, 11 wells were used to calibrate the interpreted seismic data and adjust the horizons to the geological markers (Figure 10c). The wells are spatially distributed throughout the detailed area and are generally positioned at the basement structural highs. Data from acquired profiles (Sonic Acoustic, Gamma Rays, Resistivity, Resonance, Resistive

and Acoustic images, RMN), lateral samples, and cores were used for the well-scale 1D characterization.

Figure 10 - Santos Basin stratigraphic diagram.



Legend: (a) Santos Basin stratigraphic diagram (modified from Moreira et al., 2007). (b) Detailed seismic cross-section showing each main seismic unconformity: Rift Onset Unconformity (ROU; c. 130 Ma); Early Barremian Syn-rift Unconformity (EBSRU; c. 126 Ma), Late Barremian Syn-rift Unconformity (LBASRU; c. 121 Ma), Mid Aptian Syn-rift Unconformity (MASRU; c. 117 Ma) and Late Aptian–Early Albian Syn-rift Unconformity (LASRU; c. 113 Ma). (c) Late Aptian – Early Syn-rift Unconformity structural map with well locations. White dashed lines refer to the location of the seismic cross-section illustrated in the image (b). For structural map location, see Figure 8 (Oil Field).

Source: Sales et al., 2022 in press

Uniform section balancing and sequential backward pattern restoration techniques were applied to extensional environments (Schultz-Ela, 1991, Rowan, 1993), with flexural isostatic adjustment and vertical decompaction (Fetter, 2009). The isostatic adjustment was local, with a fine and discreet mesh. Restoration comprises the following steps: (1) sediment removal and decompaction with isostatic flexural compensation, (2) fault movement restoration fitting the pale geometry to a reference target; (3) final paleobathymetric adjustments (de Melo Garcia et al., 2012). This approach does not consider eustasy and



lithosphere cooling. The parameterization for the decompaction of limestones, shale, and igneous rocks in the Santos Basin was defined by adjusting the power law to a typical sonic porosity profile (Table 1). The restoration cycles followed major sequences based on the stratigraphic groups proposed by Moreira et al. (2007) (Figure 10). For all sections, fault restoration was computed by a motion algorithm along the fault trace, such as simple or inclined shear and move-on-fault, considering a conservative cross-sectional area of the sedimentary layers. The restoration was performed using RECON-MS (Petrobras in-house developed software).

Table 1: Facies parameters applied to decompaction and flexural isostatic compensation. (Modified from de Melo Garcia et al., 2012)

<b>Facies</b>	<b>Density (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Porosity (initial)</b>	<b>Decay (1/km)</b>
Shale	2.68	0.46	0.46
Siltstone	2.67	0.48	0.47
Sandstone	2.66	0.43	0.35
Mudstone	2.69	0.39	0.49
Wackstone	2.7	0.42	0.47
Grainstone	2.71	0.37	0.47
Salt	2.16	-	-
Water	1.03	-	-
Crust	2.85	-	-

#### 4.5 Santos Basin Tectono-sedimentary Evolution

The South Atlantic Rift System is composed of several extensional basins, in which the Santos basin is inserted (Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2012). These basins, along with those that make up the NE-Brazil Rift System and intracontinental rifts of West-Central Africa (Guiraud & Maurin, 1992), share the same history of continental stretching that culminated in the breakup of the Gondwana Supercontinent in the Early Cretaceous (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Gladchenko et al., 1997; Araujo et al., 2022). The process began with the magmatism Karoo (178-182 Ma) in the South Atlantic Segment, followed by the impact of the Tristão da Cunha Hot Spot under the Pelotas-Walvis basins between 145 and 139 Ma and spread northward (Guedes et al., 2005; Almeida et al., 2013). In the central portion of the South Atlantic segment, the region comprising the Santos margin was under the effect of regional uplift, erosion and intense distributed deformation (Morgan et al., 2020; Araujo et al., 2022). Continued uplift led to intense fracturing and decompression melting that triggered massive amounts of lava flows and dykes materialized in the Paraná–Etendeka Magmatic Province (Turner et al., 1994; Mizusaki et al., 1992; Peate & Hawkesworth, 1996; Marsh et al., 2001; Stewart et al., 2002; Trumbull et al., 2007; McMaster et al., 2019). The region where the Santos basin has lately evolved operate as a kinematic inhibitor, preventing the effective propagation of the continent rupture from south to north, where an aborted oceanic scattering center is described (Abimael Propagator Ridge) (Mohriak et al., 2010).

The propagator separates the Florianópolis Platform from the São Paulo dorsal, which is characterized as a physiographic feature associated with the Florianópolis Fracture Zone (Mohriak et al., 2001; Kukla et al., 2018). The propagator's advance towards the Pelotas basin in the Barremiano (130 - 125 Ma) evidences the attempt of lithospheric rupture towards the north of the region. The effective rupture in the Santos basin occurs between the Late Aptian/Early Albian (at 110 Ma) (Caixeta et al., 2014; Ye et al., 2017).

The evolution of the rifting process led to uplift associated with isostatic processes in the northern region of the Santos basin. The **SEH** is a regional structural feature of NE-SW direction, mean value of N30°E, formed by sets of rotated structural blocks limited by sets of normal faults (Figures 8, 9). This constitutes an economically strategic area as it is a giant oil province composed of carbonate reservoirs known as the Santos Basin Pre-Salt Pole

(Carminatti et al, 2008; Mohriak et al., 2012; Carlotto et al., 2017; Fetter et al., 2017; Souza et al., 2008; Tosca et al., 2015).

The **SEH** is formed by two basement structural highs, the Alto do Pão de Açúcar and the Alto de Tupi (Gomes et al., 2012). The features are separated by an NW-SE bacinal transfer zone, which is characterized by switching in the dip direction of the faults from NW to SE. The greater obliquity in the geometry of the structures and fault offsets are evidenced by descriptive analyzes in 3D seismic data. Several articles published on the structural evolution of the **SEH** describe accommodation zones with a preferential NW-SE direction, oblique to the main trend of the basin structures (Karner, 2000; Meisling et al., 2001; Gomes et al., 2012).

The architecture of the Santos basin rift system can be explained by the combination of an initial and prolonged phase of distributed deformation, followed by a late phase of rifting with migration of the rift into the basin (Araujo et al., 2022). The initial phase of distributed deformation lasted from the Valanginian to the early Aptian (135-117 Ma), starting with isolated lakes that later coalesced into a wide basin scale (450 km). From Middle Eocene Aptian to Early Albian (117–110 Ma), rift migration formed the main structure of compartments and unconformities. The sedimentary record of the basin shows that the initial deposits are associated with basal volcanism processes. The late syn-rift phase is characterized by less intense tectonic activity, which indicates the progressive interruption of fault activity and suggesting the end of the phase in which mechanical subsidence controls the dynamics of the system.

The sedimentary deposits correspond to Aptian carbonate platforms in a stretched crust domain. Deposits associated with shallow-water deposition environments, such as shales, grainstones, and spherulites, generally occur in the upper structural basement, and low-energy deposits, such as laminites and clays, in deeper environments (Lima & De Ros, 2019; Gomes et al., 2020). The early syn-rift filling took place in three phases: Berriasian-Hauterivian (145-130 Ma), early Hauterivian-Barremian (130-126 Ma) and late-early Barremian (126-123 Ma) (Karner & Driscoll, 1999). Each phase recorded by overlapping surfaces and followed by a generally regressive sedimentary package. According to Karner & Gamboa (2007), a fourth phase occurred between 123 and 110 Ma. It is characterized in the initial phase by a sedimentary sequence limited at the base by an unconformity of 123 Ma and at the top by an unconformity of 117 Ma, and a second sequence, with ages ranging from 117 to 110 Ma, which records the generation of space for deposition of salt as a result of continued subsidence and which is marked by the erosive truncation of sediments from the

late Lower Barremian (126-123) and Upper Barremian to Upper Aptian (123-116 Ma) (Moulin et al., 2010; Unternehr et al., 2010; Miranda et al., 2013; Caixeta et al., 2014; Muller et al., 2016).

#### **4.6 Santos Basin Sedimentary Infill**

The partially restricted marine geological and environmental conditions during the early Cretaceous period within the Gondwana continent led to the deposition of thick lacustrine carbonate sequences before the definitive opening of the South Atlantic Ocean (Wright & Barnett, 2015; Muniz & Bosence, 2015; Wright & Barnett, 2017; Herlinger et al., 2017; Faria et al., 2017; Artagão, 2018; Sartorato, 2018; Farias et al., 2019; Tanaka et al., 2018; Lima & De Ros, 2019; Wright & Barnett, 2019; Gomes et al., 2019). Most authors detail the textural, sedimentological, stratigraphic, or mineralogical aspects of the deposited carbonate rocks, with emphasis on the upper succession (Barra Velha Formation).

In this study, five regional unconformities were interpreted, which represent the main syn-rift megasequences of the Santos basin (Karner, 2000; Karner & Gambôa, 2007; Moreira et al., 2007; Mohriak et al., 2008; Contreras et al., 2010; Garcia et al., 2012; Araujo et al., 2022). The seismic horizons correspond to (i) the top of the acoustic basement, which coincides with the Rift Onset Unconformity (ROU; c. 135 Ma), (ii) the Early Barremian Syn-rift unconformity (EBSRU; c. 126 Ma), (iii) Late Barremian Syn-rift unconformity (LBSRU; c. 123 Ma), (iv) Middle Aptian Syn-rift unconformity (MASRU; c. 117 Ma) and (vi) Late Aptian-Lower Albian unconformity (LASRU; c. 113 Ma) (Figure 10).

The Piçarras Formation was deposited during Barremian with a high tectonic activity, being constituted by siliciclastic deposits (sandstones, conglomerate, shales) and some syngenetic facies composed by talc stevensitic clay, those facies are associated mainly to lacustrine deposits in distal settings.

The Itapema Formation was deposited from Neobarremian-Eoaptian interval, during this phase at the structural highs occurs the carbonate deposition being represented mainly by coquinas. In distal parts occurs siliciclastics mudstones and dark shales, rich in organic matter. Sandstones and conglomerates occur at the edges of the basin. typical as alluvial fans. The upper limit is seismically recognizable as a significant regional unconformity known as

Upper Barremian Syn-rift Unconformity (LBSRU; c. 123 Ma), which marks the passage from rift to the post-rift phase of the basin (Moreira et al., 2007).

The Barra Velha Formation corresponds to the late syn-rift phase deposited during Aptian. Although the rift process occurs in distal settings, the main reservoirs from Pre-Salt province were deposited in a tectonic context of low subsidence being usually referred by sag phase (Moreira et al., 2007). The first facies characterization defined the limestones as stromatolites, sometimes rich in talc and magnesian clays, and reworked facies. In the deepest portions of the basin carbonate shales occurs associated with sandstones and typical conglomerates of alluvial fans. Lima & de Ros, (2019) associated the carbonate fascicular textures as abiotic or diagenetic products. These rocks were deposited in a highly alkaline lake environment, possible presenting a high chemical influence, but bacterial control cannot be totally discarded. Mg-clay minerals in association with biofilms and microbial carbonate suggests that microbial activity could catalyze the precipitation of these minerals and provide the laminar texture (Bontognali et al., 2010; Gomes et al., 2019; Perri et al., 2018).

For most of fields the commonly observed facies correspond to spherulite, shrub and mud components, which can occur in different proportion to define the facies stacking pattern sequence (meter scale) and to provide the environmental interpretation (Gomes et al., 2019).

## 4.7 Results

### 4.7.1 Low permeability lacustrine carbonate reservoir in Santos Basin

The regional characteristics of the **SEH** for the two main structural trends come from the Santos–Benguela seismic interpretation of the ION GXT 1575 and 1600 lines (Figure 9). The studied area is in the proximal domain of extremely wide asymmetric conjugate margins, with the Brazilian side occupying the wider side (Araujo et al., 2022). The region holding the oil fields at the **SEH** consists of a carbonate platform laying on top of a series of NE-SW and NW-SE rotated fault blocks (Figures 8 and 8). These culminations are structurally limited to the north and south by transbasinal NW-SE transfer zones described by Pereira et al., 2021. Regionally, the **SEH** comprises two main trends: the first is defined by the structures that

compose the accumulations of Sapinhoá and Tupi fields, and the second composes the trend of Sururu, Lapa, and Búzios fields (Figure 8).

The Sururu field corresponds to Mid – Late Aptian rocks (117-113 Ma) (Figure 10), deposited at the crests of a horst, structurally lower when compared to neighboring basement highs to the east and west. The depositional succession consists of aggradational cycles of fine grain/mud-rich rocks with low primary permoporosity (Figure 11), included in the Lower Barra Velha Formation. Dominant rocks at the oil field are carbonaceous-siliciclastic mudstone, peloidal laminite with a crenulate structure, and dolomite-calcite crust laminite (Figure 11). Some wells found sporadic occurrences of thick beds of ooidal to intraclastic grainstones (Figure 12 A; B) with incipient stratification (up to 60cm). In deeper position occurs carbonaceous-siliciclastic mudstones (Figure 12C), composed mainly of micrite with organic matter, bioclastic and siliciclastic grains, such as K-feldspar, quartz, and muscovite. In addition, some clay intraclasts can occur.

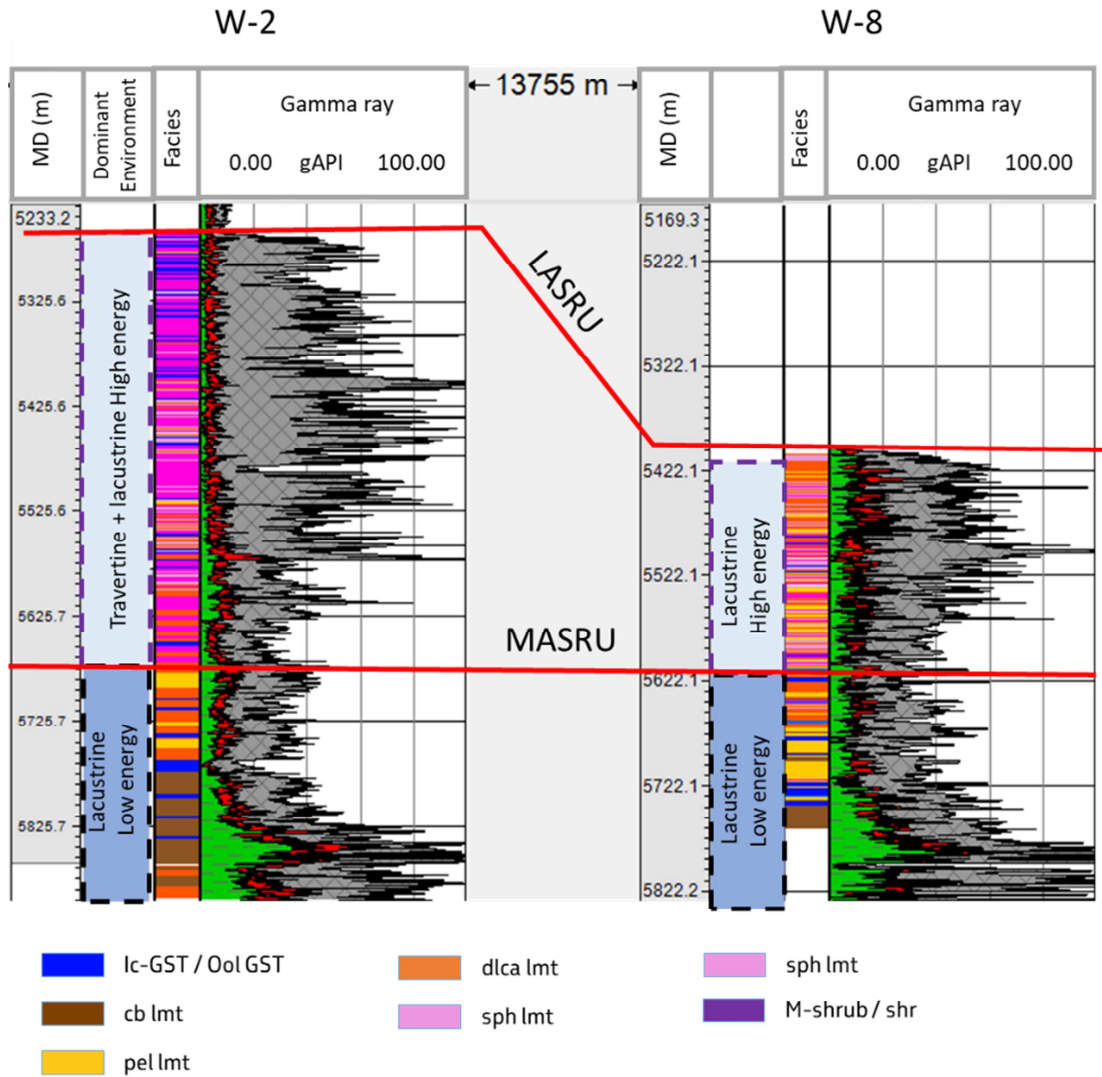
Textural differences as the high content of grumulous calcite and trapping and binding processes, with less amount of siliciclastics, indicate less water input favoring the microbial development, being represented by peloidal laminite (Figure 12D), composed of grumulous peloids, intraclasts of fascicular spherulite, occurring from mud to silt size, some siliciclastic grains also occur represented mainly by K-feldspar quartz, heavy mineral, and muscovite. Peloidal Laminite presents a laminated structure with the primary porosity (micro to mesopores) preserved and some early calcite cementation occurrence. Also, dissolution features occur due to compression.

In shallower regions, incipient microbial-shrub facies (Figure 12F) occur in small proportion and correspond to micritic laminate to fascicular calcite shrub structures with preserved mesopores with low cementation. The complexity of shape morphology and its internal organization is interpreted as produced by microbial influence. Also, those shallower facies are represented in minor amounts by Mud-spherulites (also occurring in small proportion compared to other facies). It presents micrite contents associated with spherulites (mainly <0.2mm). Such rocks are interpreted as the internal precipitation of nodules (spherulites) (Figure 12G).

In a deeper position, dolomite-calcite crust laminate is represented by light brown, smooth calcite crust laminae with 1 mm thickness intercalated with dark brown microporous dolomite laminae. Dolomite laminae are thicker than calcite crust, being observed in some cases ~ 1 cm thick. These facies are interpreted mainly by the inorganic precipitation of

calcite crust and calcite cement in dolomite pores. Dolomite can be derived in part from microbial metabolic processes.

Figure 11 - Correlation wells 2 and 8



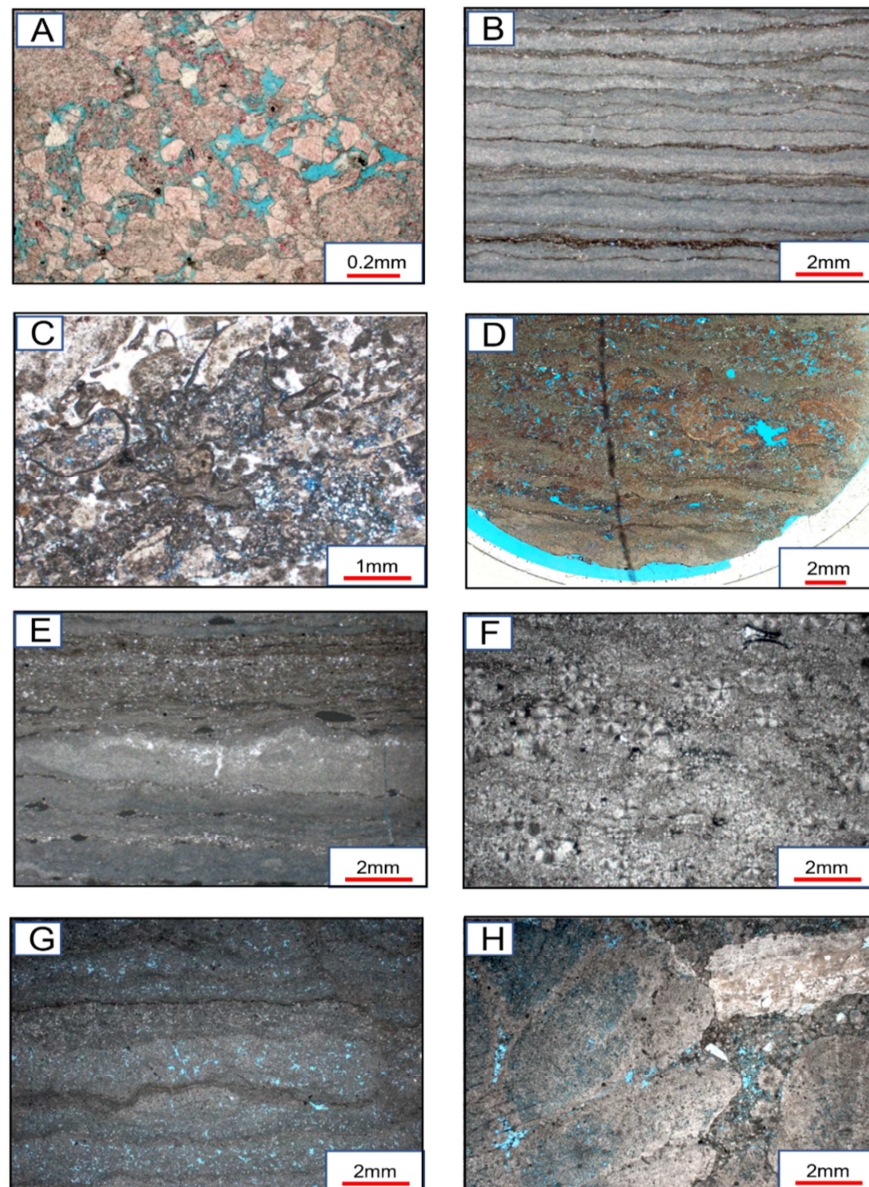
Legend: Correlation in control points (wells w-4 and w-8) showing the LASRU; c. 112 Ma, and MASRU; c. 117 Ma), bellow MARSU reservoirs are predominant lacustrine in a relative deep-water context, with the predominance of low permeability reservoirs. Above MARSU occurs high energy lacustrine deposits in w-8, which presents thicker section and travertine facies.

Source: Sales et al., 2022 in press

The shrubstones (Figure 12H) are most common in upper BVE; this type of early diagenetic product is observed in lacustrine and travertine deposits; the distinction in terms of petrographic aspects resides in the shape of crystals and the occurrence of other minerals indicative of hydrothermal processes. Nevertheless, one of the most diagnostic features is the

high punctual production of this type of deposit. In Figure 11, it is possible to compare deposits in terms of thickness. Lower BVE for both wells correspond essentially to lacustrine deposits with no significant variation in terms of thickness, while above MARSU travertines were identified in well 7 and present almost 2 times more thickness when compared to well 8 with the predominance of lacustrine shallow water deposits.

Figure 12 – General aspect of lacustrine carbonate thin sections



Legend: General aspect of lacustrine carbonate thin sections (A) – Intraclastic grainstone (ic-gst); (B) - Calcite-dolomite crust laminite (dlca-lmt); (C) oolitic grainstone (ool-gst); (D) - Microbial shrubstone (M-shrub); (E) - Carbonous laminite with siliciclastic silt (cb-lmt); (F) - Peloidal laminite (pel lmt); (G) - Spherulite laminite (sph -lmt) and (H) Shrubstone (shr). PPL, plane polarized light; PPX, crossed polarizers.

Source: Sales et al., 2022 in press



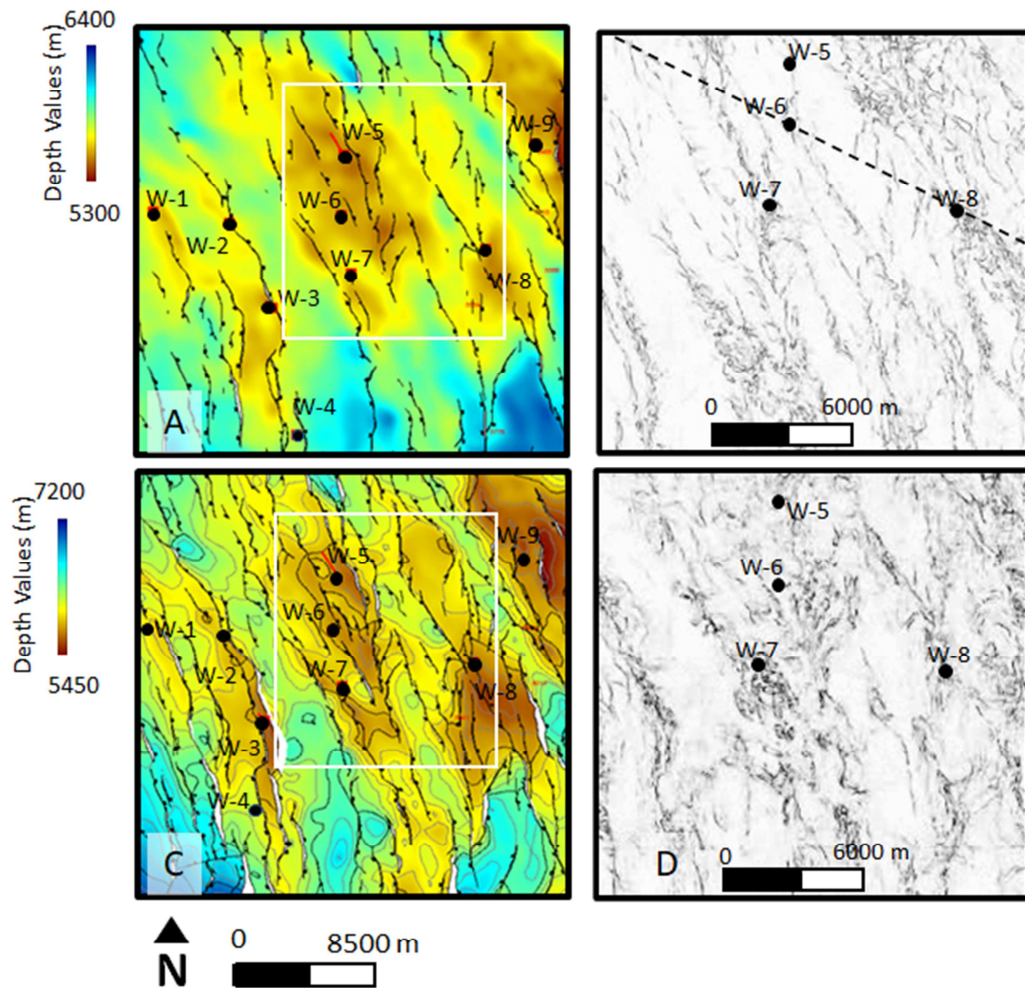
#### 4.7.2 Descriptive Analysis of the Seismically Detectable Deformational Structures at Reservoir Scale

Detailed seismic interpretation of the carbonate platform and adjacent structural blocks allowed the identification of genetically associated structural elements (relay ramps and extensional forced folds) (Figure 13). 256 interpreted fault planes were grouped into families based on their control of syn-rift sedimentary sequences (Figure 14a): 110 early syn-rift faults, 125 late syn-rift faults, and 21 post-rift faults. The latter – crosscuts the entire syn-rift sequences without evidence of growth strata controlled by fault movements (e.g., layer thickening near fault planes). Post-rift faults correspond to post-tectonic deformation described by Pérez-Gussynié, 2020 and Araújo et al., 2023, when they explain migration of rifting and their controls on sedimentation, erosion, and distribution of tectonic structures.

In general, all faults exhibit predominant NNW-SSE orientation, a mean value of N345W, and dip direction mainly to ENE, with an average value of 40° to early syn-rift faults and 56° to late syn-rift and post-rift faults (Figures 13 and 14c). In the northeast region of the carbonate platform, a subset of faults with opposite dip directions shows mean values of 50° to early syn-rift faults and 58° to late syn-rift faults. Faults located in the northeast structural high form conjugate pairs with an average angle of 64° with ENE dip faults set that is predominant in the study area.

Cross-plot of the fault length vs. throw of the studied fault planes shows that the early syn-rift and late-syn-rift faults behave similarly, following the same power law distribution (Figure 7d). Limitations of seismic resolution hampered the measurement of throws smaller than 35 meters.

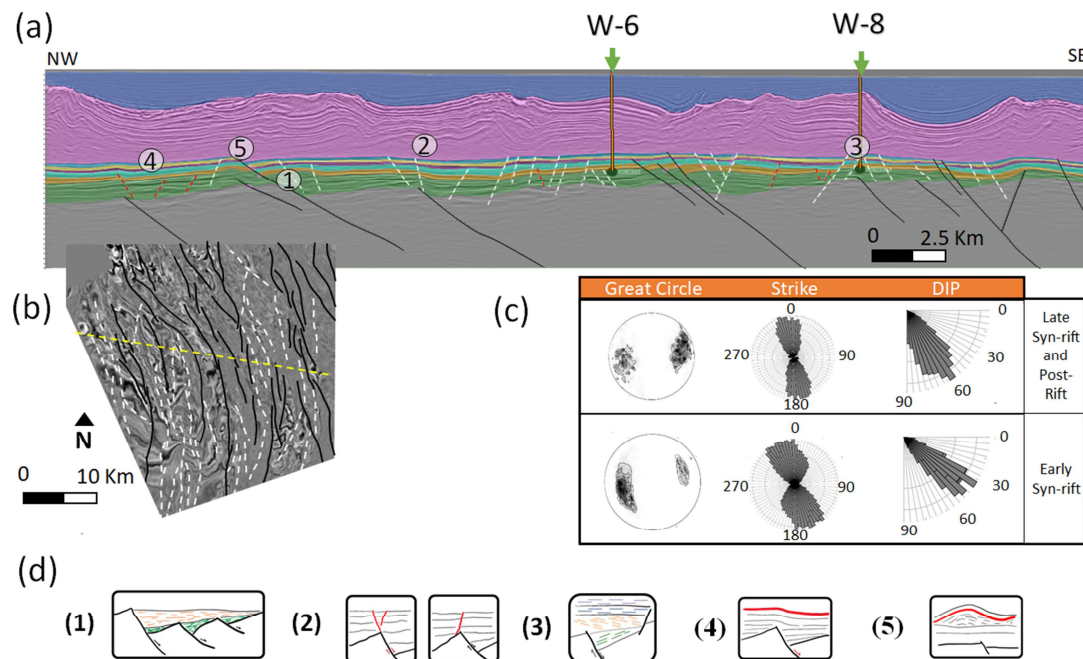
Figure 13 – Structural maps of the top of the MASRU and EBSRU



Legend: (a) Structural map of the top of the Middle Aptian Syn-rift unconformity (MASRU; c. 117 Ma) plotting with the structural fault framework. The white polygon highlights the low permeability carbonate area, including wells 5, 6, 7, and 8. (b) Zoom map of attribute of similarity extracted in the top of the MASRU. The pattern is notably rhombohedral at different scales that alternate with localized linear geometries. (c) Structural map of the top of the Early Barremian Syn-rift unconformity (EBSRU; c. 126 Ma) plotting with the structural fault framework. The white polygon highlights the low permeability carbonate area, including wells 5, 6, 7, and 8. (d) Zoom map of attribute of similarity extracted in the top of the EBSRU. For structural map location, see Figure 8.

Source: Sales et al., 2022 in press

Figure 14 - Main structural aspects summary



Legend: (A) Seismic section crossing wells 6 and 8, elucidating the main structures of the tectono-sedimentary framework. Three main sets of faults were separated in the study area based on the time activity. The first set corresponds to the faults that control the basement highs and that were nucleated in the early syn-rift phase (faults drawn in black color). The second set of structures corresponds to the nucleated faults in the sedimentary cover already in the late syn-rift phase (faults drawn in white color). They are mostly antithetical structures. The third set of structures corresponds to nucleated faults in the sedimentary cover in the post-rift phase (faults drawn in red). (b) Seismic amplitude map extracted at the top of the MASRU. (c) Geometric characteristics of all faults interpreted in the reservoir. (d) Main structural aspects summary: (1) EW depositional displacements (Early syn-rift – Late syn-rift), (2) Synthetic and conjugated faults in the corners of the basement blocks, (3) Structural inversion of depocenters, (4) Forced folds in an extensional domain and (5) Mound controlled by syn-rift faults.

Source: Sales et al., 2022 in press.

#### 4.7.3 Basement and Structural Compartments

The seismic horizon corresponding to the top of the acoustic basement coincides with the Rift Onset Unconformity (ROU; c. 135 Ma). The basement in the studied area comprises strongly segmented NW-SE structural highs associated with relay ramps systems, whose alignment defines accommodation zones (Figure 15). Normal faults defining the structural compartments of the area control half-grabens that are initiated in the early phases of the

ripping (Figure 14). These half-grabens are systematically flanked by horsts, which, together with the accommodation zones, separate several early syn-rift depocenters (Figure 16a-b).

The co-linearity between early and late syn-rift faults and the high spatial correlation with the basement structural highs and Early and Late Aptian structures suggests the continuity of tectonic activity from Early Hauterivian to Late Aptian (Figure 15). Such co-linearity only diverges in places where late syn-rift antithetical faults dictate depocenters' polarity changes to

WSW

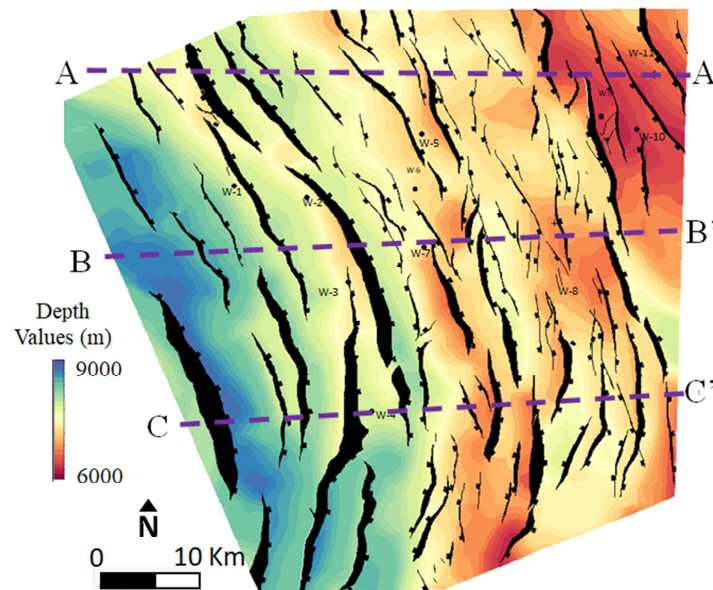
(Figure

15).

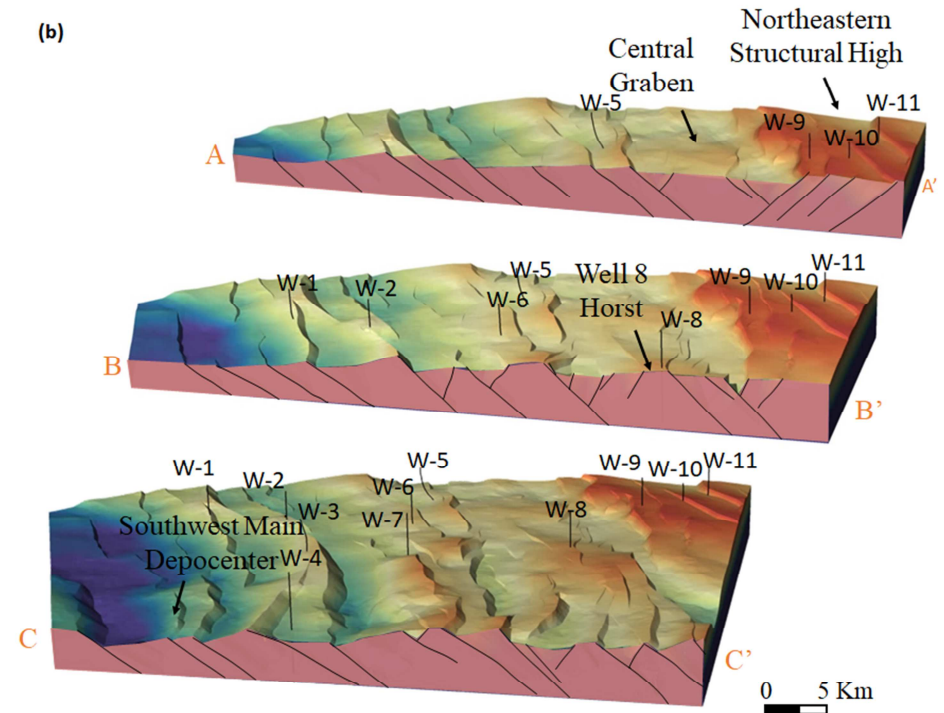
1 Figure 15 - Basement structural model

2

(a)



(b)



3 Legend: (a) Structural map of the top of the basement with wells (w) locations. (b) Basement structural model in three different locations. Note the segmented NW-SE  
4 basement structural highs forming relay ramps systems. In the central region, half-grabens and their controlling faults are separated by horsts.

5 Source: Sales et al., 2022 in press.

#### 4.7.3.1 Basement Seismic Characterization

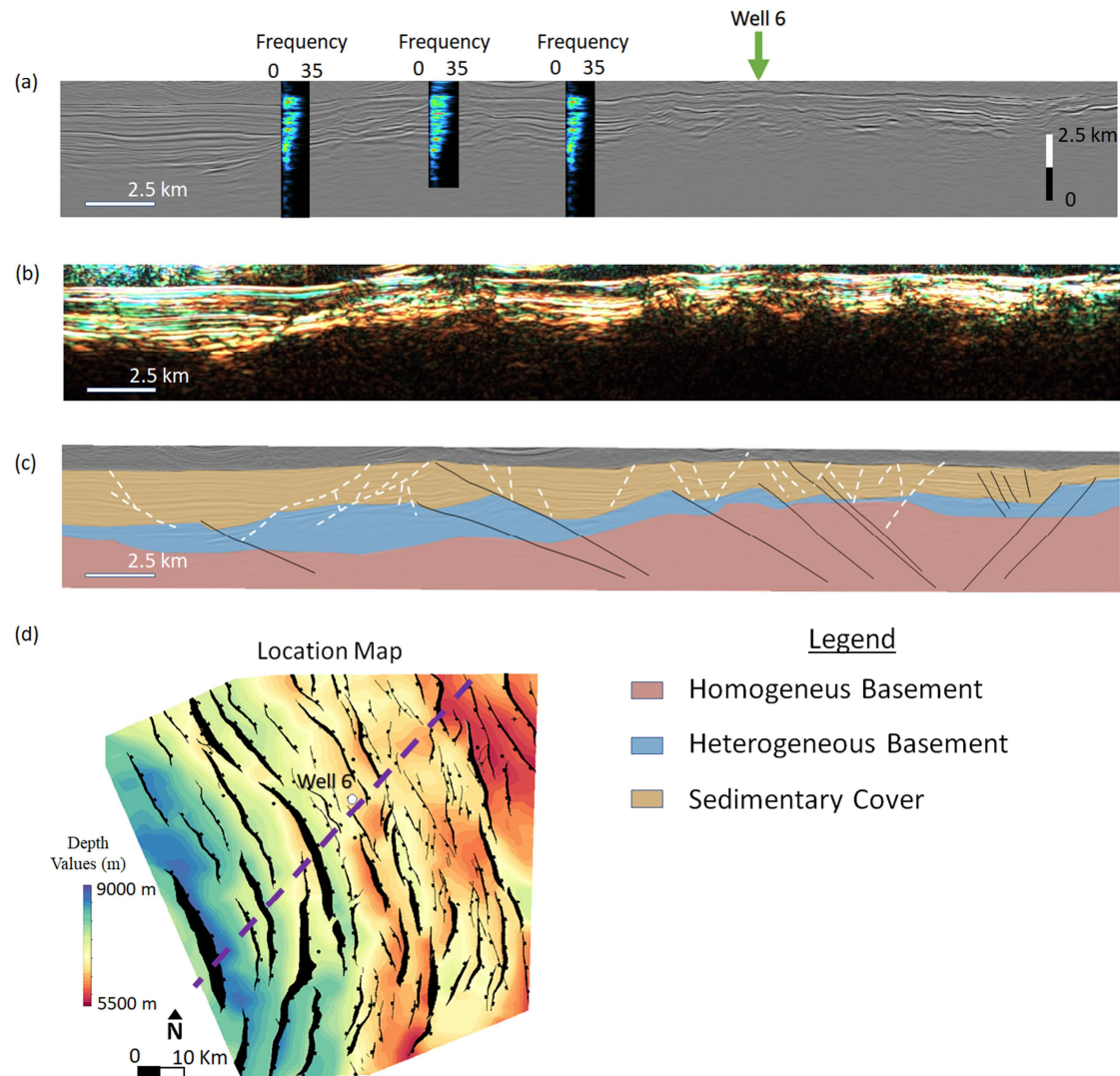
The inner region of the basement is characterized by low amplitudes (average values of 5 x 10<sup>5</sup>) with seismic reflectors arrangement that alternate mode of occurrence from continuous and homogeneous to discontinuous and anastomosed (Figure 16). The low amplitudes can be explained by the attenuation of high-frequencies components of the seismic signal caused by rocks with high densities and strong elastic contrasts. In the drilled structural basement highs, internal interfaces with dip angle and directions similar to the top of the basement are identified. Their seismic signals range from medium to high amplitudes with strong anisotropy.

Frequency bands obtained with signal decomposition using continuous wavelet transform (CWT) revealed singular spectrum characteristics, such as low dominant frequency, narrow bandwidth, and negative phase gradient (Figure 16).

In terms of amplitude, the basement is highlighted in black, associated with very low contribution values from both components that evidence the strong attenuation of the seismic signal. The lowest frequency component in the red color tends to predominate. Note that the intermediate (blue) and high (green) frequency components start to contribute more to the combined anomalies. It is possible to interpret these variations in the changes in the thickness of the internal reflectors and the classification in different seismic facies. The western portion of the study area has greater thickness associated with heterogeneous seismic facies, with an average value of 3.5 km. This region extends to the position of the structural high of well 7. It is where the largest depocenters are located. The eastern portion is characterized by a lower thickness of heterogeneous seismic facies, with an average value of 700 m. It is marked by thin layers covering the structural highs.



Figure 16 - Basement seismic characterization



Legend: (a) Seismic section with amplitude anomalies. Frequency and phase of the seismic signal decrease with depth. Strong attenuation is perceived; (b) Seismic section with mono-frequencies obtained with the continuous wavelet transform (CWT) combined to blend the individual characteristics and evaluate the interference patterns with Red-Green-Blue (RGB) color pattern. The components of 12 cycles/km (red component), 17 cycles/km (green component) and 21 cycles/km (blue component) were specifically chosen. The basement is highlighted in black, associated with very low values of contribution from both components. (c) Section interpretation of homogeneous basement, heterogeneous basement, and sedimentary cover. (d) Structural map of the top of the basement with well locations. White dashed lines refer to the location of the seismic cross-section illustrated in the image (a), (b) and (c).

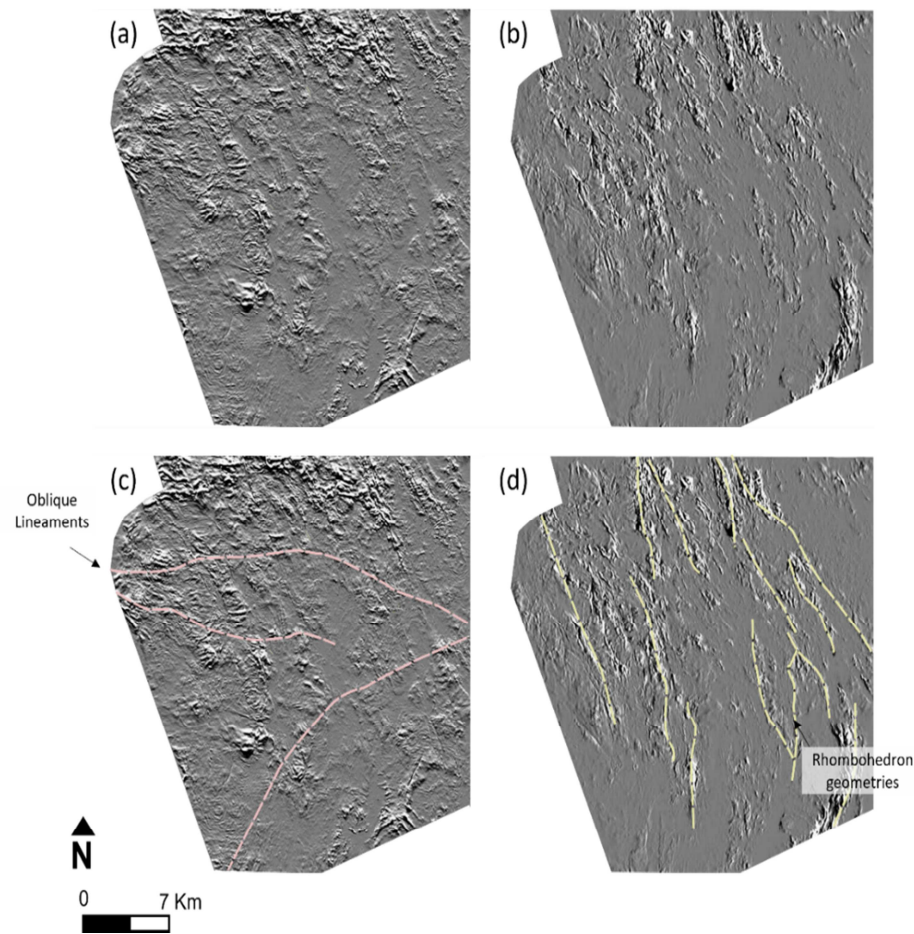
Source: Sales et al., 2022 in press.

#### 4.7.3.2 Energy Gradient in the Characterization of Lineaments

The energy gradient attribute highlights the lateral energy contrast associated with changes in the elastic properties of the medium. Figure 17b shows the instantaneous energy gradient anomalies extracted close to the interpreted ROU in the INLINE direction. The gradient direction is approximately orthogonal to the principal early syn-rift faults of the rift system. The texture of the regions associated with the structural highs of the basement is rough, with little continuous to chaotic patterns. In the central area, the anomalies have rhombohedral geometries. The regions associated with structural lows have homogeneous textures, evidencing the lower brittle structure density. Figure 17a shows the instantaneous anomalies of the energy gradient in the crossline direction. The amplitude maps extracted from the attribute near the top of the ROU show throughgoing roughness anomalies oblique to the main direction of the basement structural highs and lows. These oblique anomalies highlighted in Figure 17c segment the regions of the structural highs with a rough texture.



Figure 17 – Energy gradient anomalies.



Legend: (a) Instantaneous energy gradient anomalies in the crossline direction extracted close to the interpreted ROU unconformity. (b) Instantaneous energy gradient anomalies in the INLINE direction extracted close to the interpreted ROU unconformity. (c) Interpreted lineaments in the instantaneous energy gradient anomalies in the crossline direction showing oblique geometries to the main structures of the rift system. (d) Interpreted lineaments in the instantaneous energy gradient anomalies in the INLINE direction showing main syn-rift fault zones which configure rhombohedron geometries.

Source: Sales et al., 2022 in press

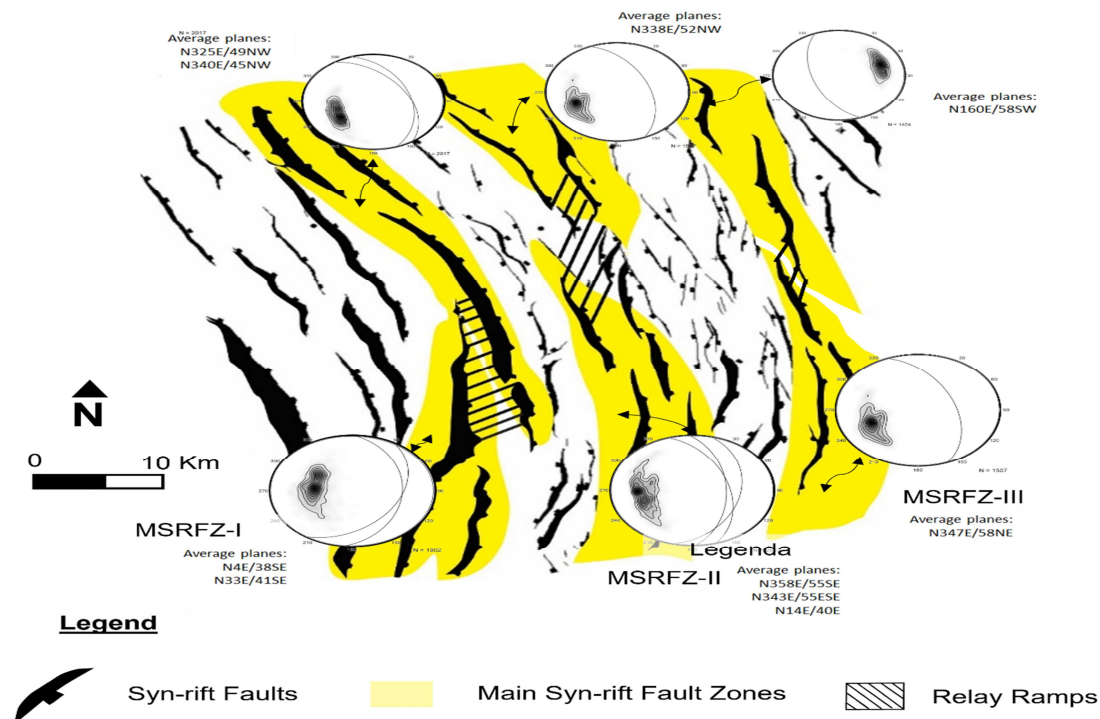
#### 4.7.4 Rift Major Fault Zones

Faults controlling the Early Syn-rift sediments show different degrees of maturity in the relationship between cumulative throws and length, with average throws of 600 meters and lengths of 5400 meters. Therefore, this set of faults was named Main Syn-rift Faults Zones (MSRFZ). They form semi-continuous and linear narrow zones, bounding the structural basement highs and lows.

Three MSRFZ were individualized: MSRFZ-I, MSRFZ-II, and MSRFZ-III (Figure 18). This fault sets' NNE and NNW trends are separated into South and North segments by reservoir-scale relay ramps systems. The MSRZs delimit the structural highs and lows of the basement (Figure 18). Inside the structural highs and lows, faults are less expressive and distributed in a pervasive way, with irregular segments (Figure 19).

The southern segment of MSRFZ-II is on top of the structural high, forming faults subparallel to the regional NNW trend that composes the regional framework. Strikes of MSRFZ bends from NE-SW to N-S (Figure 18) all over the studied area. In the northern sector, faults are NW-SE oriented (average value of  $N330^\circ$ ) and show a dip direction to NW (average value of  $48^\circ$ ) in both MSRFZ-I and MSRFZ-II. From south to North, there is a clear increase in the fault dip angle, accompanied by changes of dip polarity in the MSRF-III, which dip to W and E in the North and south areas, respectively. Both increasing dips and opposing dip domains are common characteristics of unsuccessful fault connections that left behind zones of distributed deformation (Faulds & Varga, 1998), known as accommodation zones (Figure 18).

Figure 18 - Main Syn-rift fault zones



Legend: Structural fault framework of Early syn-rift (ESR) highlighting the geometric characteristics of all Main Syn-rift fault zones (MSRFZ). Notice that the MSRFZ has a semi-continuous linear arrangement of faults, with collinear patterns, which form narrow zones.

Source: Sales et al., 2022 in press.

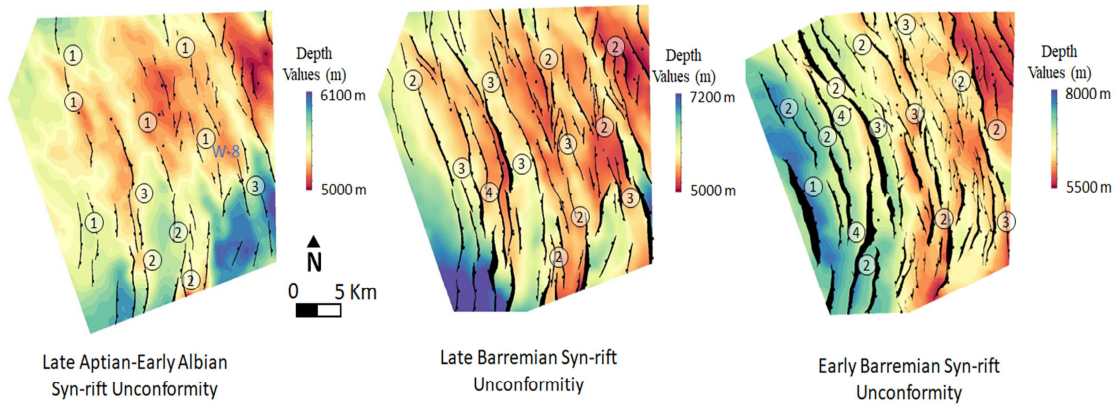
#### 4.7.5 The Role of Accommodation Zones in the Structural Compartmentation of the Reservoir

*En echelon* NNE and NNW-trending normal faults, forming NW trending relay ramp systems mark the region of displacement transfer among overlapping MSRFZs. Figure 19 shows the reservoir structural model for relay ramps affecting different stratigraphic intervals. Early syn-rift relay ramps are given by several breached or coalesced segments of right and left-stepping normal faults with dimensions considerably larger than those affecting younger sedimentary sequences. Independent of the decreasing displacement and length of faults from Early Barremian to Late Aptian sequences, the reproduction of similar fault arrangement from Early to Late syn-rift seismic horizons attest continuity of fault activity and displacement transfer along relay ramps during each rifting phase.

Figure 19 also shows the continuation of fault growth and consequent displacement transfer, starting with nucleation of large displacement faults, bounding main basement structural highs, during the early syn-rift. However, activity decreased in the upper stratigraphic unities, where sparse discontinuous *En echelon* faults give fault arrangement. In this case, most of the faults were aligned parallel to the orientation of the accommodation zones. This is clearly illustrated in the map of Late Aptian of Figure 19, in which right- and left-stepping *En Echelon* faults are the main structural features. The predominance of these features in the Late Aptian indicates fault displacement and formation of accommodation zones (290° AZ and 245° Az, respectively, see Figure 20), controlling the distribution of catchment areas for reservoir rocks that probably occurred at this time.

The continuity of the accommodation zones across the studied area was used as criteria for separation of three domains: South, Central and North, respectively (Figure 21). These domains are described in detail below.

Figure 19 – Relay ramps systems.



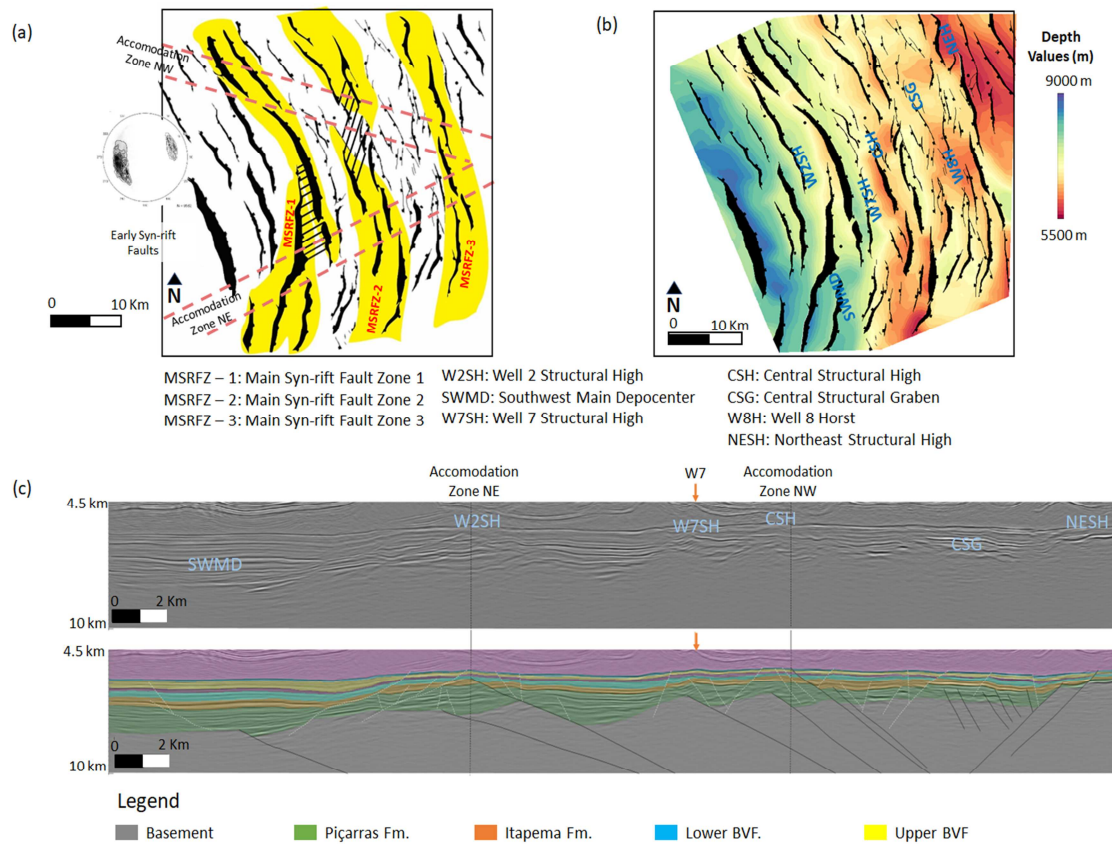
#### Legend

- ① Isolated fault tips    ② Overlapping fault segments    ③ Connected fault segments    ④ Breached relay ramps

Legend: Relay ramps for different intervals in the structural high area. The relay ramps were described with subsequent classification by criteria of preservation and rupture of the ramps. Notice the different degrees of faults segment connections.

Source: Sales et al., 2022 in press.

Figure 20 - Reservoir scale accommodation zones.



Legend: (a) Structural fault framework of Early Syn-rift (ESR) highlighting the geometric characteristics of all Main Syn-rift fault zones (MSRFZ). Notice how the pattern of major faults and structural highs are segmented in the accommodation zone regions. (b) Main early syn-rift fault zones on the structural map of the top of the basement. (c) Seismic section crossing well 7 elucidating the main structures of the tectono-sedimentary framework separated by the accommodation zones. The faults drawn in black color corresponds to the faults that control the basement highs and that were nucleated in the early syn-rift phase. The faults drawn in white color corresponds to the nucleated faults in the sedimentary cover already in the late syn-rift phase. They are mostly antithetical structures.

Source: Sales et al., 2022 in press

#### 4.7.5.1 South domain

The limit of the South domain is given by the 245° Az accommodation zone that goes all the way through the studied area till its connection to the east with the 290° Az accommodation zone (Figure 21). Early syn-rift faults at this domain are dominantly NNE, except at the easternmost portion of the area, where their extremities bend to NNW (Figure

20). The seismic horizon illustrated in Figure 21a shows the increase in depth of depocenters to WSW. Such behavior is controlled by progressively steepening MSRFZs, bounding three expressive structural highs connected by relay ramps. Faults throw in this domain are responsible for a series of fault scarps with a maximum height of 750 m. It is important to note that the early syn-rift's relief and fault throws decrease eastward.

#### 4.7.5.2 Central domain

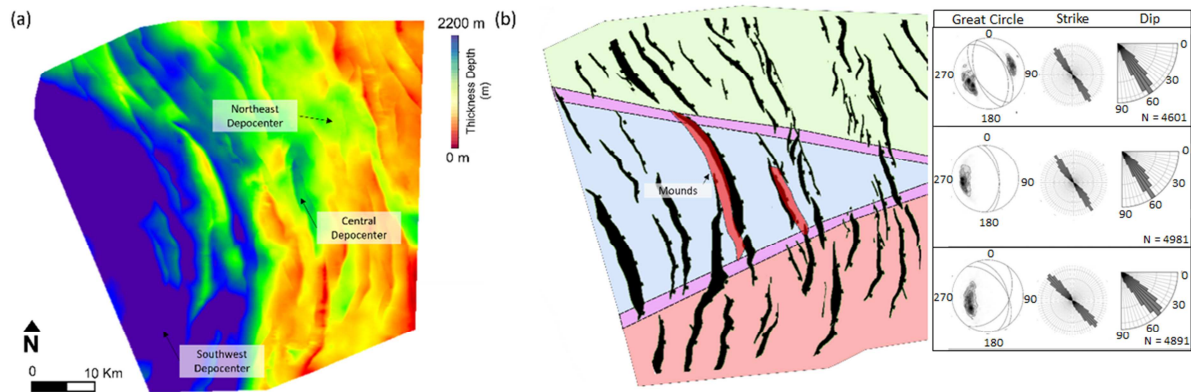
This domain is enclosed between the 245° and 290° Az accommodation zones (Figure 21). It becomes wider to the west (30 Km wide; see Figure 21b), where the deepest depocenters and high throw faults occur (Figures 20 and 21). The highest vertical throw is at the MSRFZ-I. The main distinctive characteristic of this domain is given by the gradual down-faulting eastward, with smooth relief, associated with relatively small throws across main early syn-rift faults. To the east, the interaction between Early and Late syn-rift faults resulted in horst structures, with rhombohedral geometry in map view (well 8 structural high).

#### 4.7.5.3 North domain

The northern domain is north of the 290° Az accommodation zone (Figure 21a). Fault architecture in this domain is given by a series of ENE-dipping domino-style early syn-rift faults, with dip increasing to the east. In the easternmost portion of the area, the dip direction changes to WSW, forming the northeast depocenter indicated in Figure 21a. The passage from ENE to WSW dipping faults occurs abruptly, being well marked by the increase of topographic relief compared to the other structural domains (Figure 21a).



Figure 21 – Structural domains.



Legend: (a) Thickness maps of the Valanginian - Upper Aptian (135-113 Ma) Syn-rift tectonostratigraphic sequence showing the control in the distribution of the main depocenters, and structural highs conditioned by the accommodation zones. (b) Structural domains with the fault framework of early syn-rift (ESR) comparing the fault distribution and the main structural high units. Notice the structural basement high travertine mound occurrence restricted in the central domain.

Source: Sales et al., 2022 in press

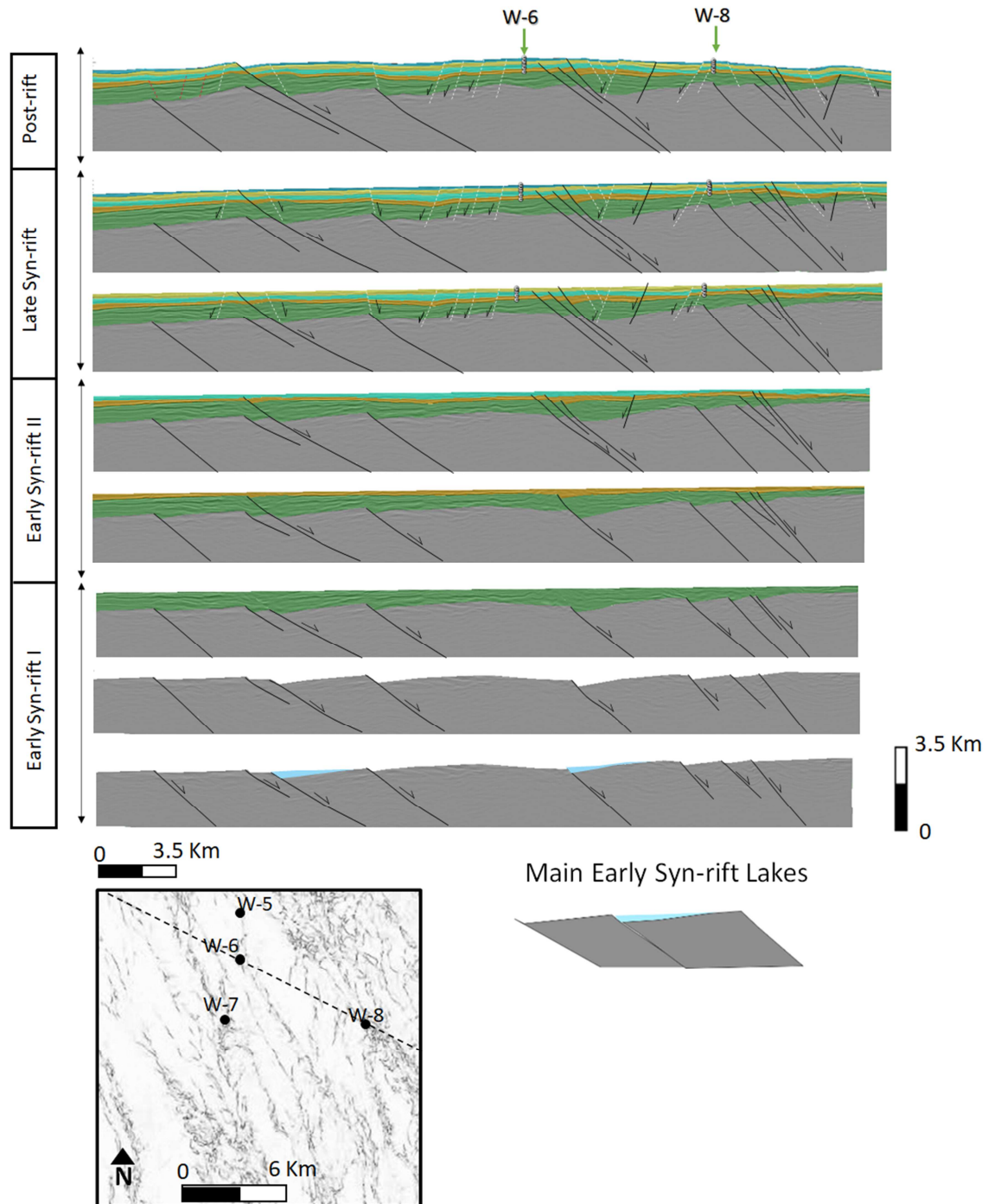
#### 4.7.6 Section Restoration, Fault Activity and Depositional Control

Restored seismic sections confirm the observed decrease of tectonic activity from early to late rifting phases (Figure 22), with the half-grabens associated to early syn-rift faults controlling major sedimentary thicknesses. Diminishing of fault throw from base to top of the early syn-rift sedimentary sequences marks such progressive reduction of tectonic activity in the western portion of the section. At the same time, deformation migrates eastward to the center of the section, where the main carbonate platform is located (Figure 23; 25). At the western portion of the section, as fault throw of syn-rift faults gradually decreases, growth structures given by sedimentary wedges thickening against fault planes show similar behavior.

This is given by progressive shallow dips of growth structures interpreted by the arrangement of seismic reflectors from base to top of the Barra Velha Formation (Figure 22). With migration of deformation eastward, late syn-rift antithetic faults, formed at the center of the section, accommodate the local uplift of the central area, which at this time formed a central horst. Continued deformation upwarping of the horst in the post-rifting phase,

triggered distributed deformation that folded all the Aptian deposited in this region (Figure 22).

Figure 22 - Reservoir section restoration.



Legend: Restoration steps of section NW-SE crossing wells 6 and 8. Local position of the section is indicated with dashed line in the similarity map.

Source: Sales et al., 2022 in press



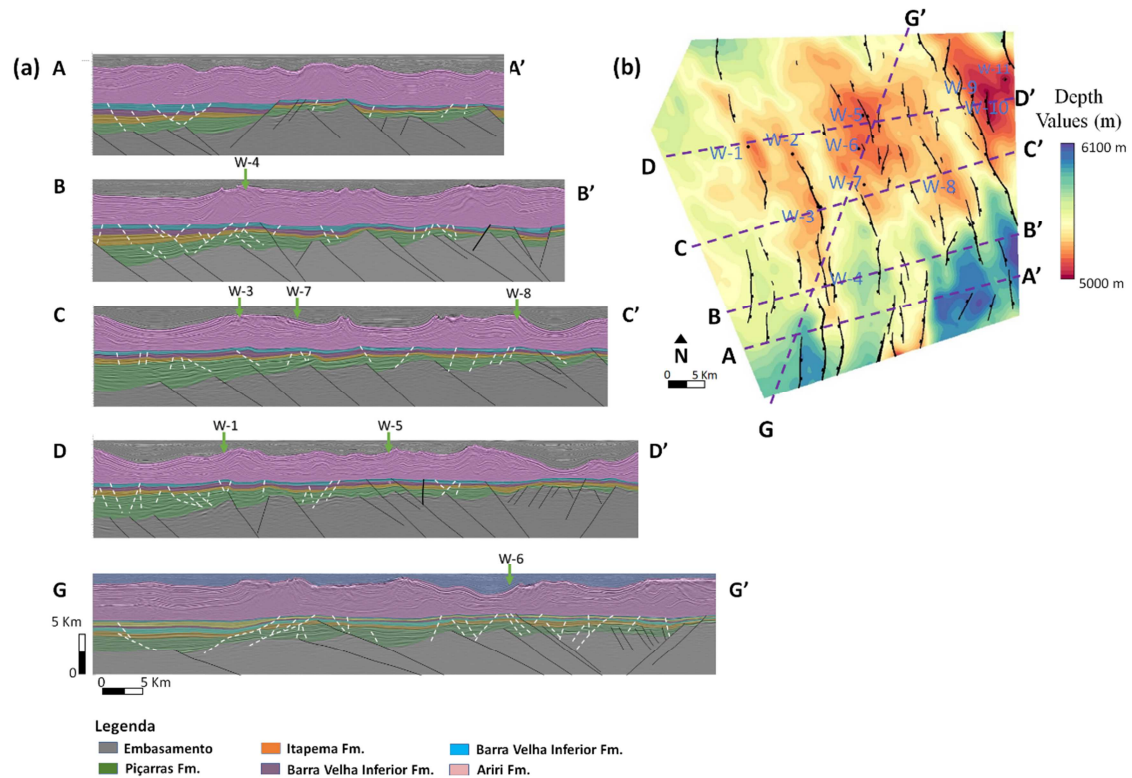
#### 4.7.6.1 Architecture of Late syn-rift faults

Late syn-rift faults were separated in three main sets. The first one corresponds to faults nucleated at the expenses of early syn-rift faults. These faults are bounding basements highs as illustrated in AA', BB,' CC,' DD' and GG' of Figure 23. Instantaneous amplitude maps of the similarity attribute extracted in the representative range of the early syn-rift shows well-developed anomalies with a notably linear pattern of the main NW-SE direction that alternates with localized anastomosed patterns (Figure 13). In the relay ramps areas, fault trend bend into NNE-SSW orientations.

The second set of structures corresponds newly formed faults (see also sections AA', BB,' CC,' DD,' GG' of Figure 23). They are antithetic with respect to previous fault set. These faults control the structural closure of the western edge of the central platform, where wells W-5, W-6, well 8 and 7 are located. Orientation of these faults changes slightly to north with respect to previous set (N340°) and their dips, which vary from ENE to WSW. In terms of intensity, this set is less pervasive than its conjugate. The instantaneous amplitude map of the similarity attribute for these faults shows lower intensity of similarity anomalies, which are shown with shorter lengths (Figure 13b). The pattern is notably rhombohedral at several scales.

The third set of late syn-rift faults corresponds to newly formed faults restricted to the sedimentary cover, associated to the post-rift phase (Figure 13). They form NNW-SSE trending conjugate systems, with alternating dips to ENE and WSW. These faults are observed in the main structural lows and show no association with early or late syn-rift faults. In general, the density of the structures is quite restricted to the large depocenters of the southwest region. No seismic evidence of any control of the third set of faults in the sedimentary fill was identified.

Figure 23 – Seismic multi-sections.



Legend: (a) Seismic multi-sections depicting the main structures of the studied area. The faults drawn in black color corresponds to the faults that control the basement highs and that were nucleated in the early syn-rift phase. The faults drawn in white color corresponds to the nucleated faults in the sedimentary cover already in the late syn-rift phase. They are mostly antithetical structures. (b) Structural map of the top of the salt base and seismic multi-section crossing wells in the reservoir area.

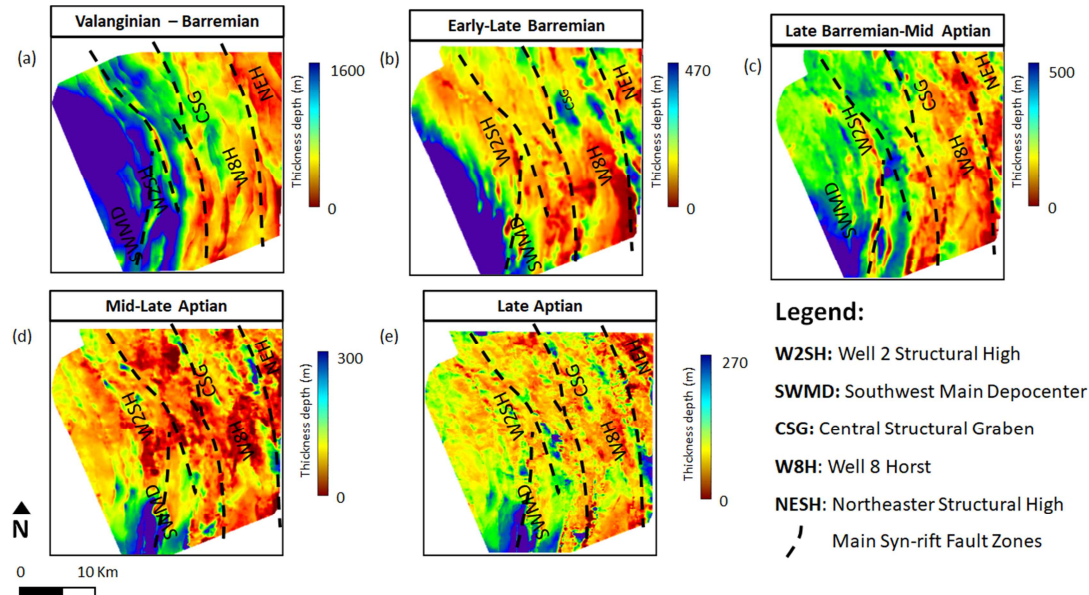
Source: Sales et al., 2022 in press

#### 4.7.6.2 Tectono-stratigraphy

Detailed fault analysis of modeled seismic horizons, faults, and folds, combined with thickness maps, were used to refine time and space relationships between syn-rift deformation processes and the tectono-sedimentary evolution of the studied area (Figs 23-25). This approach began with the simultaneous 3D modeling of tectono-sedimentary maps and syn-rift fault families (Figures 26; 27), controlling the distribution and geometry of Valanginian to Mid-Aptian (135 – 117 Ma) sedimentary packages. The exception is done to Late Aptian (117 – 113 Ma), where newly-formed faults give fault control on depocenter distribution. Four tectono-sedimentary phases are described: (i) Early syn-rift I (ESRI, 135 – 126 Ma), (ii) Early

syn-rift II (ESRII, 126 – 117 Ma), (iii) Late syn-rift (LSR, 117 – 113), and (iv) Post-rift (PR). Each phase is limited by its respective unconformity (Figure 10).

Figure 24 - Thickness maps.



Legend: Structural control of distribution of sedimentary sequences illustrated with thickness maps: (a) Valanginian to Barremian (135-126 Ma), (b) Early to Late Barremian (126–123 Ma), (c) Late Barremian to Mid Aptian (123-117 Ma), and (d) Mid-Late Aptian and e) Late-Aptian (117-113 Ma). Main Syn-rift Faults zones (MSRFZ) in black dashed lines.

Source: Sales et al., 2022 in press.

Evolution of depocenters begins in the Valanginian to Barremian with the early profusion of half-grabens, controlling lacustrine sediments of Itapema Formation (Melo et al. 2021). These sediments are interpreted as deposited within syn-rift lakes bounded by E-SE dipping faults (Figure 22; 24), located west of the SHE. These sediments are progressively buried beneath Late Barremian sediments, which advance eastward over the area (Figure 24). Comparison of tectono-sedimentary maps shows thickness contrasts between the Valanginian to Mid-Aptian, with maximum thicknesses of ~1600 m, and the Mid-Late Aptian, with maximum thicknesses of ~300 m. In Valanginian to Mid-Aptian, the creation of accommodation space is higher, with clear NE-directed migration from the Valanginian-Barremian to Early-Late Barremian, returning to SW-directed depocenter migration in the Mid-Aptian. Such depocenter evolution is well illustrated in Figures 23 and 24.

The structural restoration illustrated in Figure 22 shows the Late syn-rift to post-rift uplift of the central portion of the area, simultaneously with the nucleation of antithetic normal faults. These structures give the final geometry a tectonic style of horst and grabens

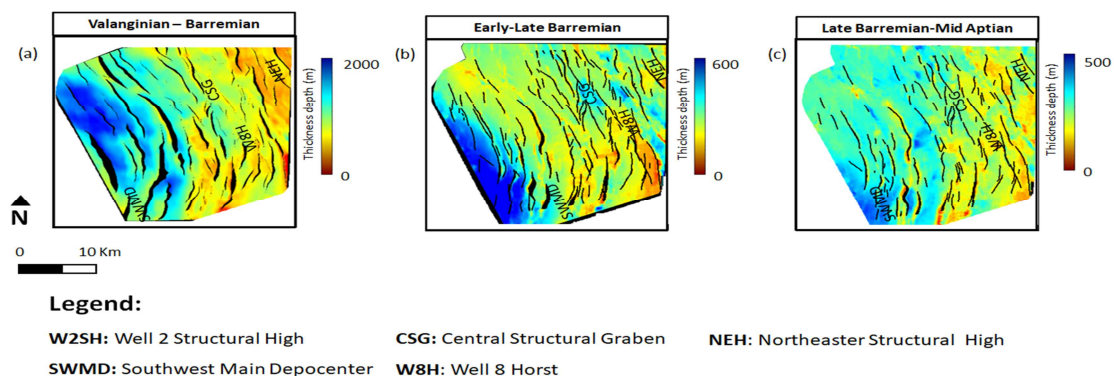
(Fig 23; sections AA', BB', CC', DD' and GG' in Figure 23). The uplifted region affects the most significant Late syn-rift depocenter, where the well-8 is located (Section GG' in Figure 23). Map view of these structures in Figures 21, 22, and 25 show that the accommodation zones bound thickness variations. The later phases of deformation, Early Syn-rift II and Late Syn-rift, produce the internal compartmentalization of the **SEH** at this portion of the area, directly impacting the distribution of sedimentary facies (Figure 13).

The later syn-rift to post-rift uplift is well illustrated with Well 1, in which the Late Aptian-Lower Albian unconformity (LASRU; c. 113 Ma) is shallower compared to Well 2 (Section DD' in Figure 21). Nonetheless, well 1 identified talc-like stevensite layers. These minerals are associated mainly with lacustrine deposits in distal settings, while well 2 identified higher energy carbonates from the Barra Velha Formation (shrubs, stromatolites) (Figure 11). A detailed description of structures related to each syn-rift phase is given in the following subitems.

#### Early Syn-rift Phase I (ESRI)

The Rift Onset Unconformity (ROU; c. 135 Ma) and the Early Barremian Syn-rift Unconformity (EBSRU; c. 126 Ma) define the top and base of the Piçarras Formation (Figure 24a). The thickness map calculated between these unconformities reveals important structural control of Early syn-rift faults. They show increasing sedimentary thickness towards SE-dipping faults (Figure 25a), with few or no activity along SW-dipping faults pertaining to the same family.

Figure 25 – Early Syn-rift tectono-sedimentary maps.



Legend: Tectono-sedimentary maps of each syn-rift tectono-stratigraphic sequences: (a) Valanginian - Barremian (135-126 Ma), (b) Early-Late Barremian (126-123 Ma) and (c) Late Barremian-Mid Aptian (123-117 Ma). Syn-rift Faults zones in black lines.

Source: Sales et al., 2022 in press.

### Early Syn-rift Phase II (ESRII)

The early Syn-rift Phase II has base and top defined by the Early Barremian Syn-rift (EBSRU; c. 126 Ma) and Middle Aptian Syn-rift Unconformities (MASRU; c. 117 Ma), respectively. This interval comprises the sediments of the Itapema and Lower Barra Velha formations (Figures 26b; 26c). The Itapema sediments zone corresponds to the interval between the EBSRU and the LBSRU and has thicknesses relatively homogeneous in the western region (Figure 25b). Toward the Central Structural Graben, this interval thickens, reaching sedimentary columns of 400 meters (Figure 24b), with the deepest depocenter located at the hanging wall of the Main Syn-rift Fault Zone-III (450 meters), separating the Horst which holds the structure where the well 8 was drilled.

The second interval (Figure 24c) was calculated between LBSRU and the MASRU, comprising the Lower Barra Velha Formation, which consists of carbonaceous-siliciclastic mudstone, peloid laminite with crenulate structure, and dolomite-calcite crust laminate (Figures 12; 13). The deepest depocenter of this interval (500 meters) occurs in the hanging wall of the Main Syn-rift Fault Zone-I, which marks the westward migration of deformation (Figure 25c). This depocenter is limited to the west by the Central Structural High (location of well 2) and to the east by the Horst, where well 7 is located.

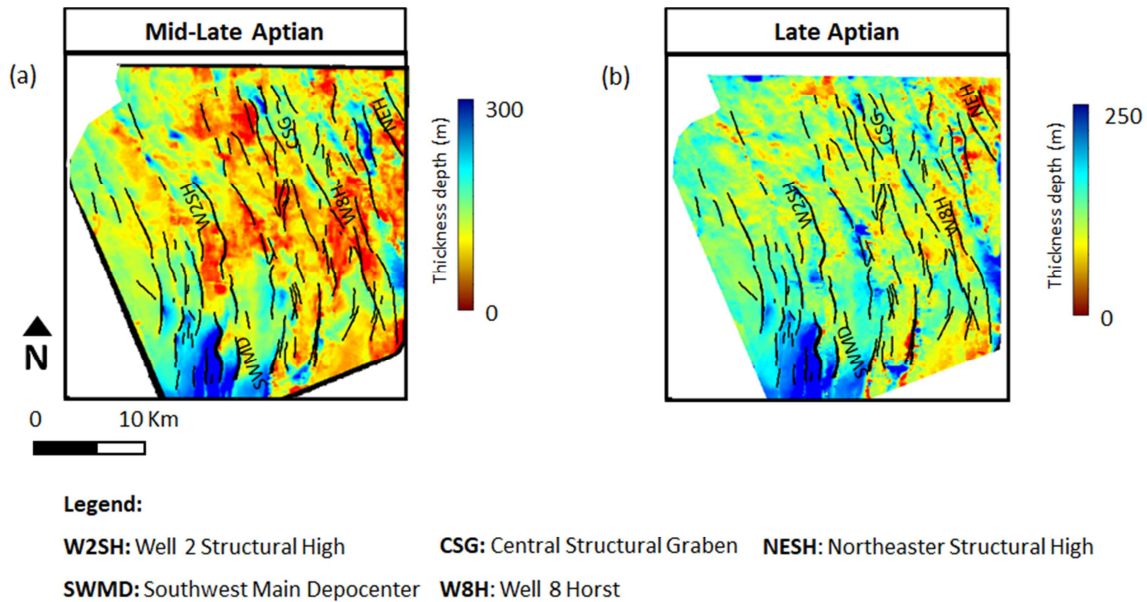
### Late Syn-rift Phase (LSR)

The last syn-rift phase is defined at the top and base by the MASRU and LASRU, respectively. It constitutes the lithostratigraphic units of the Upper Barra Velha Formation. Although the occurrence of few scattered depocenters, maps of Figures 25 d-e show the dominance of thin sedimentary coverage (average thickness 150 meters). Tectono-sedimentary maps illustrated in Figure 26 show notable changes in the general behavior of the deposition profiles, given by the depocenters controlled by WSW dipping antithetic faults (Figure 26). Main Syn-rift Faults Zones still control the main structural highs and lows, with the southwest depocenter holding the thickest sedimentary package (average of 290 meters).

One important change in the tectonic behavior during this phase is given by the uplift of the central area in the proximity of wells 5, 6, and 8 (Section GG' of Figure 23). Evidence of divergent seismic reflectors, with the thickest strata against the interpreted normal faults, indicates the contemporaneity of faulting and sedimentation during the late Syn-rift phase (Figure 26). One important aspect is that such tectonic activities do not spread over the area. To the south, inexpressive sedimentary thicknesses testify inactivity of faults and the

consequent creation of accommodation space in this sector. From this region to the north, is clear the gradual increase of fault activity (Figure 26a).

Figure 26 – Late Syn-rift tectono-sedimentary maps.



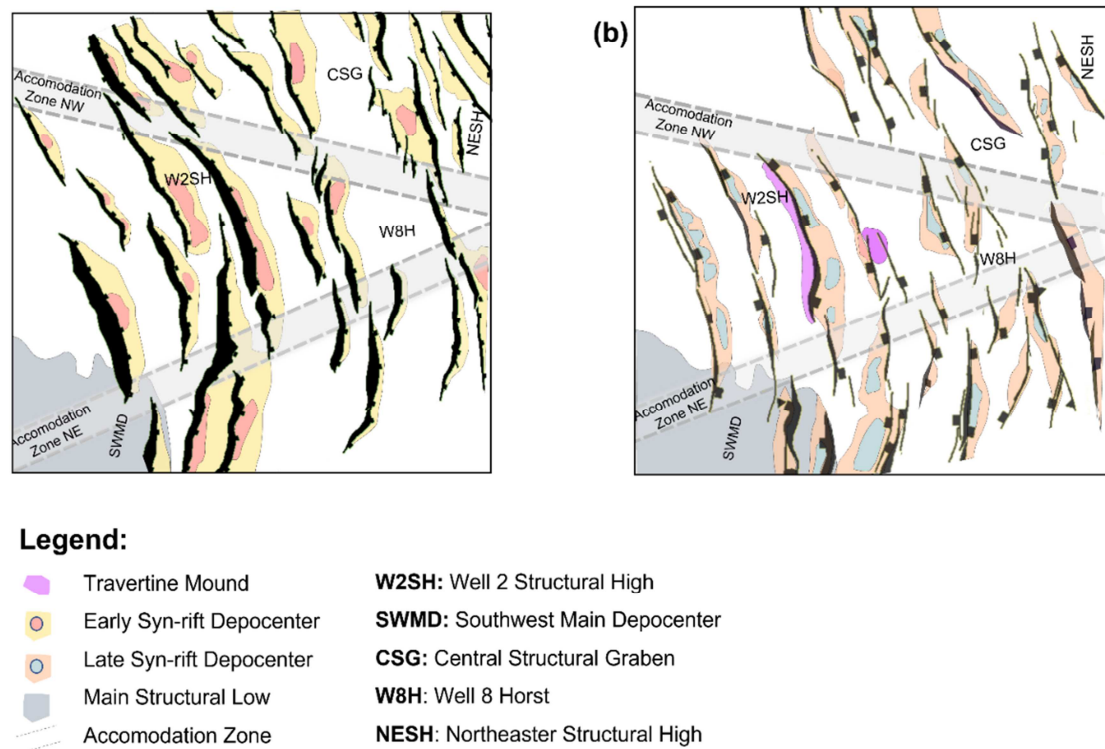
Legend: Tectono-sedimentary maps of (a) Mid-Late Aptian and (b) Late Aptian syn-rift phases. Syn-rift active faults in color black lines. Note the fault control in the distribution of main depocenters.

Source: Sales et al., 2022 in press.

Comparisons between early and late syn-rift thickness maps demonstrate the decrease of sedimentary thicknesses and fault activity during the last deformation phases. Despite the evident decrease in fault activity, the northeastern structural high remained the most prominent structural high from the early to late rifting phases. Such conditions provided the necessary conditions for depositing higher energy carbonate rocks of the Barra Velha Formation (shrubs, stromatolites, grainstones). Figure 27 is a schematic model showing the main depocenters of the Early (left) and Late Syn-rift (right) phases.



Figure 27 – Depocenters schematic model.



Legend: Schematic model showing the main depocenters of (A) Early syn-rift and (B) Late Syn-rift phases. Note that travertine mounds are restricted to the Central Domain.

Source: Sales et al., 2022 in press.

### Post-rift

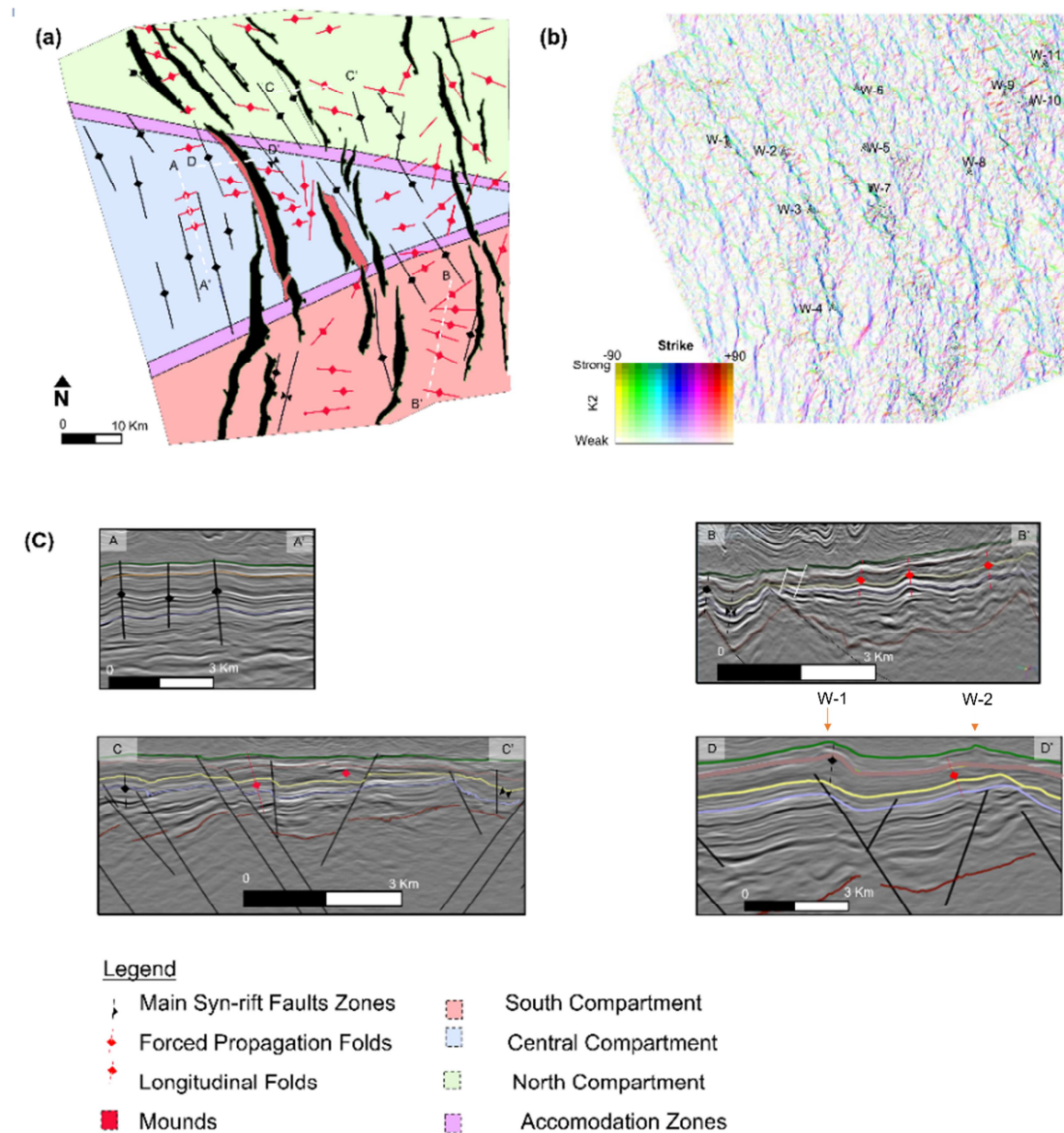
The main structure associated with this phase are folds affecting the entire syn-rift sequence, including the late Aptian layers (Figure 22). Fold analysis was taken by interpreting 134 axial surfaces (Figure 28). They are mostly (i) extensional fault propagation folds and (ii) transverse folds associated with the throw variation along the fault plane (Schlische, 1996).

Fault propagation folds are common structural features found at various scales in extensional systems (Khalil et al., 2020). They constitute the largest set of structures interpreted in the reservoir (Figure 28). These folds display sub-vertical axial surfaces and a 330 Az trending fold axis, subparallel to the NW trending associated faults.

The second type of fold is associated to relay ramps in the reservoir scale. They form transverse folds with ENE to ESE trending axial planes (Figure 28). Those are described as a generalized flexural bending of the layers with no apparent relation to syn-rift faults. The

transverse fold geometries are like those shown in the interpreted depth-converted conjugate Santos-Benguela transect through the central portion of the Central Atlantic (Figure 9).

Figure 28 – Structural compartments with the axial planes of folds.



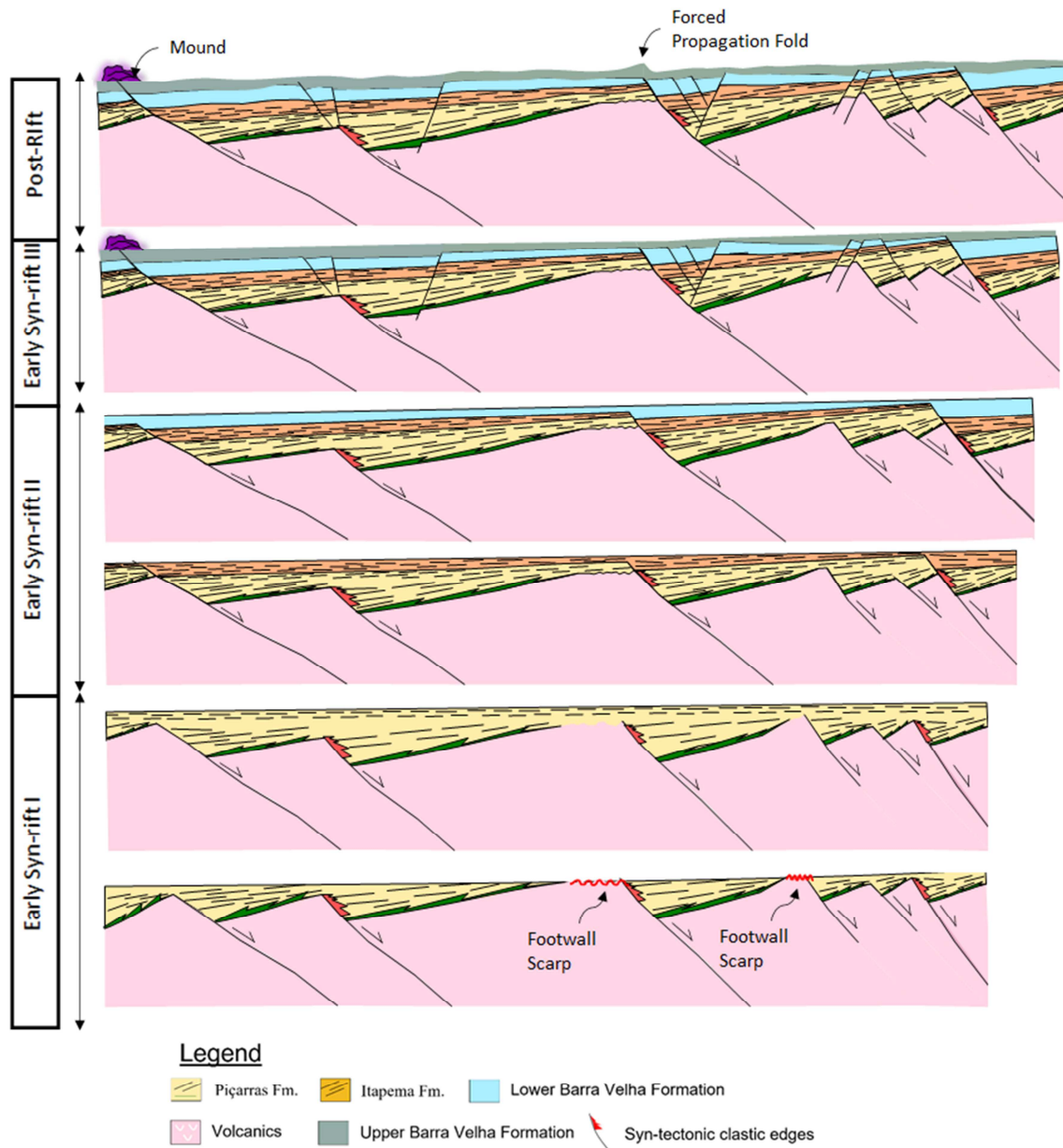
Legend: (a) Structural compartments with the fault framework of Main Early Syn-rift Faults (MESRF) and all axial planes of folds. Note the changes in orientation of axial planes from one compartment to another. (i) Extensional fault-propagation folds are illustrated in black, whereas (ii) transverse folds are in red. (b) Map extracted along the horizon Late Aptian-Early Albian unconformity (LASRU c. 113 Ma) at K2\_Strike curvature volume. (c) Seismic sections illustrate the main axial planes.

Source: Sales et al., 2022 in press



Figure 29 illustrates a representative geological cross-section in the central area, emphasizing the formation and deformation of accommodation space and sedimentary infill.

Figure 29 – Schematic geological cross-section.



Legend: Schematic representative geological cross-section in the central area for each tectono-sedimentary phase. For section location, see Figure 22.

Source: Sales et al., 2022 in press

## 4.8 Discussion

Despite the wellness of conceptual models of depositional controls of grabens in rift basins and their impact on the deposition of syntectonic sediments (Gawthorpe & Leeder, 2000; Leeder et al., 2002; Gawthorpe et al., 2003; Lykousis et al., 2007), there is no detailed work with a focus on space creation and their impacts on reservoir facies distribution at oil field scale within different stages of faulting growth and interaction over a few million years. In this manuscript, detailed seismic mapping combined with a careful structural analysis demonstrated that multi-stage fault growth, controlled formation, and evolution of syn-rift structural highs, dictating distribution of sedimentary facies at the top of a structural high (**SEH**) that was under active internal segmentation (Figures 8; 32). In the oil field, the internal segmentation resulted in significant variations of fault trends and kinematic polarity with the formation of local depocenters that segmented structural highs (Figure 16). This segmentation originated subdomains, with structural highs and depressions separated by oblique narrow accommodation zones (Figure 22), with this later acting on displacement transfer between fault systems, with impact in the local relief. Such impact strongly controlled reservoir quality during the deposition of the carbonate rocks holding hydrocarbon (Figures 19, 23, 29, and 31). In this section, we describe a conceptual model that shows the evolution of each tectonic phase and their consequences in the formation of depositional space of pre-salt rocks of the Field (Figures 31; 32).

### 4.8.1 Syn-rift Structural Control

The facies model for pre-salt reservoirs within the lacustrine environment controlled by lake level shows that facies are mainly controlled by fault accommodation space creation and related topography, which impacts environment depositional energy (e.g., Schlische & Anders, 1996; Contreras et al., 1997; Gawthorpe & Leder, 2000) (Figures 23; 24). Footwall uplift generally produces shallow topographic surfaces that control high-energy facies occurrence and drainages that flow away from the structural blocks. Small drainage systems can enter the basin from the footwall region between border faults where footwall uplift is

minimal, which includes relay ramps between stepping border faults with similar dip directions (Lambiase & Bosworth, 1995).

The control of faulting in the creation of accommodation spaces indicates that in the Meso-Neoptian fault activity decreased but was still capable of developing accommodation spaces for deposition of the Upper Barra Velha Formation (Figures 22, 26, and 27). Such decreasing fault activity is illustrated with the results of section restoration, which show that continuity of movement with small displacement forced extensional folding in the sediments without disruption of the layers with the formation of fault-propagation folds (Figure 23). The fault reactivation is confirmed by the continuity of early and late syn-rift faults, which is locally reinforced by the co-linearity between these structures (Figures 14; 19). The arrangement indicates that the previous fault architecture was reactivated during the area's evolution. Such controls define the distribution of depocenters associated with this phase of tectonic activity.

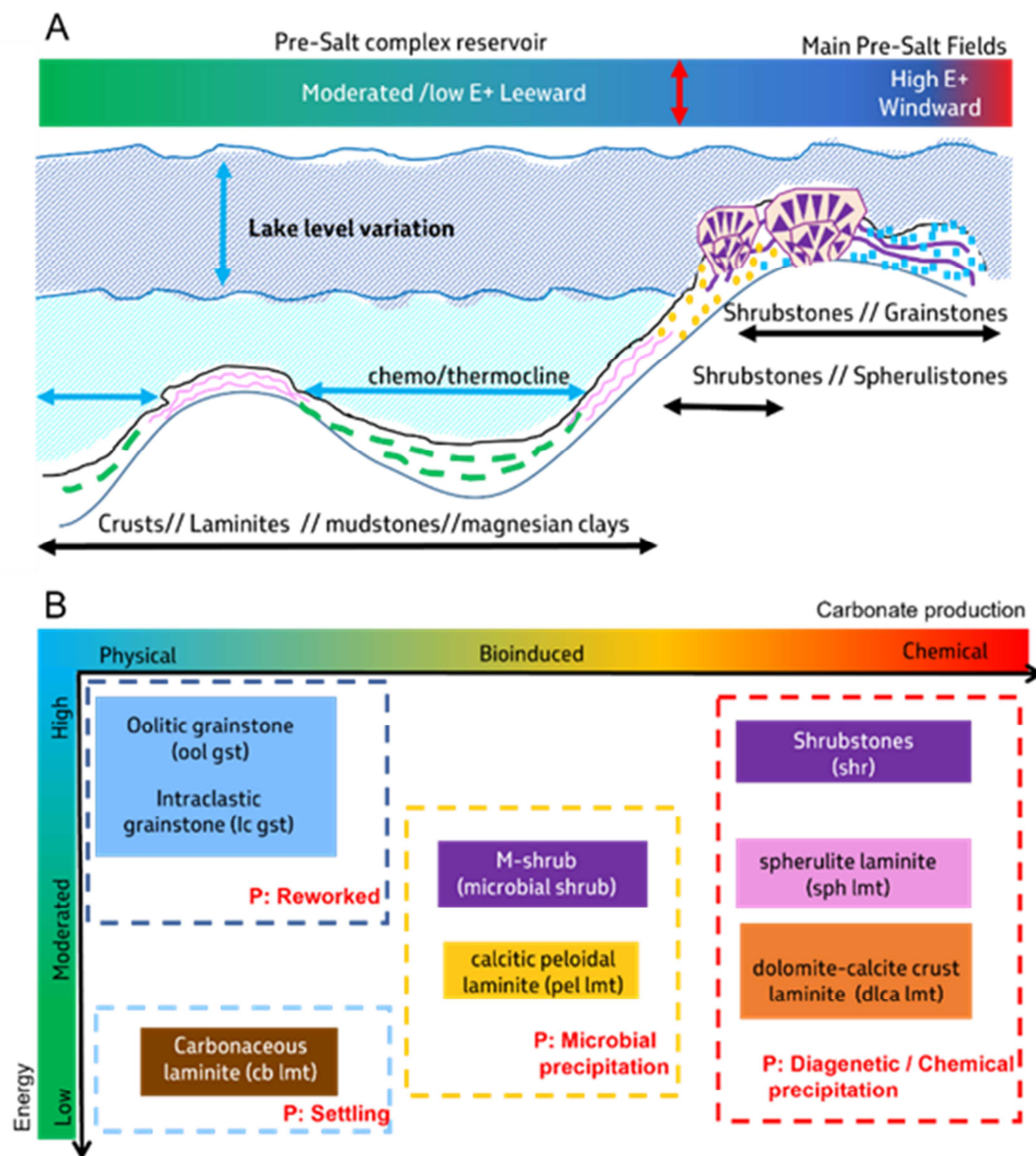
Still related to the reactivation during the late syn-rift is evidence of low-magnitude movements (Figure 28). Such movements were associated with the final tectonic adjustments in the late Aptian due the subsidence of the field area concerning the adjacencies, resulting in the formation of a relative structural low in the central area of the field (location of wells 5, 6, and 8 in Figures 10 and 31). Such local depression developed low-energy environments, allowing the deposition of low-quality reservoir rocks (Figures 12, 21, 23, and 31).

Results of restoration and thickness maps indicated three Aptian syn-rift faulting events controlling the stratigraphic arrangement of lithofacies (Figures 22 and 23). In the Meso-Neobarremian, the Early Syn-rift Phase I (ESRI) developed half-grabens, controlling the initial sedimentation of siliciclastic rocks (sandstones, conglomerates, shales), and some syngenetic facies composed of talc, stevensite clay. These facies are mainly associated with lacustrine deposits in distal configurations. In Neobarremian-Eoaptian, the Early Syn-rift Phase II (ESRII) amplified half-grabens (Figure 23), creating space for the deposition of carbonate rocks, mainly represented by coquinas occurrence deposited at structural highs (Figure 12; 30). Chrono-correlated sediments at the distal parts are siliciclastic mudstones and organic-rich dark shales (Figure 12, 30). Sandstones and conglomerates occur at the basin's edges, typical of alluvial fans.

The main facies for the Lower Barra Velha Formation in the local depression of the Sururu field are carbonaceous-siliciclastic mudstone, peloidal laminate with crenulate structure, and dolomite-calcite crust laminite (Figures 11 and 31). The genesis of this entire spectrum of fine-grained sediments is related to settling (physical process), micrite produced

by bio-induced precipitation (microbial process), and early diagenesis cementation (chemical precipitation process). As presented in the facies diagram (Figure 30), the bathymetry, energy, and the type of process related to carbonate production are interpreted as the parameters for different facies' occurrence. Nevertheless, the main control for the lacustrine system is related to lake-level dynamics.

Figure 30 - Depositional model for pre-salt reservoir facies



Legend: (A) Depositional model for pre-salt reservoir facies distinguishing the conventional high permeability facies associated with shallow waters from relative deeper settings and lower energy lacustrine environment, both controlled by lake level and energy. (B) Diagram representing domains of facies related to energy and shallower facies correspond to the reworked facies corresponding to intraclastic and oolitic grainstones.

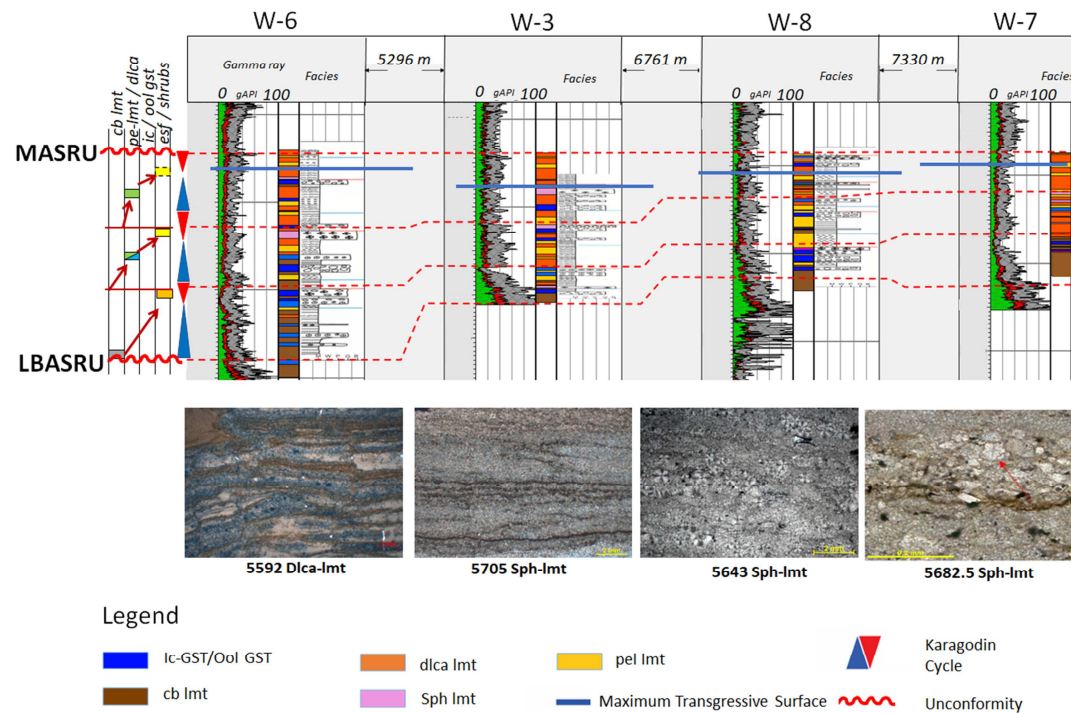
Source: Sales et al., 2022 in press

As energy decrease occurs, the preservation of organic matter and the predominance of the settling process is represented by carbonaceous laminite (cb lmt), bionduced facies is mainly represented by microbial shrubstones, with lower calcite crystallinity (M-shrub), and calcitic peloidal laminites (pel lmt). The lacustrine crystalline facies are represented by shrubstones (shr), spherulite laminite (sph lmt), and dolomite -calcite crust laminite (dlca lmt). In the pre-salt reservoirs also occurs hydrothermal environments with travertine production with anhedral shrubs, being indicative of chemical precipitation (Sales et al., 2022).

High lake level present less ionic concentration, and expanded lakes also present high energy along the basement highs, allowing the production of intraclastics and coated grain particles, being reworked in these shallow environments.

On additional evidence of late syn-rift reactivation is given by the systematic occurrence of travertines along faults of this group. Some travertine mounds occur near late syn-rift faults (Figure 21, Figure 27, and Section D-D' in Figure 28). These rocks form discontinuous bodies arranged along the accommodation zones (Figures 21 and 28). They occur as subaqueous and subaerial bodies drilled by wells 2 and 7. Both rocks are associated with structural highs controlled by NW trending early syn-rift faults (Figure 22). The NW-trending accommodation zone limits one important linear layer of *travertine*. This body is 250 m thick and pinches out southward against the underlying late-syn-rift sediments (well 3 and 4). The extension of this travertine body is defined with well 7. As can be seen, the structural highs drilled by wells 2 and 7 are the most prominent highs controlling the reservoirs rocks. This region was kept uplifted throughout the entire history of the area. This probably happened due to the multi-phase reactivation of the faults at this region, promoting the persistence of footwall uplift, hence influencing the necessary conditions for the deposition of these carbonatic system.

Figure 31 – Reservoir central area well (W) correlation between zones.



Legend: Reservoir central area well (W) correlation between zones. At each point of the profiles, facies related to the transition from transgressive to regressive hemicycles are shown. Laminites (dolomite -calcite) occur towards the structural lows, and in higher regions, sferulites and some grainstones occur.

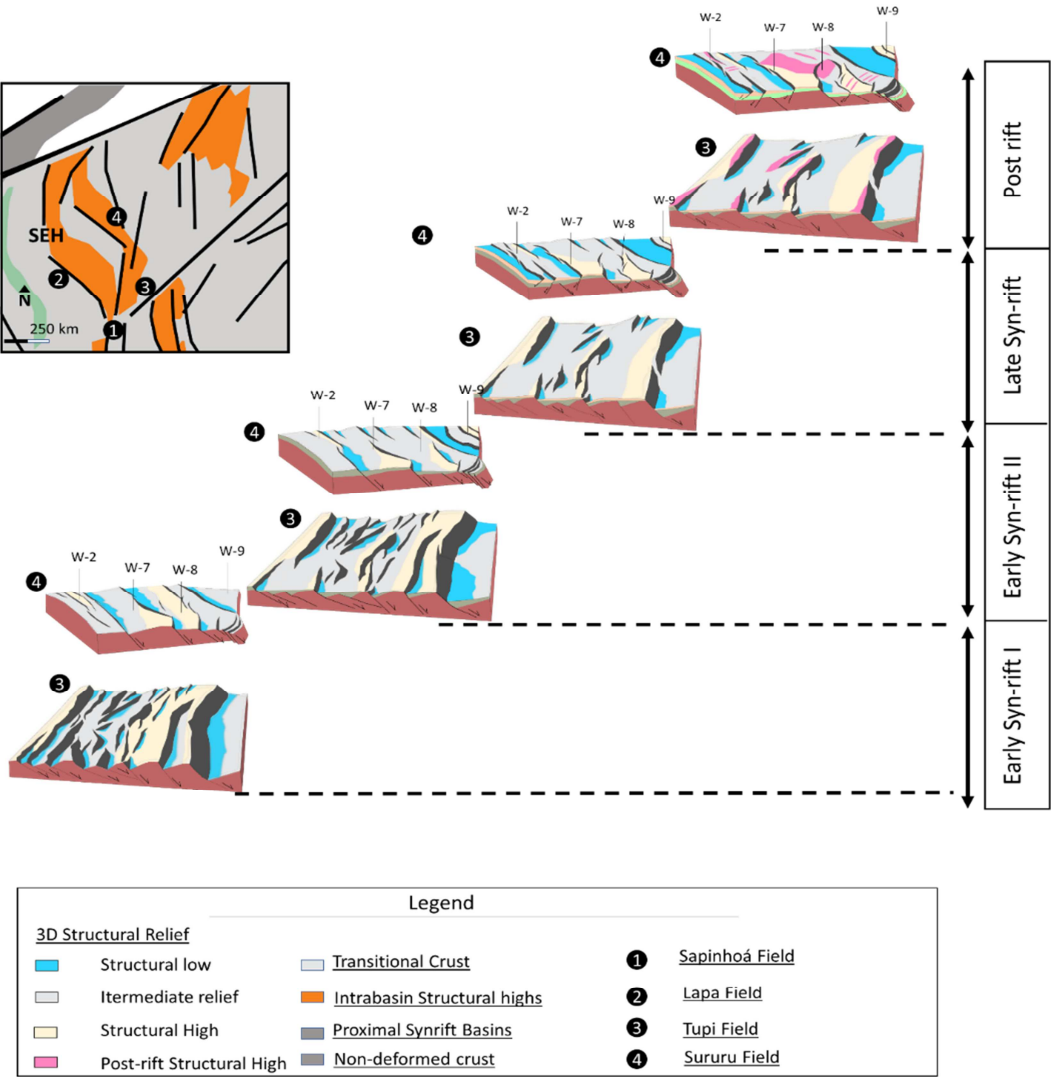
Source: Sales et al., 2022 in press.

#### 4.8.2 Post rift structural control

Intrabasin folds influence the depositional patterns of rift basins, which control locally the thickening in the synclinal lows and thinning on the anticlinal highs in the footwalls and hanging walls of intrabasin normal faults (Schlische, 1996). Post-rift compressive deformation is responsible for generating folding structures and structural inversions distributed in the field (Figure 28). It is understood that these structures did not control the equilibrium profile of the carbonate platform as no evidence of sedimentary control on a seismic scale is identified. However, timing definition of folds and structural inversions is critical for predicting zones with high energy deposits and better permo-porous quality. We interpret post-rift faults as nucleating in response to general reservoir compression and differential compaction of lower sedimentary sequences due to large

thickness and rheology contrasts, thus being controlled by the geometries of the basement highs and internal accommodation zones (Fetter et al., 2009). Several authors address post-rift reactivations of the basement in the southeastern continental Brazilian margin (Cobbold et al., 2001; Fetter et al., 2002; Saenz et al., 2003). These works show that compression can be explain by the ridge-push with the propagation of intraplate tension from the spreading center of the oceanic crust with the beginning of oceanic spreading (c.f. Artyushkov, 1973; Bott, 1992).

Figure 32 – 3D Schematic tectonostratigraphic Evolution.



Legend: 3D Schematic tectonostratigraphic evolution comparison of the NE and NW-trending faults in **SEH**.

Notice the increase in the structural relief segmentation associated with NW-trending faults.

Source: Sales et al., 2022 in press



## 4.9 Conclusions

Multi-scale joint analysis of well data, rock samples, 2D regional seismic lines, and 3D high-resolution seismic data improved the understanding of the structural control of reservoir rocks in the Brazilian Pre-Salt. Late Aptian NNW low displacement normal faults at the studied area controlled a series of segmented structural highs that dictated the distribution of lower permeability reservoirs.

We observed multi-stage fault growth and interaction in the NW structural trend as a mechanism controlling the distribution of reservoir rocks in the oil field during the syn-rift phase. Such depositional control promotes localized syn-rift footwall uplift of normal faults with displacement transfer forming systems of accommodation zones. The intervening relief given by diffuse structural highs and lows connected by the accommodation zones controls the distribution of catchment areas for sediments filled with fine-grained rocks and the location of good-quality carbonate rocks at the top of the structural highs. Such depositional control impact differently the mechanisms of space creation and, consequently, the tectono-sedimentary evolution in depositing shallow-water carbonate rocks in the Brazilian pre-salt layer.

**Acknowledgements:** The Petrobras S.A. for providing seismic and well data, as well as the infrastructure of computing and labs. The Rio de Janeiro State University and GeoAtlantico Institute for the technical interchange. We thank Carlos Eduardo Borges de Salles Abreu and Julio Carlos Destro Sanglard both from Petrobras for the insightful discussion about reservoir characterization and structural analysis. We thank Marcilio Castro Matos from SISMO AASPI for the technical interchange in seismic attributes analysis.

**Funding:** This study was funded by Petrobras as part of its program for the development of Human Resources in conjunction with the Rio de Janeiro State University.



## **5 SECONDARY POROSITY CONTROL ON TIGHT CARBONATES OUTCROPS FROM SALITRE FORMATION (NEOPROTEROZOIC)**

### **5.1 Artigo submetido para a revista Marine and Petroleum Geology**

Este capítulo é composto por artigo que será submetido à revista Marine and Petroleum Geology. O título do trabalho é “Secondary porosity control on tight carbonates outcrops from Salitre Formation (Neoproterozoic)”.

### **5.2 Abstract**

This paper presents the cyclostratigraphy control in the occurrence of secondary porosity in fine-grained carbonate rocks (laminites and mudstones) in the Salitre Formation deposits in the Irecê Basin (Neoproterozoic Age) based on 3D digital models, facies, mineralogy, and structural analysis. The integration work with stratigraphy shows the predictability of fractures by facies tracts and that cyclicity can be used to guide the style and scale of secondary porosity features that develop in sedimentary successions with smooth variations (predominance of laminate (Lmt) facies). Despite the apparent monotony of the deposits, it is possible to characterize the facies of the Salitre formation to respond to the variations observed in the different profiles, as well as the identification of high and medium frequency cycles to understand the processes of depositional sequences and predict the recurrence, not only laterally, but vertically, of the fracturing and dissolution features of medium-frequency depositional sequences. High clay content and calcium concentration in the transgressive hemicycles define less competent intervals. The laminated levels of high horizontal dissolution mark the transition from the transgressive hemicycles rich in calcium to the regressive hemicycles rich in dolomite. Despite the differences in terms of depositional environment (marine/continental) and degree of recrystallization (diagenesis), the deposits of the Salitre formation can help to predict secondary porosity features in the Pre-Salt field (Aptian Age), SE Brazilian Margin. The scale of medium frequency cycles is the same used in the geological models of the pre-salt reservoir, around ~5 (m). Therefore, the vertical

compatibility in cycle scale allows transporting the secondary porosity control model established in the outcrops of the Irecê Basin to the pre-salt parameterization.

**Keywords:** cyclostratigraphy; fractured reservoirs; karsts; carbonates; Santos Basin; Irecê Basin; machine learning; 3D digital models.

### 5.3 Introduction

The high reactivity of carbonate rocks' primary constituents makes these lithotypes' evolutionary history complex, involving the interaction between chemical and physical processes (Swart et al., 2015; Gomes et al., 2020). Diagenetic processes act in the preservation or obliteration of primary porosity and, therefore, predicting the permo-porous properties becomes challenging. In addition, the rapid natural lithification (eo/syngenetic) confers early mechanical competence and, consequently, increases the susceptibility of carbonate rocks to fracturing. (Donath, 1964; Fruth et al., 1966; Fischer and Jackson, 1999; e.g., Nieuwland et al., 2001; Lickorish et al., 2002, Ferrill and Morris, 2008). Natural fracture systems are responsible for increasing the permeability and anisotropy of the medium in orders of magnitude, thus being able to control the hydrodynamic behavior of oil reservoirs, presenting production zones characterized by corridors of high permeability for the flow of fluids (Caine et al., 1996; Fisher e Knipe, 1998, Hesthammer et al., 2002, Cipolla et al., 2010). In addition, the high reactivity of carbonates concerning meteoric, phreatic, or even hydrothermal fluids promotes the dissolution and enlargement of pores in discontinuities, whether stratigraphic levels or faults and fractures, leading to the formation of vugs and caves. There may also be a reduction in permoporosity due to cementation processes in various diagenetic phases. (Dvorkin et al., 1994; Rijken et al., 2002; Shackleton et al., 2005, Philip et al., 2005; Olson et al., 2007, 2009).

Tight carbonates reservoirs constitute significant oil and gas reserves in the Santos Basin Pre-Salt Pole, SE Brazilian margin. The micro porosities above ~10% in this rock type allow the accumulation of significant hydrocarbon volumes. However, the predominance of pore throats smaller than 10 micra generates low permeabilities, making it difficult for the interstitial fluid to flow during production. This petrophysical characteristic constitutes a challenging scenario for the viability of oil production, which requires high investments

focused on increasing the recovery factor associated with these deposits. In this context, identifying secondary porosity controls becomes essential to increase the recovery factor and make production viable.

In the literature, the control imposed by cyclostratigraphy and the mechanical behaviour of the layers on the properties of the brittle structural fabric and diagenetic processes is well known (Ortega et al., 2006; Lezin et al., 2009, Laubach et al., 2009). However, few works show the interrelationship between the control imposed by cyclostratigraphy on secondary porosity in Tight Carbonates. Several authors approach the concept of stratigraphic controls on the occurrence of joints (Corbett et al., 1987; Gross et al., 1995, 1997; Cooke, 1997; Laubach et al., 1998; Lorenz et al., 2002; Underwood et al., 2003; Hanks et al., 2004; Di Naccio et al., 2005; Shackleton et al., 2005; Cooke et al., 2006; Laubach and Ward, 2006). The works approach the discretization of sedimentary sequences in units with similar mechanical properties (mechanical stratigraphy), such as tensile strength and elastic rigidity (Corbett et al., 1987; Cooke, 1997), and also according to the characteristics of the described brittle structures in rocks (fracture stratigraphy), such as the intensity of different types of fractures, spacing, opening and extension (Di Naccio et al., 2005; Bertotti et al., 2007; Laubach et al., 2009). The relationship between mechanical stratigraphy and fracture stratigraphy is a crucial step in defining the parameterization of the 3D model of fractures. However, it is not a simple and direct process since the mechanical property at the deformation time tends to vary by compaction, diagenesis, and other process (e.g., Narr, 1991; Morettini et al., 2005).

Given the heterogeneous behaviour of the porous system with low permeability of the primary matrix and high permeability conditioned by dissolution/fracture, the construction of flow simulators that reflect such more complex flow conditions demands a good predictive model, to optimize production management (Munka and Pápay, 2001; Kossack, 2006). Reliable geological models of fractured carbonate reservoirs require information from both static and dynamic data (Bourbiaux et al., 2002; Cottureau et al., 2010; Bisdom et al., 2014). 1D data consists of indirect data from fracture interpretation and diagenetic processes through resistive or acoustic image recording or direct data acquisition from cores and side samples; both are acquired sparsely (Nelson, 2001). When using only well log data or rock samples, the natural heterogeneous behaviour of the patterns can be incorrectly represented both by the sampling bias in the well, caused by the well orientation concerning the average direction of the structures and by the uncertainty in the extrapolation between the wells (Lorenz and Hill, 1994). To fill a 3D reservoir model, you must define field-scale fracture network

characteristics between wells. For this, it is necessary to use other sources of information and understand the relationship of the fractures described with the control imposed by stratigraphy.

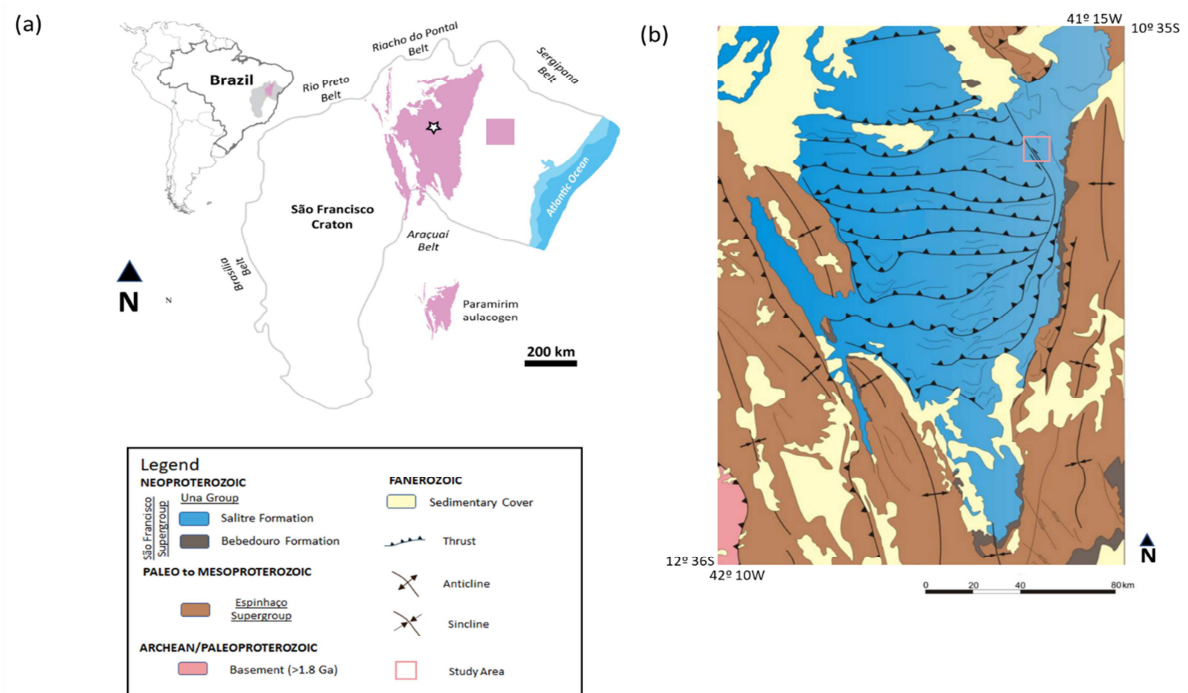
The scarcity of data acquired in most of the Tight carbonate's reservoirs make it extremely difficult to understand the spatial distribution of different scales of heterogeneity and, therefore, influences the achievement of realistic fluid flow scenarios. To address the lack of data in the reservoir modelling the transfer of concepts, or portable elements of reservoirs and/or analogous outcrops, is used. Understanding the occurrence of geological heterogeneities from the study of similar areas and the variation of patterns at the reservoir scale can bring important quantitative criteria for the parameterization and spatial distribution of the main geological features within a production zone. In addition, statistical methods to predict 2D or 3D subsurface fracture distributions can be calibrated with data from analogous outcrops (Pringle et al., 2006; Guerreiro et al., 2011; Bisdom et al., 2014).

The present work aims to estimate, based on an integrated multiscale methodology combining (i) structural analysis on data from 3D digital models, (ii) structural analysis on fracture data acquired in outcrops, (iii) cyclostratigraphic control and (iv) geochemically, the occurrence of secondary porosity in fine-grained carbonate rocks (laminites and mudstones) in the Salitre Formation deposits in the Irecê Basin (Figures 32, 33). The quantitative understanding of controlling the occurrence of secondary porosity was obtained with the construction and application of machine learning algorithms to predict the intensity of occurrence of brittle structures measured on the outcrops. The data that will be presented here were acquired in the Canyon of Rio Jacaré near the Gruta dos Brejões area (Figure 35). It is intended to show that although Tight carbonate reservoirs are composed of monotonous aggradational successions of deposits with a predominance of low-energy facies and high lateral continuity, the cyclical variations at high frequency in the mineral content can partially control the mechanical state and the susceptibility to fracturing and dissolution (Silvany et al., 2021).

## 5.4 Geological context

The study area is inserted in the tectonic-sedimentary context of the Irecê Basin, located in the north-central portion of the São Francisco Craton in the state of Bahia (Figure 33). It corresponds to an epidermal belt of folds and faults over the Espinhaço Supergroup substrate (Paleo/Mesoproterozoic age) (Brito Neves, 1967, Bomfim et al., 1985, Barbosa & Domingues, 1966, Kuchenbecker et al., 2011). In the region, there are two sets of deformational structures of very different character: one of a ductile nature and the other brittle (Kuchenbecker et al., 2011). The first is characterized by a system of folds and thrust faults/regional shear zones with NNW-SSE preferential orientation and ENE vergence. The second system, predominant in the study area, is formed by a set of smooth folds and faults of epidermal character with high to moderate droop and exhibits surface features oriented around the E-W direction and general southward vergence.

Figure 33 - Location map



Legend: (a) Irecê Basin tectonosedimentary context in the north-central portion of the São Francisco Craton (SFC), in the state of Bahia. The white star symbol represents the studied area (Modified from Alkmim, 2004); (b) Geological map of the Irecê Basin. It corresponds to an epidermic fold and fault belt with vergence to the south above the Espinhaço Supergroup substrate (Paleo/Mesoproterozoic age). The red polygon marks the detailed study area (Modified from Kuchenbecker, 2011).

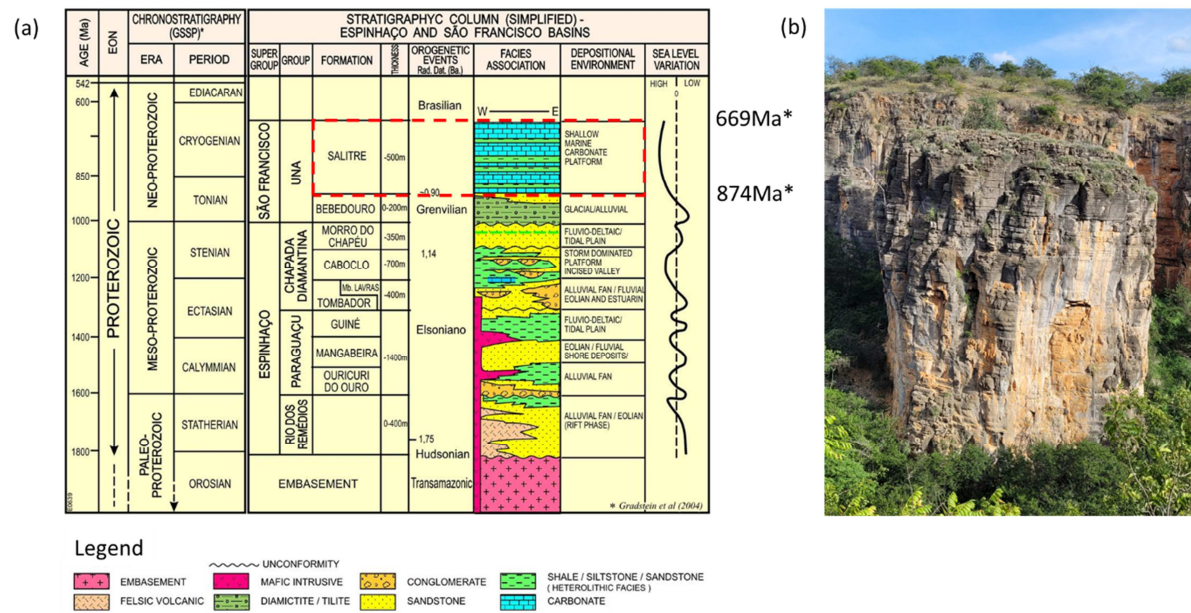
Source: Sales et al., 2022

The São Francisco Craton is a tectonic basement unit that outcrops in the states of Bahia, Sergipe and Minas Gerais (Almeida 1967, 1977). It is formed by rocks older than 1.8 Ga, including Archean gneisses, granitoid, and greenstone belts, in addition to Paleoproterozoic plutons and supracrustal sequences (Alkmim et al., 2012). In the Mesoproterozoic, the basement was truncated by an aborted N-S rift (Barbosa et al., 2003). The rift constituted a sedimentary basin where siliciclastic rocks of the Espinhaço Supergroup were deposited around 1.7 Ga, overflowing to its margins as soft covers (Dominguez, 1993).

In the Neoproterozoic glacial and pelitic-carbonatic platform deposits belonging to the São Francisco Supergroup were deposited in the basin and settled on the rocks of the Espinhaço Supergroup and Archean/Paleoproterozoic basement (Figure 34). At the beginning (~1.0 Ga), the deposition was controlled by an intense glaciation phase, with the sedimentary section represented by Macaúbas Group. The posterior deglaciation phase resulted in an important rise in sea level that flooded most of the São Francisco Craton and implanted depositional conditions of carbonate platform environments.

Collision successions converted the passive and active margins of the São Francisco-Congo palaeocontinent into late Neoproterozoic orogenic belts (Alkmim, 2004). The craton is delimited by folding belts formed during the Brasiliano orogeny. Boundaries occur by the Riacho do Pontal-Rio Preto belts on the north bank, Sergipano on the northeast bank, the Araçuaí belt on the south bank and the Brasília belt on the west bank (Almeida, 1969; Almeida 1977; Ussami 1993; Brito Neves et al, 2000). Several authors show that the successive orogenies on the margins of the São Francisco Craton affected the Precambrian covers (Danderfer Fº, 1990; Danderfer et al., 1993; Lagoeiro, 1990; Kuchenbecker et al., 2011). Internally, the São Francisco Basin is divided into four distinct structural compartments, three of which are deformed (east, west and north) and one undisturbed (south) (Alkmim et al. 1993). The deformed compartments correspond to foreland belts and represent the intracratonic expression of the Araçuaí, Brasília, and Rio Preto bands.

Figure 34 - Espinhaço and São Francisco basins stratigraphic diagram



Legend: Espinhaço and São Francisco basins stratigraphic diagram. (a) Salitre Formation corresponds to Neoproterozoic deposits absolute ages from 874 to 669 Ma. An epicontinental marine carbonate platform is interpreted as depositional environment presenting shallow and deeper limestones with high (modified from Gradstein et al., 2004 and Santana et al., 2016); (b) Torre outcrop view from Brejões area. It is an inselberg geological feature composed mostly by tight carbonates deposited in a marine low-energy environment. Facies are mainly composed of laminates.

Source: Sales et al., 2022.

#### 5.4.1 Sedimentary Infill

The outcrops are mainly constituted by Neoproterozoic sediments belonging to the Una Group, represented by the Bebedouro and Salitre formations (Figure 34). The Bebedouro Formation is composed by clastic rocks that indicate terrigenous sedimentation in a depositional environment with glacial influence (Guimarães, 1996; Figueiredo, 2008). The Salitre Formation corresponds to marine carbonates deposited in a shallow shelf environment and is composed of calcilutites, calcarenites, and calcirrudites with localized terrigenous intercalations (Fragoso et al. 2008). The Salitre Formation is subdivided into the Nova América, Juçara and Irecê units. The Nova América Unit is composed of carbonate deposits in a supratidal to intertidal environment, while the Juçara Unit is characterized by an intertidal to subtidal environment. Finally, the Irecê Unit, the subject of this work, is composed of

deposits in the context of a more distal carbonate ramp without the presence of microbial carbonates.

The Irecê Unit age is between 874 Ma and 669 Ma and correspond to laminated marine carbonates and calcilutites associated to settling process in a low-energy subaqueous environment (Demicco & Hardie, 1994). The tectonic and climatic conditions that controlled the deposits are related to the formation of active margins and subduction processes of the Mozambique and Goiás Faroziano paleo-oceans, which culminated in 610Ma with the almost complete closure of the oceans. Continentalization generated shallow deposition environments with significant climatic influence (Bomfim et al., 1985, Fragoso et al., 2008). Some works approach the description of facies identified in the Irecê basin as associated with the ramp model in epicontinental seas (Flügel, 2010, Santana et al., 2016). Santana (2016) shows that facies predominate in the area whose depositional process involves the interaction between benthic microbial communities and sediments. Still, there are also facies in which deposition occurs in response to gravitational or hydrodynamic depositional processes. Microbial activity may be present in a subordinate way.

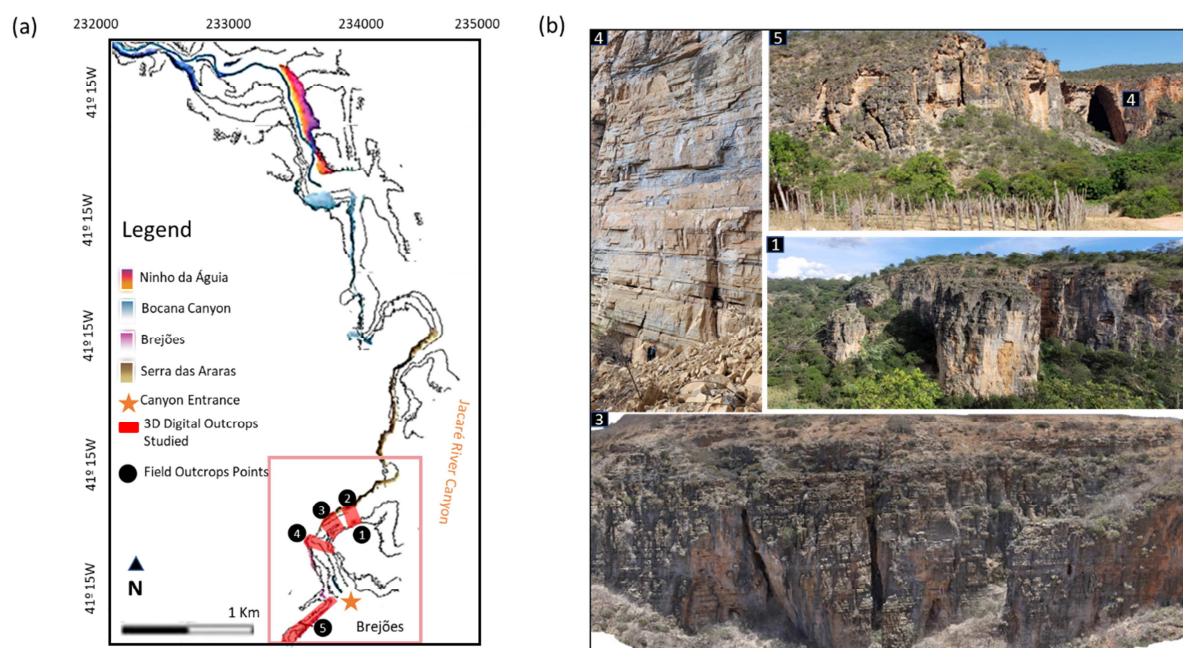
## 5.5 Materials and Methods

The first stage of the work was the characterization of the structural framework of the analogous outcrops in 3D digital models with the support of satellite images. For this, data from five 3D digital terrain models of the outcrops were used, acquired with a drone (Figure 35). The vertical exposure along the canyon has an average height of about 100 meters with lateral continuity in the investigated area of 10 kilometres. The size of the fractured carbonate outcrop corresponds to a few dozen cells typical of the reservoir flow simulation grid. In general, each cell of the reservoir simulation grid is between 100 and 200 meters, which is the average distance between the outcrops interpreted in the study area of this work (Figure 35). The mapping of bedding and fractures in the digital models and quantifying their occurrence allowed us to understand the 3D distribution of the geometric properties of the different sets of interpreted structures. The geometric characteristics (contour of poles, dip, dip direction) of the fractures and bedding planes were analyzed through lower hemisphere stereograms and rosette diagrams with the open-source Python platform.



In the second stage of the study, field profiles were acquired on the exposed: (i) lithological on a 1:40 scale, (ii) spectral gamma-ray , and (iii) geochemical of major elements. Additionally, horizontal scanlines were performed parallel to the outcrop' layers with a spacing of 20 cm, which is compatible with acquiring the described profiles. The scanlines allowed obtaining data on fracture density (occurrence of fractures per meter - P11), structure attitude (Dip and Dip Direction), and dissolution intensity associated with fractures and bedding. The description of the layers every 20 cm and the integration with the acquired profiles allowed defining the facies type profile and the high-frequency cycles defined by facies changes or even within the microbialites by textures and structural variations (Bunevich et al., 2017).

Figure 35 - Outcrops in the South of Rio Jacaré Canyon



Legend: (a) Studied outcrops highlighted in the Rio Jacaré Canyon map view (modified from Guadagnin, 2020). Outcrops names: 1 –Torre; 2 – Norther Capivara; 3- Southern Capivara; 4- Gruta dos Brejões; 5 - Cabra. The red board marks the Brejões study area along the Rio Jacaré Canyon. (b) General overview of control points.

Source: Sales et al., 2022

In the third stage of the work, machine learning algorithms were developed and applied for the prediction of (i) zones with the occurrence of natural fracture systems, with and without dissolution, and (ii) the definition of the intensity of occurrence of fractures (P11). The inference project was built with an initial stage of pre-processing and exploratory

analysis for coding different types of numerical and categorical variables. Preprocessing includes steps such as eliminating null values and reducing dimensionality. The exploratory analysis comprises steps such as data visualization and analysis of the multicollinearity of the explanatory variables.

The treated data were separated into test and training subgroups. The statistical models generated with the training data were based on supervised regression methods to predict the intensity of P11 fractures. At the end of this study, statistical models from both steps were applied to the test dataset. The models' prediction potential is validated by reading the performance metrics, Mean Absolute Error (MAE), and Root means squared error (RMSE). The validated models were cautiously extrapolated to regions without acquiring the fracture parameters described in the field.

## 5.6 Results

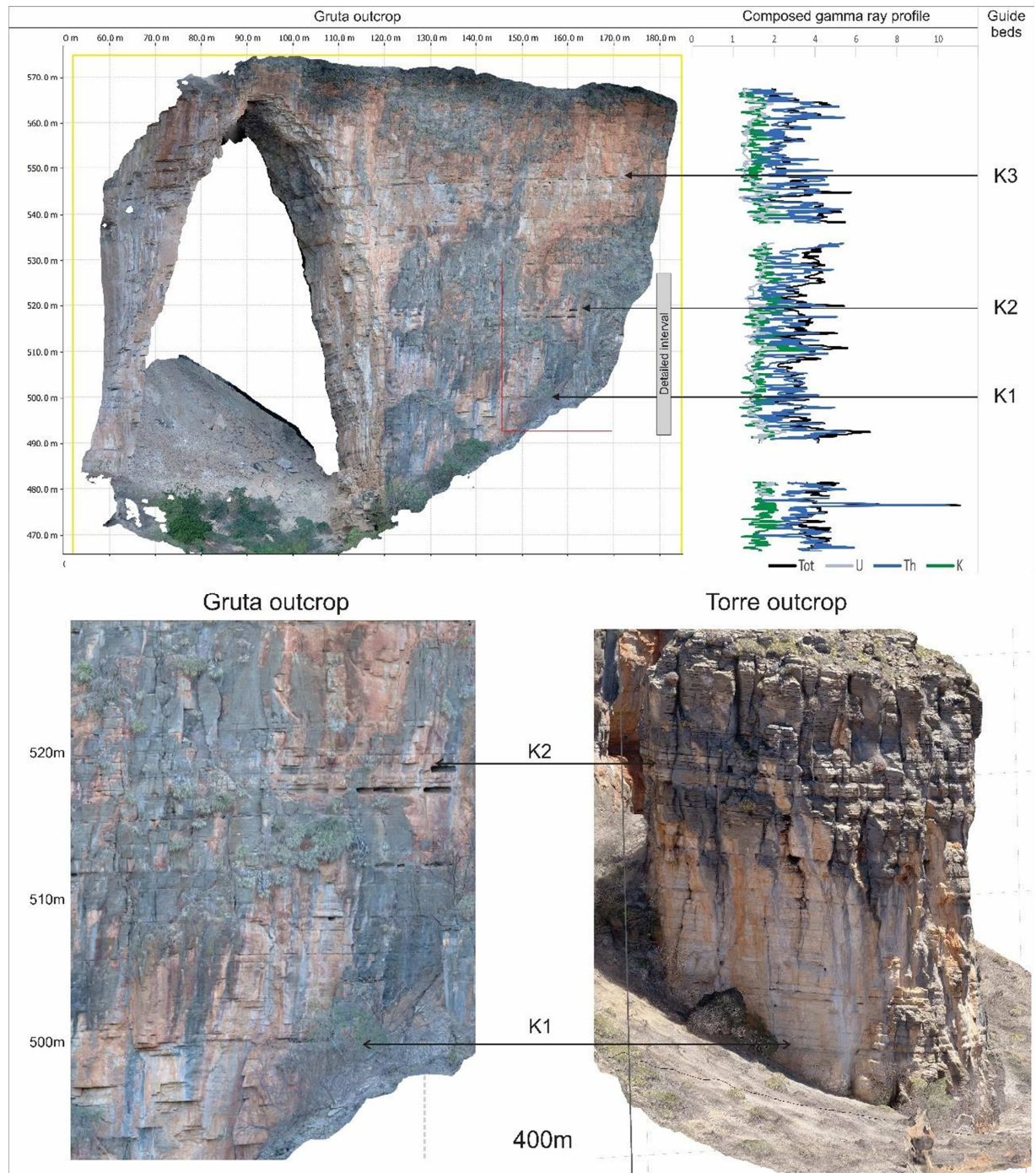
### 5.6.1 Data Analysis in 3D Digital Outcrops

The carbonate outcrop target of the integrated study is seated in the north-central portion of the Irece Basin, far from the basin's main regional faults (Figure 33). The depth of local burial and subsequent exhumation is unknown. Given the apparent monotonous character of the deposits, mainly described as laminites, a greater discretization was sought, taking into account variations in the spacing of the laminations and the wave pattern. These criteria will be detailed in Item 5.6.2. *Facies, cycles, and mineralogy*. The main interfaces that define the markers and guide layers are correlated with good precision for the entire study area. Another essential factor for correlation is the deeper context of these deposits, which increases the preservation potential, allowing the traceability of the delimiting surfaces of the layers for great distances along an incised valley called Rio Jacaré Canyon (Figure 35).

The valley constitutes a current depression delimited by a discordant surface. The region is marked by extensive corridors of vugular and collapsed fractures along the Canyon. These corridors controlled the dissolution of the valley formation and currently constitute the walls studied in the scope of this work. Locally, columnar inselbergs with a height of around

40 meters (Figures 33, 34, 35) occur, whose face directions coincide with the direction of the interpreted fractures.

Figure 36 - Stratigraphic correlation of the Tower section with the Gruta dos Brejões outcrop



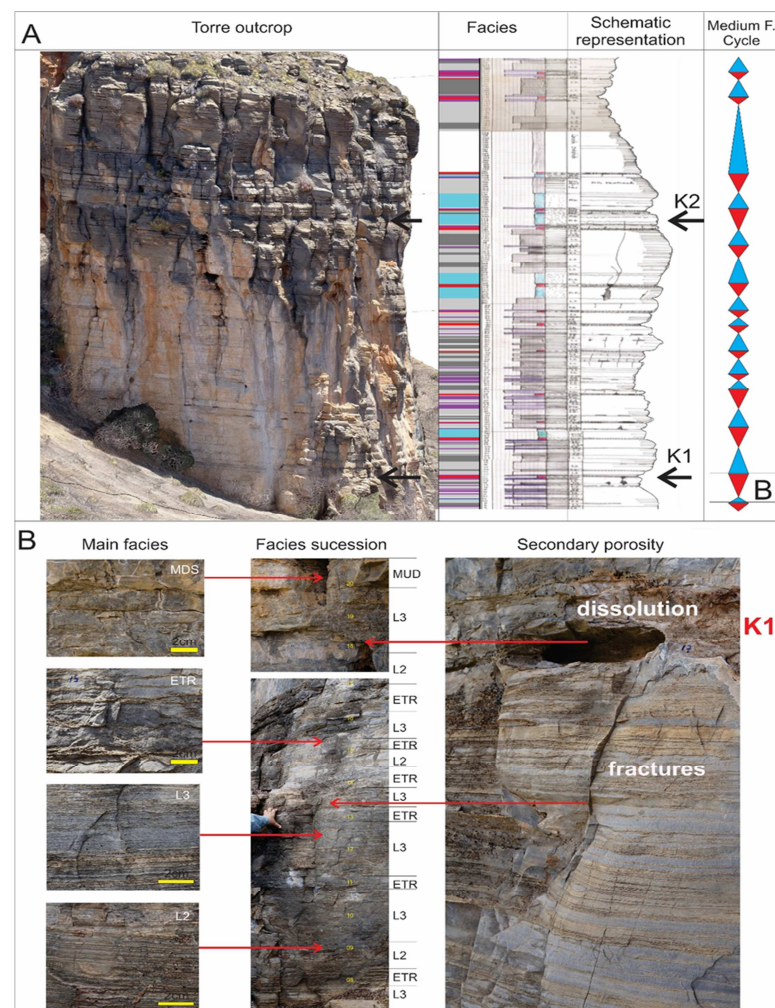
Legend: Stratigraphic positioning of the Tower section in the spectral gamma-ray profile (composite profile) of the Gruta dos Brejões outcrop. Red Detailed area correlated with the Tower section; benchmarks used for correlation K1, K2, and K3 correspond to level dissolution events along the same layer.

Source: Sales et al., 2022.



Three guide horizons were interpreted in the 3D digital models in the study area. These horizons correspond to layers that underwent an intense intrastratal karstification process, numbered from I to III (Figure 36). The three levels of markers are characterized by well-developed processes and dissolution features along the layers. The formation of karstified systems with the apparent influence of the brittle structural fabric is sometimes described as generating high permeability corridors (Figure 37). The stereographic analysis of the interpreted horizons indicates that, in general, all layers have a smooth dip with a southwesterly slope (mean dip direction and dip angle of 350/08). This behaviour is repeated for the other points with smooth dip direction changes and without local tilting. The orientation of the dips indicates that the area constitutes a folding system cut by the incised valley of the Rio Jacaré Canyon.

Figure 37 - Facies, facies succession, and dissolution features



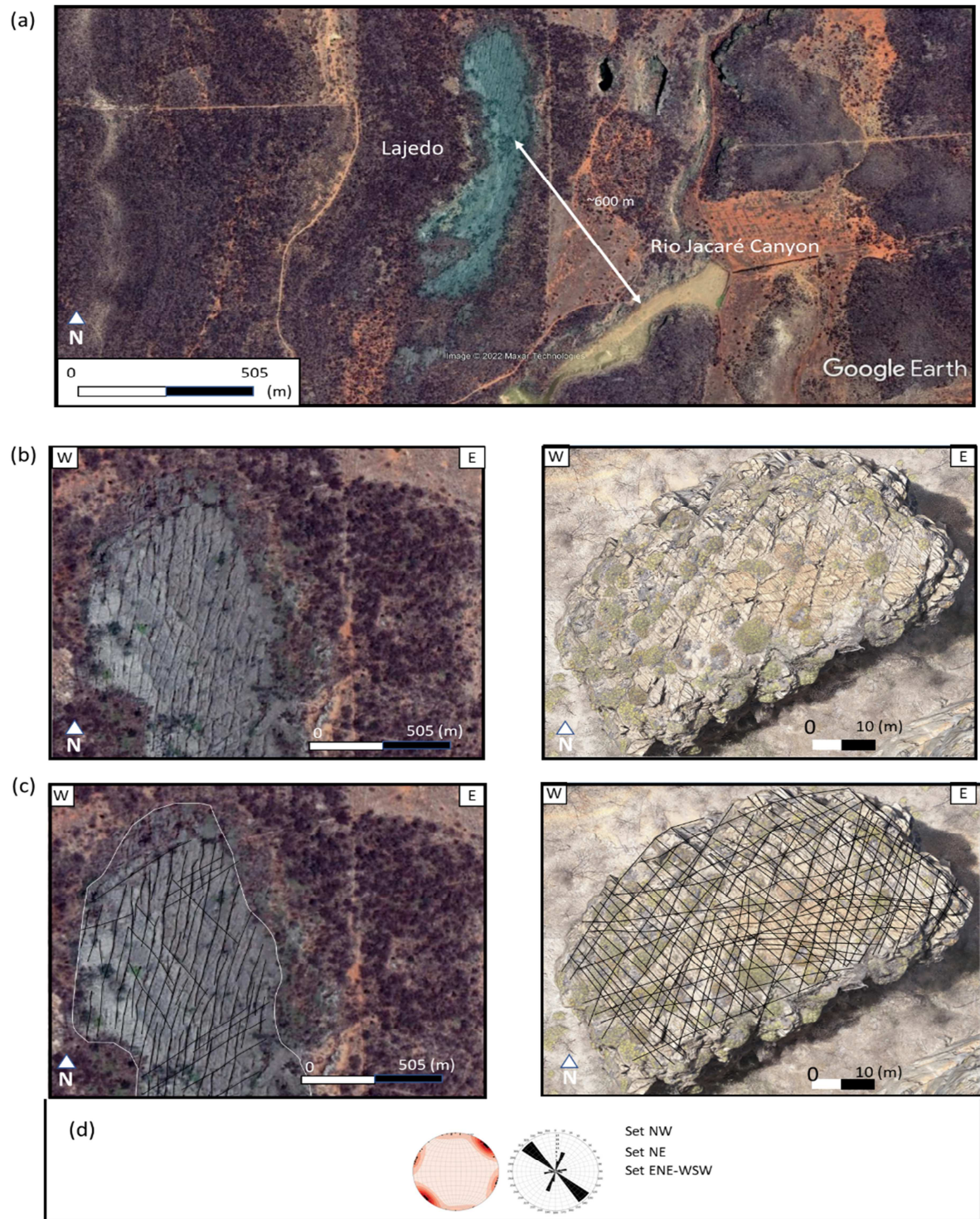
Legend: (A) Facies profile, schematic representation of the Tower outcrop, and karstification cycles in medium frequency; (B) General aspects of facies, facies succession, and dissolution features.

Source: Sales et al., 2022

The satellite image (Figure 38) from the Google Earth software shows the study area in the southern portion of the Rio Jacaré Canyon and a large, exposed slab located approximately 600 meters away. Note that both areas present fracture patterns with similar strikes. Three sets of fractures oblique to each other are observed on the outcrop floor and the slab with strikes N320° (Set I), N25° (Set II), and N80° (Set III), respectively. The strike variation denotes an apparent monotony in terms of the occurrence of structures described throughout the area. The strike of set II of fractures (N25°) is parallel to the orientation of the Torre and Norte Capivara outcrops' walls, constituting the wall of the mentioned outcrops. This parallelism indicates that the structures of set II must have partially controlled the evolution of the area's dissolution process, acting as preferential paths for the flow of fluids. Because of preference in orientation, set II of fractures is undersampled in interpretations based on 3D digital models. The direction of set II forms a conjugate pair with an average angle of 65° with the set I of fractures.

The detailed interpretation of the carbonate outcrop in the 3D digital model allowed the hierarchy of fracture and joint sets and supported the understanding of cyclostratigraphic control. Figure 39 shows the high-resolution stratigraphic interpretation of the Torre outcrop. One thousand seven hundred fifty fractures and one hundred thirty layer boundaries were interpreted. It is noted that despite the apparent monotony in the structures described on the outcrop floor and satellite image, the distribution along the sedimentary column is quite complex. The layer thicknesses vary cyclically and present a pattern of thickening and thinning behaviour controlled by the type of facies, whose average thickness corresponds to 0.9 (m), ranging from 0.2 to 4 (m). This pattern is consistent with the variations in terms of transgressive and regressive cycles in a high frequency of the eustatic level of the basin, given by the alternation of facies on the centimetre scale, as well as in the tendency of the medium frequency, as shown in the outcrop of the Tower (Figure 37).

Figure 38 - Satellite image of the Lajedo and a map view of Torre outcrop digital model



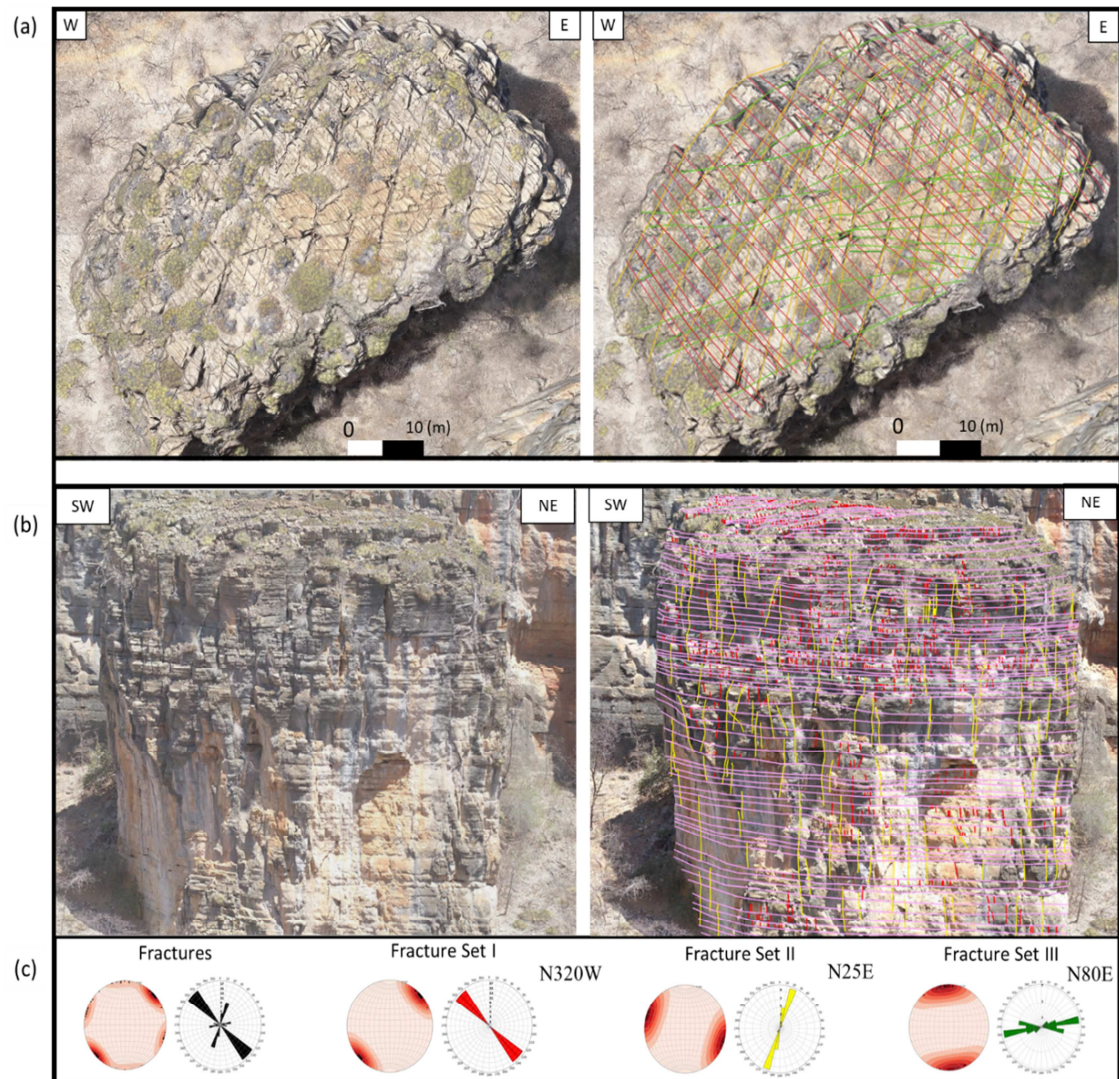
Legend: (a) Satellite image obtained from Google Earth software shows the study region of southern Rio Jacaré canyon and a large, exposed Lajedo approximately 600 meters away from the Canyon. (b) In detail, a satellite image of the Lajedo and a map view of Torre outcrop in a 3D digital model. (c) Interpretation of fracture clusters at the Lajedo and Torre outcrop. Both areas present fracture patterns with similar geometric characteristics on map view.

Source: Sales et al., 2022.



The exposed rocks on the outcrop walls are affected by extensive fracturing distributed predominantly perpendicular to the layers (Figures 36, 38, 39). Part of these fractures intersects multiple layers or even the entire outcrop wall. The vertical connection of fracture sets seems to occur through the growth and coalescence process of individual elements. This growth process, associated with the orthogonal attitude towards the set of layers, suggests that they were initiated as mode I joints. The three main sets of structures described in the area were analyzed in relationship with the fracture height, position, and layer boundaries for all surfaces of the digital model (Figure 39). The first set corresponds to mainly strata boundary fractures with height restricted to bedding (red-coloured fractures). Some fractures from set I cut multiple layers and, in localized situations, form vertical fracture corridors by an apparent process of growth and coalescence, which still end in a layer boundary on both sides. The set I has the highest frequency density and most regular spacing. The main direction is N320W, and the dip is vertical. Terminating fractures in frequent bedding contact can limit vertical flow and produce highly tortuous flow paths (Tsang, 1984). The second set is subsampled in the interpretation work on the column outcrop wall. The fractures of this set are more easily identified on the lateral edge of the Torre outcrop and the oblique walls of the other outcrops (Figure 37). The second and third sets correspondent to propagate straight-through bedding fractures (fractures represented in yellow and green in Figure 39). These sets are more spaced than the first and have a lower occurrence density. The main direction is N25E and N80E, respectively, with a sub-vertical dip. Fracture sets II and III should provide well-connected paths for vertical fluid flow (Helgeson and Aydin, 1991).

Figure 39 - Interpreted Torre outcrop in the 3D digital model



Legend: (a) Uninterpreted and interpreted map view of the Torre outcrop in a 3D digital model. (b) Uninterpreted and interpreted vertical view of the Torre outcrop in a 3D digital model. (c) 3D sets of fractures were interpreted on the Torre outcrop, Striking N320° (Set I), N25° (Set II), and N80° (Set III), respectively. Notice that three fracture sets with different heights and regularity suggest a stratigraphy control on brittle deformation.

Source: Sales et al., 2022.



## 5.6.2 Facies, cycles and mineralogy

### 5.6.2.1 Facies

The facies of the study area occur with a high degree of recrystallization, where structures and some types of particles can still be identified, dominating in percentage terms the micritic facies, being the main product of this low-energy paleoenvironment (Figure 37).

Mudstone (Mds) - occurs in the area as thin layers (<50cm) of dark grey colour, high degree of dissolution, and occurrence of compaction features, such as horsetail type, in these dissolution films, silt, and siliciclastic clay are concentrated, have comparatively high K and Th values. It presents enlarged vugs and fractures due to a greater susceptibility to dissolution concerning the other facies, possibly influenced by texture and mineralogy (they are predominantly calcitic, with flat nodules of silicate composition). It is interpreted that the high detrital contribution could be related to the expansion of the aqueous body producing wetter climatic conditions on the continent, favouring increased rainfall and the entry of siliciclastics.

Wackestone (Wck) - The main component corresponds to micrite, with peloids and intraclasts. They occur in the form of massive centimetre layers with low gamma ray values and comparatively high calcium values. They present fewer compaction features and a concentration of siliciclastic fines. Due to the predominance of micrite in these facies, depositional conditions similar to the Mds facies are interpreted.

Smooth Laminite (Lml) - Laminites predominate along the entire section, are light grey, and the laminations are light and dark with varying spacing between them. They have micritic and peloid composition, with high values of gamma and magnesium. According to the thickness of the internal laminations, these facies can be subdivided into three types of laminites: Type I smooth laminite (Lmt-I) has a lamination spacing smaller than 2mm; Type II smooth laminite (Lmt-II) presents lamination spacing between 2 and 3 mm; Type III smooth laminite (Lmt-III) has a lamination spacing >3mm. Depositionally, the microbial precipitation processes is interpreted as a decanting processes in a low-energy environment with a relatively greater influx of terrigenous.

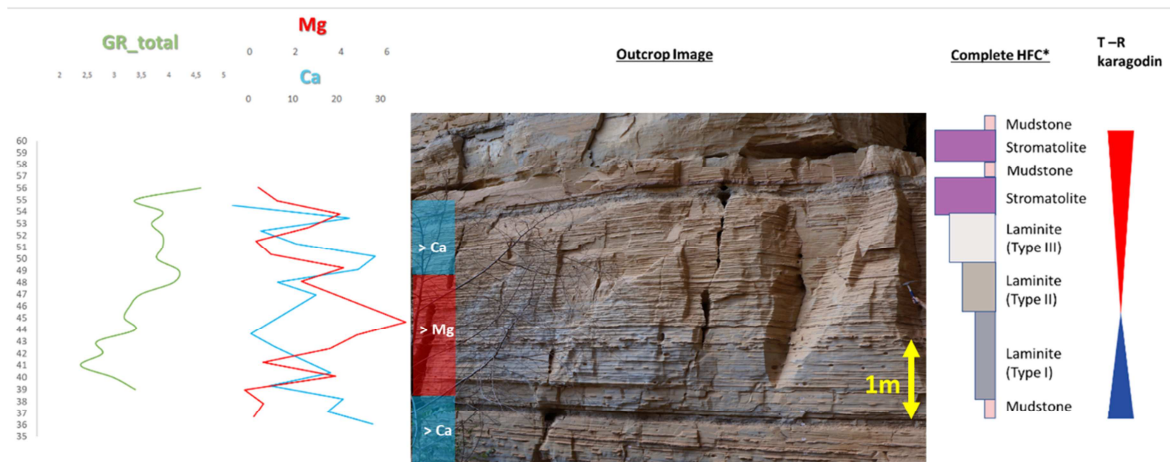
Low curvature stromatolite (Etr) has a dark gray color crenulate laminated structure, with synoptic relief of up to 1 cm. They are predominantly micritic and have low gamma values and high Ca contents. Secondary dissolution features are common, forming vugs or even dissolving the rock matrix and preserving the normally silicified laminations. The depositional context of forming this type of carbonate is related to a low-energy environment, and the absence of more complex geometries (domic, tabular, and columnar) can also indicate this low-energy environment.

#### 5.6.2.2 Cycles

Despite the apparent monotony in terms of facies, it is possible to observe a cyclical and recurrent variation in the gamma and geochemical profiles. These trends highlighted in the profile scale and found on the scale of a few meters to tens of meters (<20m) are what we call in this work medium frequency. On this scale, we observed a trend of Lmt facies concentration (types I, II, and III) with increasing gamma values and magnesium contents. However, this trend is reversed when the occurrence of mudstones, wackstones, and stromatolites begins. These facies enclose the higher gamma values and generate a more evident response in the abrupt change to lower magnesium and calcium enrichment values. From this trend observed on a medium scale, we propose the theoretical ideal cycle with the following sequence of facies Lmt-I, Lmt-II, Lmt-III, Etr, and Mud and Wck (Figure 40).

Within this sequence of facies, we attribute the Mud and LMT-I facies to the transgressive hemicycle, this sequence of facies indicates a progressive increase in magnesium levels and the gamma-ray profile. Although at this stage, we attribute a period of high humidity, responsible for bringing from the continent detrital sediments in greater proportion, the absence of exposure features in this interval denotes relatively deeper water conditions. The regressive hemicycle begins with the transition within the type II and III laminite facies, the increase in the spacing between the laminations and the appearance of more crenulated laminations result in the stromatolites that end the medium frequency cycle within a high sea tract.

Figure 40 - Ideal cycle in the Gruta dos Brejões outcrop

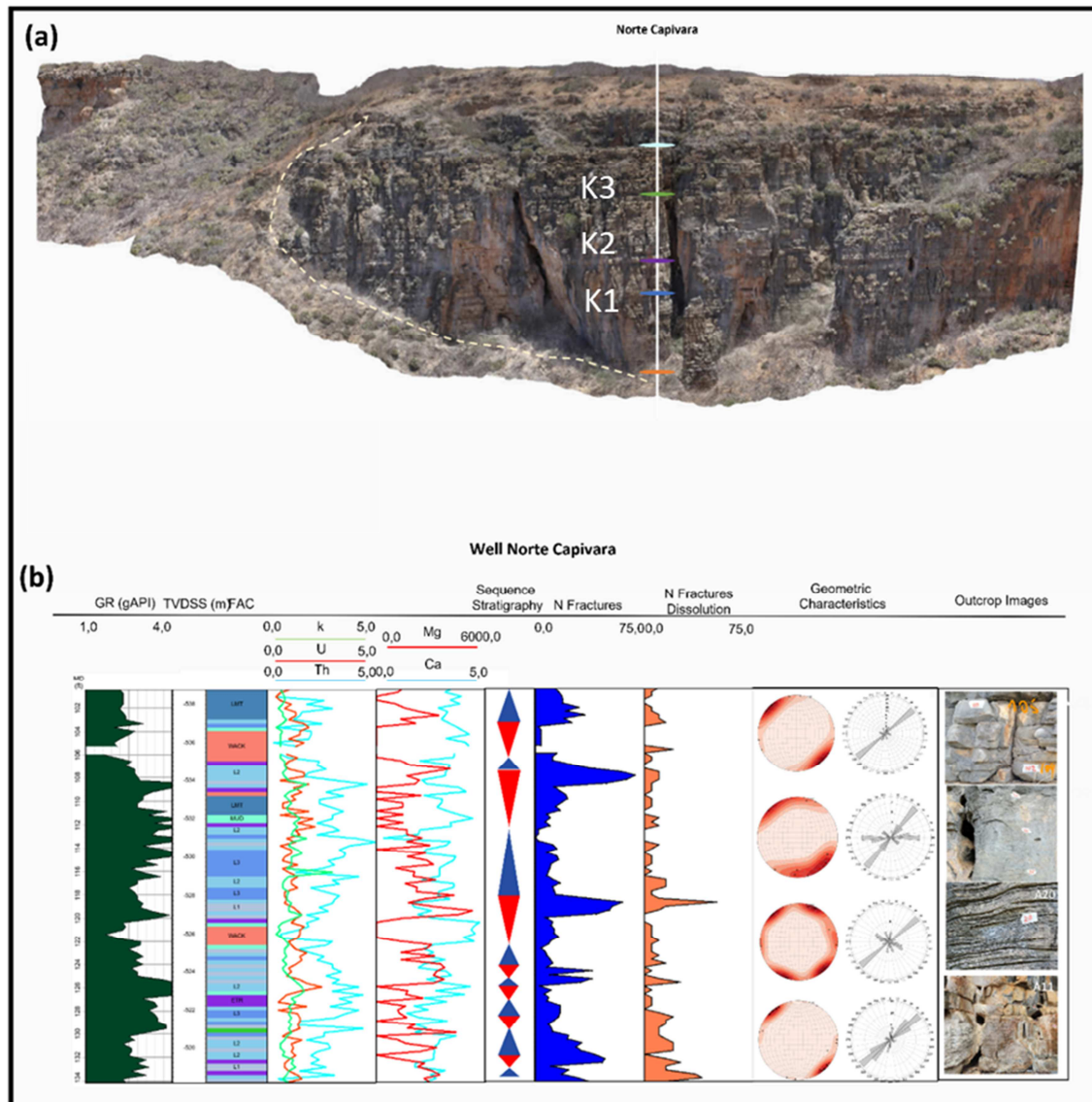


Legend: Ideal cycle (Gruta dos Brejões outcrop) showing the facies stacking pattern of a shallowing up trend from mudstones until stromatolite. Gamma-ray log indicates a progressive increasing related to siliciclastics and uranium possibly related to the predominance of bioinduced carbonates (laminites and low curvature stromatolites). It is observed in the high-frequency cycle that in-situ facies (laminite and stromatolite) have some variance of Calcium (**Ca**) and Magnesium (**Mg**) contents related to dolomitization. Ca-rich transgressive hemicycles interval controls high horizontal dissolution occurrence. Mg-rich regressive hemicycle interval controls the high density of fractures.

Source: Sales et al., 2022.

### 5.6.2.3 Mineralogy

Calcite, dolomite, and silica are the main mineral phases, highly recrystallized and without primary porosity. The carbonate mineral constituents are directly related to the geochemical profiles of Ca and Mg. Although there is a genetic link between facies type as a controller of mineralogy in the Mds and Etr facies, there are silicified nodules and laminations, which are predominantly calcitic. At the same time, the highest levels of Mg occur in the laminites and are predominantly dolomitic. Figure 41 presents the facies profile of the Norte Capivara outcrop section, together with the Ca and Mg profiles.

Figure 41 - Norte Capivara digital model with *acquired data well log*

Legend: (a) 3D perspective from Norte Capivara digital model shows the scanline along ravine area of lithological, geochemical, fractures (P11) and spectral gamma-ray data acquisition. (b) *Acquired data well log view*. Notice the cyclicity in the fracture density field measurements (P11) variations associated with high-frequency cycles. The highest fracture density intervals in the Mg-rich regressive hemicycle are associated with laminitis facies. Another aspect is the increased fractures influenced by the dissolution process towards the Laminate base marker, which may indicate aquifer influence.

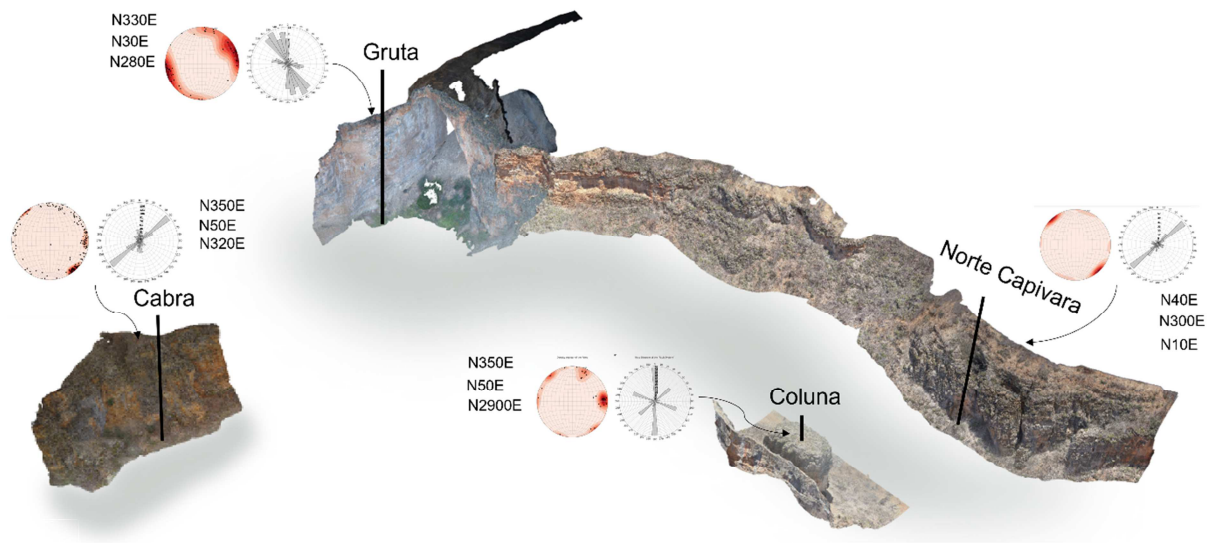
Source: Sales et al., 2022.

### 5.6.3 Data Analysis of Fractures and Karst Features Acquired in the Field

Description of fracture data and dissolution features were performed along the exposed vertical walls of the outcrops. Data were acquired for the outcrops Cabra, Gruta, Norte Capivara and Coluna (Figure 42). The average orientation of the vertical walls of the Torre, Norte Capivara, and Cabra outcrops is N30°, parallel to the fracture set II, and the Gruta dos Brejões outcrop is N300°, sub-parallel to the fracture set I. Secondary walls in the Torre and Cabra outcrops with an average orientation of N320°, parallel to fracture set I, were used to minimize orientation bias in the measurement of structural elements. Scanlines were acquired every 20 cm vertically to collect information on (i) the number of fractures, (ii) the number of fractures with dissolution influence, (iii) dip and strike of fractures, and (iv) dissolution features in stratigraphic levels. The scanlines collection points are in accordance with the measurement points of spectral gamma values, geochemical, and facies type description. In addition, the scanlines respected the bedding dip in all outcrops.

A total of four hundred and seventy-six scanlines with two meters in length were acquired, considering all outcrops. Set up points in higher layers of the outcrop's walls allowed obtain the secondary porosity information along ravines respecting the stratigraphic stacking. Seven thousand four hundred and ninety fractures were measured, with four hundred and fifty fractures showing evidence of a process of widening by dissolution (Figures 36, 40). The individual stereographic analysis of the outcrops shows that both outcrops have three families with different orientations, consistent with the interpretation shown in the satellite image of the slab (Figures 37, 41). The Torre, Cabra, and Gruta dos Brejões outcrops have a family with NW orientation (average values of N350°, N350°, and N330°, respectively), with a NE orientation (average values of N50°, N50°, and N30°, respectively) and a family ~ E-W (average values of N50°, N50°, and N30°, respectively). of N290°, N320°, and N280°, respectively). The Norte Capivara outcrop has two families with NE orientation (average values of N40° and N10°) and another with an E-W orientation (average value of N300°). In the map view, the fracture distribution pattern is recurrent for the entire study area in the southern province of the Rio Jacaré Canyon.

Figure 42 - 3D perspective of the studied outcrops

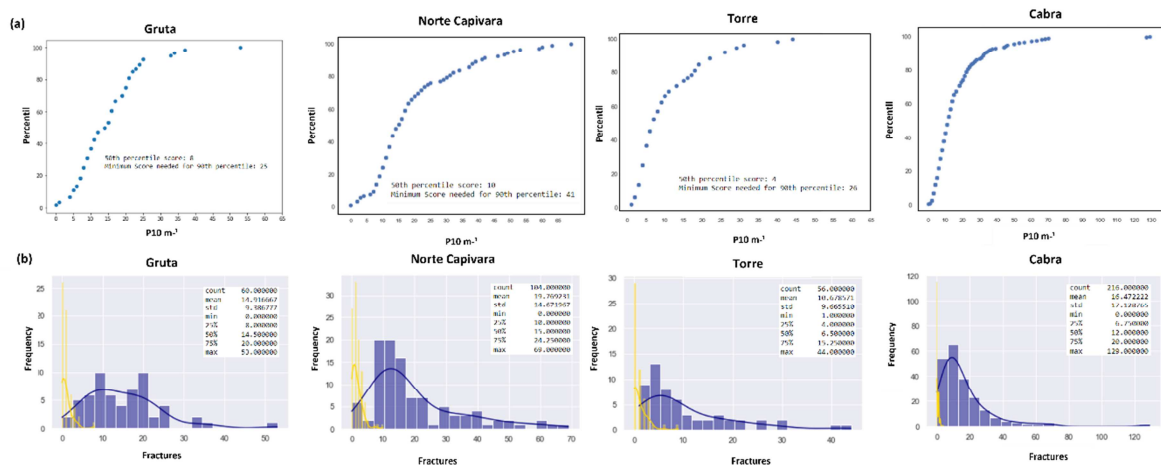


Legend: A 3D perspective of the five studied outcrops digital models in southern of Rio Jacaré canyon. Rose diagrams and stereograms show the main geometric characteristics (Strike, Dip Direction) of all fractures acquired in scanlines for each outcrop.

Source: Sales et al., 2022.

The fracture profile percentile plot in the Figure 43a shows that the most representative fracture density range for all outcrops is between 5 and 20 fractures per meter. The average fracture density value for all outcrop layers is between 14 and 19 per meter. The comparative analysis shows that the Cabra outcrop has the highest fracture density value for a given layer, which is 129 fractures per meter. The layer with the highest fracture density is composed of Lmt-II facies, and the fractures have two preferred orientations, N232° and N200°, with a dip of 80°. However, the set of fractures with a density greater than 100 is restricted to the right tail of the fracture density distribution for the Cabra outcrop and represents the 99th percentile. The Torre outcrop has the lowest mean fracture density value, approximately 11 fractures per meter.

Figure 43 - Percentile graph of fractures



Legend: (a) Percentile graph of fracture profiles acquired in Gruta, Norte Capivara, Torre, and Cabra outcrops.

(b) Histogram of fracture frequency measured for each outcrop described in item (a). The most representative fracture density range for all outcrops is 5 and 20 fractures by a meter (P10). The average value of fracture density for all layers in all outcrops is between 14 and 15 fractures per linear meter. Notice from the outcrops' frequency histogram that a limited spectrum of fractures measured in the field shows evidence of dissolution (yellow histogram in image b).

Source: Sales et al., 2022.

The Norte Capivara outcrop has the highest average fracture density, with a value of ~19.76 per meter. Figure 41 shows the data acquired in the ravine of the Norte Capivara outcrop. Note that the pattern of fracture density variation along the layered succession is cyclic. Five main cycles of occurrence of fracture density greater than 35 fractures per meter are identified. The intervals with the highest fracture density are composed of Lmt-II facies and are positioned at the end of the regressive hemicycle with a transition to the transgressive hemicycle. In these intervals, higher values of magnesium concentration in relation to calcium are described. The recurrence of the fracture distribution denotes control of medium frequency cycles. The average preferred orientation of fractures for the entire North Capivara profile is N50°E, with a lower density of the NW and EW sets in the central region with an elevation between 106 and 126 (ft).

The fracture density frequency graph (Figure 43b) shows that only a limited spectrum of fractures measured in the outcrops field have evidence of dissolution. Dissolution is restricted to individual fracture sets with height limited by the bedding or vugular corridors through the bedding (Figure 37b, 40). On the wall of the Norte Capivara outcrop, vugular fracture corridors are pervasively described and are associated with fractures with a mean preferential orientation of N40E (Figure 41a). The average dimension of fractures and layers

enlarged by the dissolution process was obtained at ten acquisition points in the Norte Capivara outcrop, providing a width/height aspect ratio of 12.73 cm for vugular layers and 0.26 cm for vugular fractures. Table 1 presents the average values obtained in the fieldwork. It can be seen in the fracture density profile of the Norte Capivara outcrop (image (b) of Figure 15) that the number of vugular fractures per meter increases towards the base of the medium frequency cycles. The concentration of fracture dissolution along the base suggests a stratigraphic control for the epigenetic karstification process.

Table 2 – Mean values of the vugular fractures and layers dimension described in the Norte Capivara outcrop

	<b>Average height (cm)</b>	<b>Average width (cm)</b>	<b>Average lenght (cm)</b>	<b>width/height</b>
<b>Vugular layers</b>	2,75	35,00	35,75	12,73
<b>Vugular fractures</b>	41,00	10,80	78,50	0,26

#### 5.6.4 Exploratory Data Analysis and Predictive Modelling

The exploratory analysis and statistical modelling of the data acquired in the outcrops south of the Rio Jacaré Canyon seek to quantitatively establish the relationship between facies, mineralogy, and cyclicity with the density properties of fractures and karst features. The database used consists of twelve variables, nine of which are numerical, referring to the spectral, geochemical, mineralogical, and layer thickness gamma-ray properties, and three categorical properties generated by the interpretation of genetic and textural aspects of the rocks, such as facies and cycles of shallowing and drowning at high and medium frequency. Given the heterogeneous multiscale behaviour of the layer properties distribution, the fracture density is controlled by the association of different rock types per layer and their physical properties. The definition of an average value for each scanline in each layer simplifies reality, given the smaller variance, which should bring greater dispersion to the inference results.



In the multidimensional modelling project, we can assume that the input variables are a set of vectors  $\{X_i, i = 1, 2, \dots, N_1\}$ , in the data space, where  $N_1$  is the number of explanatory variables of the model. A key point is the expressive number of variables available. The exploratory analysis aims to evaluate the distribution of different numerical or categorical variables using data visualization techniques and investigating multicollinearity between explanatory variables and target variables. This step makes it possible to understand the degree of significance of the variables and the need to eliminate data that impede modelling, such as identifying redundant, non-significant, or excess variables. The adjustment of variables can be made by the application of different techniques, such as the reduction of dimensionality by principal components.

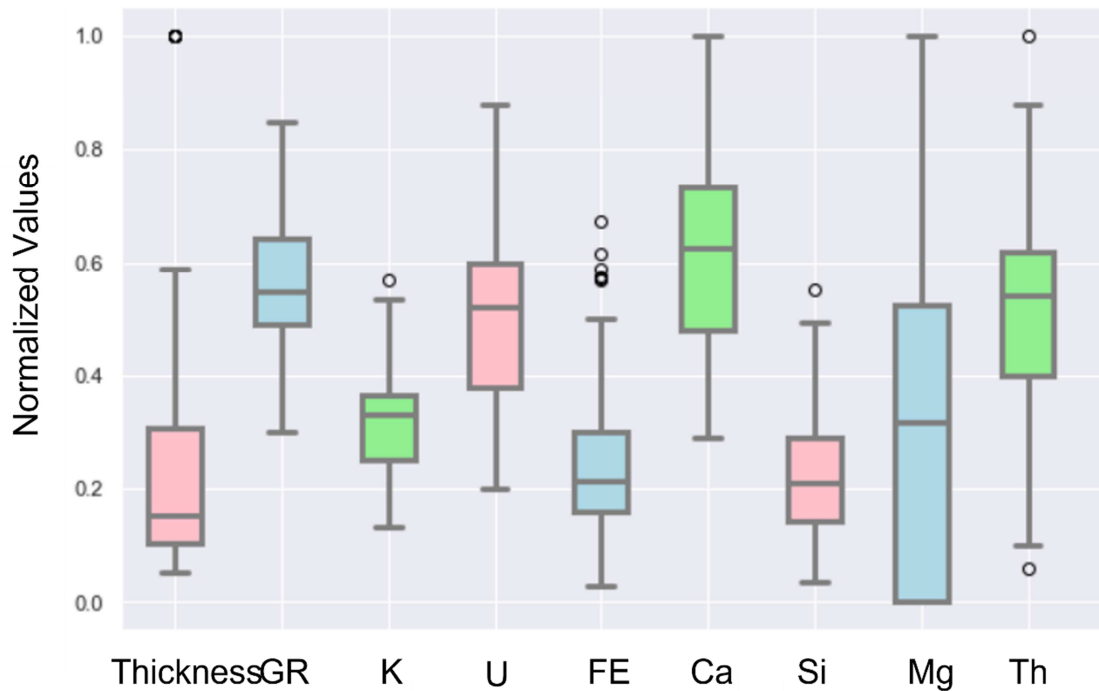
The scattering of the data provides a good indication of how the data values are distributed. Figure 44 shows the standardized visualization of the explanatory variables normalized in the Boxplot chart format. Boxplot seeks to explain the clustering accuracy of the data distribution, such as symmetry, distortion, and outliers. For the interpretation, the parameters of minimum base value ( $Q1 - 1.5/(Q3 - Q1)$ ), first quartile ( $Q1$ ), median, third quartile ( $Q3$ ), and maximum base value ( $Q1 + 1.5/(Q3 - Q1)$ ) are considered. The dispersion behaviour of the data acquired in the project scope suggests that the measurements of the geochemical and mineralogical profiles have a distribution close to normal. Notice in Figure 44 that the continuous properties of calcium, silica, and gamma-ray content are the properties that show a distribution closer to symmetric, with parity in the deviation of the quartiles on both sides.

The continuous property of magnesium content is the distribution with the greatest distortion of the normal, showing the greatest dispersion of the acquired data and concentration close to the minimum base. In general, the acquired data have a low count of outlier measures. The positive outlier value of the continuous properties of potassium, silica, and thorium is associated with the same sample 79 from the Norte Capivara outcrop. The measurement refers to the layer composed of facies described as Lmt-II. The continuous property of iron content has the largest number of positive outliers and the largest deviation from the mean. These measurements are related to values measured in layers mainly composed of Lmt-II and III. One of the outlier values is related to the facies described as Etr deposited during a regressive hemicycle (sample 23 in the Norte Capivara outcrop).

The analysis of the multidimensional correlation of the properties makes it possible to identify the collinearity between the explanatory variables and between the explanatory variables and the target. To analyse which explanatory variables are candidates for removal, it is necessary

to create the correlation matrix. Figure 45a shows the correlation between the properties of some of the variables, such as layer thickness, gamma-ray (GR), facies, calcium (Ca), magnesium (Mg), uranium (U), iron (Fe), silica (Si) and fracture density (P11). The correlation matrix shows that some explanatory variables have a high degree of correlation with each other ( $|\text{correlation}| \geq 0.60$ ), such as the correlation of the calcium and iron property ( $|\text{correlation}| = 0.78$ ). These variables have high dependence and need to be eliminated from the statistical model to deal with the multicollinearity problem. It is noted that the facies variable has a greater correlation with the target variable of fracture density (P11), value of  $|\text{correlation}| = 0.43$ , followed by the properties of calcium ( $|\text{correlation}| = 0.35$ ), thickness ( $|\text{correlation}| = 0.33$ ) and magnesium ( $|\text{correlation}| = 0.27$ ).

Figure 44 – Boxplot Graphic



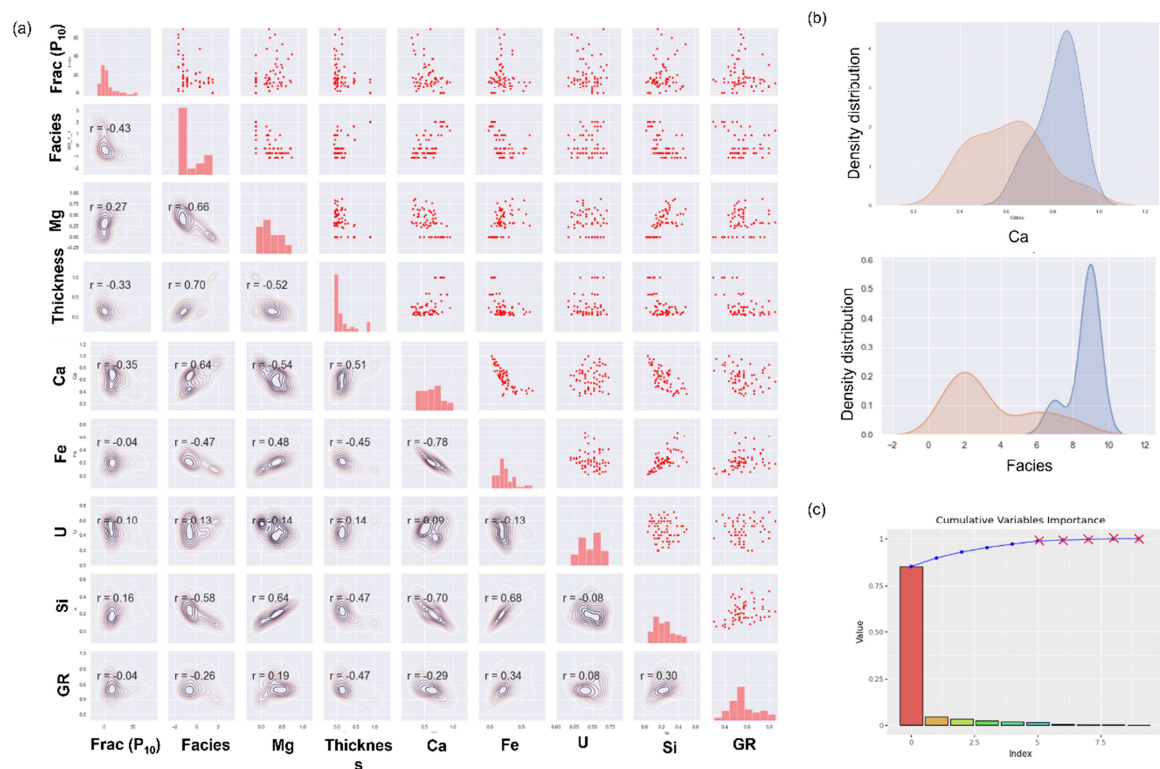
Legend: Boxplot of normalized explanatory variables

Source: Sales et al., 2022.

The one-dimensional graphic analysis of the explanatory variables with the highest correlation with the target variable is insufficient to build a statistical inference model to predict the fracture density (P11) measured in the field (Figure 45b). The facies with the highest fracture density are Lmt-I, II, and III. Two density trends occur with distributions close to normal. The one with the highest density is centered on the Lmt-II facies, associated with regressive hemicycles. The second and lower density is centered on the Etr facies

deposited during the regressive hemicycle. Note that for this second set of distribution, the facies parameter is not sufficient to separate the occurrence of fractures. The negative correlation (correlation = -0.35) between fracture density and calcium content and the positive (correlation = 0.27) between fracture density and magnesium content demonstrate the control of mineralogical variation in the rock's ability to absorb deformation. The negative correlation between fracture density and layer thickness (correlation = -0.33) demonstrates layering control. Layers with less thickness tend to have a higher fracture count.

Figure 45 - Multidimensional analysis of the variables



Legend: (a) Multidimensional analysis of acquired properties in the outcrops' field. The graphic analysis included the follow properties: Layer Thickness, Gamma-ray (GR), Facies, Calcium (Ca), Magnesium (Mg), Silic, Dissolved fractures and Fractures density. (b) Density distribution histogram of Calcium (Ca) and Facies (y-axis) coloured by fractured (red colour) and non-fractured (Blue colour) layers (x-axis), respectively. (c) Cumulative variables importance obtained by principal component analysis.

Source: Sales et al, 2022

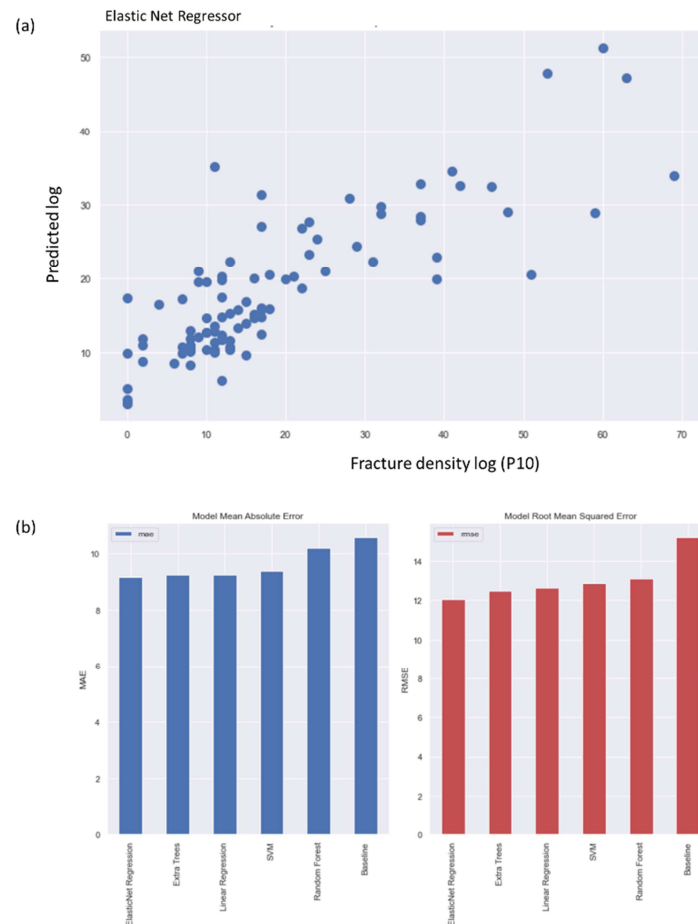
It is necessary to apply multivariable linear modelling techniques in the real database to establish a linear model for estimating fracture density values per meter integrated with strategies for eliminating and reducing the dimensionality of the data. The project applied a transformation to reduce dimensionality by principal component analysis (PCA).

The technique consists of a linear transformation over different vectors, with varying angles between the vectors. In PCA, the angle change for each pair of vectors is 90 degrees and generates independent components with vectors without mutual projections between them. Each vector will have a degree of explanatory importance. Components with negligible significance, where the cumulative importance is close to 100%, can be ignored without any risk of compromising the final model and with the benefit of reducing the computational weight of the model (Figure 45c).

Generalized linear models, Decision Trees, Support Vector Machine (SVM), and Deep Neural Networks using Python algorithms were used for predicting fracture occurrence density. The treated data were separated into test (30%), and training (70%) sets. Only data collected on walls parallel to the Torre outcrop wall with N30° orientation were considered for the analysis. The models' prediction potential is validated by reading the performance metrics, Mean Absolute Error (MAE), and Root means squared error (RMSE). RMSE or MAE metrics are better for comparing performance between different regression models. For example, the ElasticNet regression algorithm had the best performance (RMSE value of 12 and MAE of 9) (Figure 46b).

The elastic regression algorithm is a popular type of regularized linear regression that combines two penalties, specifically the L1 and L2 penalty functions. Penalties encourage simpler models that have smaller coefficient values. The ElasticNet statistical model was applied to the test database. Figure 46a shows the cross-plot of correlation between the fracture density measurements acquired at the outcrops (P11) (x-axis) versus the fracture density profile predicted by the ElasticNet regression model (y-axis). Note the high positive correlation between the target and the predicted variable, with a correlation coefficient  $R$  squared equal to 0.58. The high correlation denotes that the predictive statistical model is built on facies, geochemical, thickness, and gamma-ray properties. It is essential to emphasize the need for final validation of the results generated automatically by the knowledge of the conceptual model of the area.

Figure 46 - Multidimensional predict fracture log



Legend: (a) Cross-plot of the fracture density log from all outcrops (P10) (x-axis) versus multidimensional predict fracture log via the ElasticNet linear regression statistical method (y-axis). (b) Performance evaluation metrics, Mean Absolute Error (MAE), and Root means squared error (RMSE) for a set of linear regression statistical methods.

Source: Sales et al., 2022.

## 5.7 Discussion

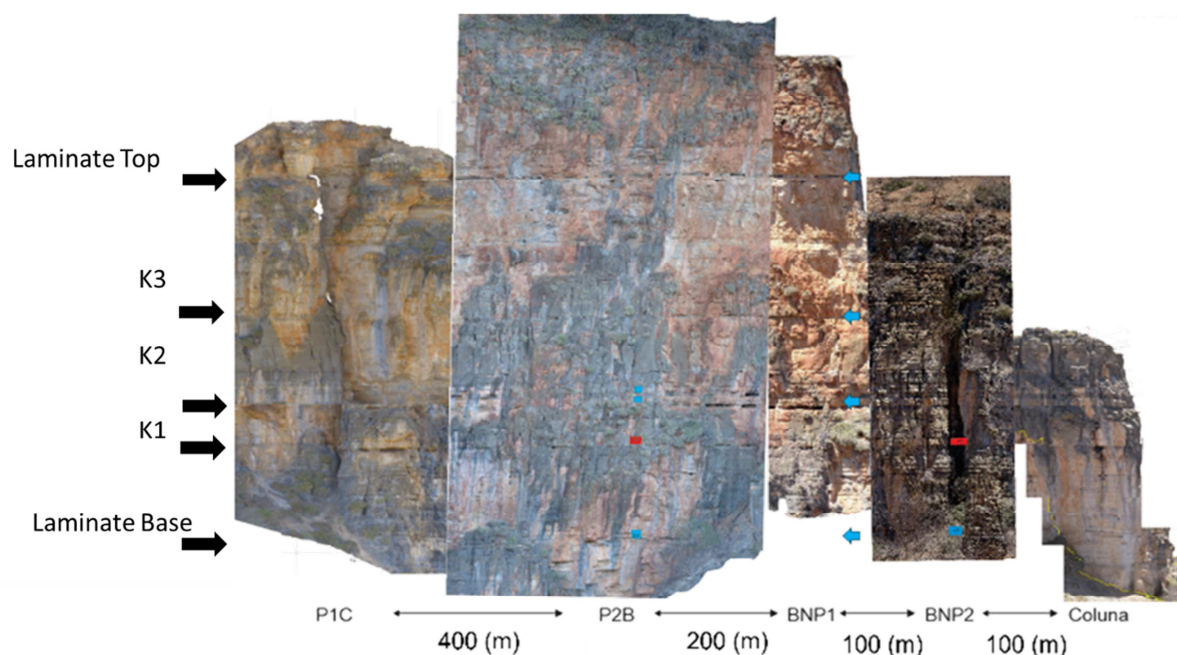
### 5.7.1 Cyclicality analysis, chemical variation, and secondary porosity control

The deformation in layered sedimentary successions is varied in style, with stratigraphy being one of the main control mechanisms in the variation of parameters of the brittle structural fabric, such as density, dimension, and fracture distribution. Other factors, such as

the proximity of structural elements (faults, folds), impact the distribution of brittle fabric properties. The mechanical competence of the stratigraphic units (e.g., stiffness) will define the rock's ability to absorb elastic deformation until it reaches the differential stress at failure. The differential stress will be higher in more rigid layers, which will reach the failure point first (Meyer et al., 2002; Walsh et al., 2003). Limestone rocks undergo lithification processes quickly and modelling the mechanical competence of sedimentary units at the time of deformation is a parameter of uncertainty. Acquired data (e.g., sediment properties) is just a snapshot of the current state. These parameters and properties have evolved from the beginning of the sedimentary basin formation stage to the present day through a combination of several processes, such as (burial, sediment compaction, diagenesis, and sediment lithification). However, the mineralogical composition of the rocks and the distribution of facies tend to be preserved, allowing the analysis of the relationship with the fracture properties to be measured with higher reliability.

The control of high-resolution stratigraphy in the formation of secondary porosity in low-energy facies successions is a poorly studied topic. In the laminated outcrops from south of the Rio Jacaré Canyon, despite the low spatial variability in the type and strike of the fracture sets (Figure 42), there is a high anisotropy in terms of vertical heterogeneity, and which controls the formation of the karst paleorelief in the area (ex.: vugular fractures, caves). The studied area is far from the main fault systems of the Irecê basin, allowing to isolate the influence of the proximity of these geological elements in the analysis of the variability of the fracture sets. Another key factor is the apparent similarity of the facies that compose the Salitre formation, with high lateral continuity given the depositional process of this type of deposit. This feature allows us to refine the control of the high-frequency cycles and obtain the reliable correlation of the stratigraphy between the walls of the outcrops (Figure 47).

Figure 47 - Correlation of the five studied outcrops in the Brejões area



Legend: Outcrops' maximum distance is four hundred meters. Notice the continuity of outcrops markers related to dissolute levels. For outcrop map location, see Figures 32; 34.

Source: Sales et al., 2022.

Despite the apparent monotony of the deposits, it is possible to characterize the facies of the Salitre formation to respond to the variations observed in the different profiles, as well as the identification of high and medium frequency cycles to understand the processes of depositional sequences, as well as predict the recurrence, not only laterally, but vertically, of the fracturing and dissolution features of medium-frequency depositional sequences (Figure 48). The cycle thickness verified in the laminated intervals averages 4.5 meters (Figures 37, 49). The signature of the acquired gamma ray and geochemical profiles within the ideal cycle indicates the mineralogical variation pattern. The transgressive hemicycle has low values of gamma rays and a high concentration of calcium. The facies within the tracts of transgressive systems (**TST**) are thinner (Mds) generated by predominantly physical processes (settling) and are less competent. The regressive hemicycle has increased gamma rays values and a higher concentration of magnesium. It is predominantly composed of Lmt-II and III, and Etr facies, the progressive increase related to magnesium and uranium is possibly associated with the predominance of bioinduced carbonates since microbial produce reducing conditions due to the decomposition of organic matter, as well as the production of calcite from high magnesium, responsible for catalysing eodiagenetic dolomitization. The lamination in the

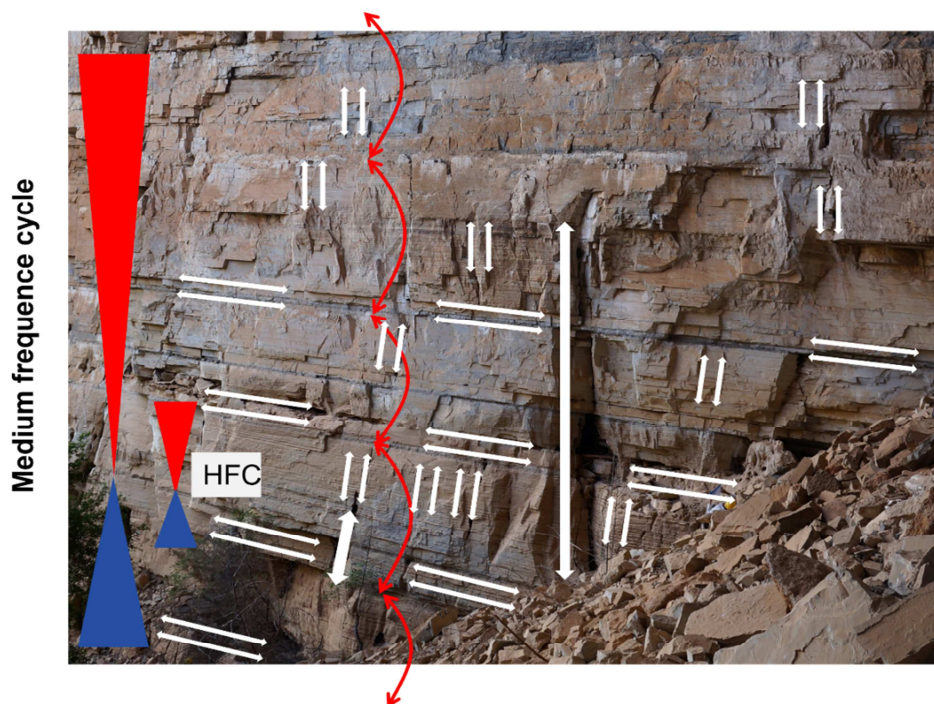
regressive system tract (**TSR**) is wrinkled, another indication of a microbial process, with thinner and mechanically more competent layers.

The integration work with stratigraphy shows the predictability of fractures by facies tracts and that cyclicity can be used to guide the style and scale of secondary porosity features that develop in sedimentary successions with smooth variations (predominance of Lmt facies). High clay content and calcium concentration in the transgressive hemicycles (**TST**) define less competent intervals. Consequently, the structures tend to be more spaced with a predominance of dissolution along the intervals (Figure 47). The TST controls the intervals with the occurrence of high horizontal dissolution. The laminated levels of high horizontal dissolution mark the transition from the transgressive calcium-rich hemicycles to the regressive dolomite-rich hemicycles, both well represented in the images of the 3D digital models in the field (Figure 47). The occurrence of stratigraphic levels dissolution is traceable throughout the outcrop area. These dissolution features will act as channels of high horizontal permeability and relevant contribution to the flow of fluids. At the reservoir scale, the dissolution features in levels impact the hydraulic communication of the deposit, potentially increasing the recovery factors.

Analysis of the walls of all outcrops suggests that the control imposed by high and medium frequency cyclicity on secondary porosity is recurrent (Figure 48). The work shows that the extrapolation of stratigraphic control in fracture analysis using data acquired in the field is incomplete and only understood in great depth for the reservoir scale if combined with information obtained at scale from 3D digital models (Figures 40, 41, 46). The interpretation of the digital models shows that some layers tend to have a high density of structures confined to the bedding and regularly spaced. In contrast, others are more dispersed and tend to propagate straight-through bedding (Figure 48). In all cases, fractures are always limited to layer boundaries.



Figure 48 - Cycle scale controlling secondary porosity



Legend: Cycle scale controlling secondary porosity (section from the Gruta dos Brejões outcrop). Notice the cyclicity in *Salitre Formation* laminates with the main vertical and horizontal structures highlighted in white lines. Horizontal dissolutions and fractured intervals recurrence are related to the high-frequency cycle (HFC) pattern observed in Figure 38, with a superposition of a long-term cycle even bigger.

Source: Sales et al., 2022.

The strata boundary fracture sets interpreted in the digital models have a higher occurrence density (P11). It is noticed that the zones with greater density are related to the layers with less thickness in the TST (Figures 37, 40). These strata boundary confined fractures should provide highly tortuous flow paths as secondary porosity is restricted to individual layers with horizontal preferential paths. On the other hand, the sets of straight-through bedding fractures have a lower occurrence density (P11). Two straight-through bedding fracture sets were identified, which, depending on the outcrop, coincide with the wall itself. The greater vertical communication impacts the hydraulic connectivity of different zones, which may contribute to the communication of the reservoir or constitute a risk of the early arrival of water by hydraulic communication with the aquifer.

The data acquired on the outcrop walls show that the fracture sets, whether confined or not, have evidence of dissolution processes (vugular fractures) (Figure 43). The dissolution process occurred by meteoric fluids (Epigenetic). Note that the intensity of the dissolution features is related to the interface of the regressive and transgressive hemicycles of the

medium frequency cycles (Figure 45b). Another characteristic is the positive correlation between fracture density (P11) and fracture density with dissolution (P11) ( $|\text{correlation}| = 0.46$ ), showing the control of permeability imposed by fractures in carbonate rocks. The difference between the order of magnitude of vugular fractures (Table 2), which have widths (openings) of the order of centimetres, and natural fractures, which have openings of the order of millimetres, highlights the anisotropy that karstification imposes on the rocks, generating preferential paths for the fluid flow with consequent impact on the hydraulic connectivity of the reservoir. Another aspect of hydraulic communication is the influence of facies change in the transition from the regressive to the transgressive hemicycle. The richer clay-rich facies (Mds) deposited in the TST tend to function as hydraulic barriers for the vertical communication of fluids. The retention of fluids in this layer seems to accentuate the karstification process. Figure 45 shows the peak occurrence of vugular fractures in the transition from TST to TSR in the central region of the profile. The evolution of the process of dissolution of Fm Salitre was responsible for the formation of cliffs and all karst relief, with the formation of caves and current karst valleys.

## 5.8 Conclusions

The work shows that, despite the low areal variability in the type and orientations of the fracture sets interpreted in the south of the Jacaré River Canyon, there is high vertical heterogeneity (density, spacing, height) and also associated with karst features. This variability has a recurring behavior and seems to be controlled by the medium-frequency cyclicity of the deposits, as well as the variability of mineralogical composition and layer thicknesses. Three sets of fractures were identified based on geometric criteria (strike, dip, height). Set I correspond to strata boundary fractures, which should provide highly tortuous flow paths. The secondary porosity restricted to individual layers should provide horizontal preferential paths. This set of fractures appears with the highest density of occurrence. Sets II and III correspond to straight-through bedding fractures and must provide preferred vertical paths for fluid flow. This set of fractures has a lower occurrence density. Vertical communication impacts hydraulic connectivity of different ranges and production optimization.

The conceptual model for controlling secondary porosity influences the distribution of high horizontal dissolution associated with Ca-rich transgressive hemicycles. At the same time, well-developed fractures must be conditioned by the greater competence of the rock (Mg-rich regressive hemicycle) and conceptually by the proximity of faults not identified in the study area. Mineralogical and textural transitions may be related to seasonal climatic changes and different depositional processes on a medium scale. Fine-grained facies (with high micrite content) are related to physical factors (decantation), bioinduced (microbial *in-situ*), and chemical (precipitation of crystalline crusts). The dominant process reflects variations in mineralogy.

Despite the differences in terms of depositional environment (marine / continental) and degree of recrystallization (diagenesis), the deposits of the Salitre formation can help to predict secondary porosity features in the Pre-Salt field. The pattern of mineralogical variation associated with the carbonate deposition processes of the outcrops of the Salitre Formation (Neoproterozoic age) occurs in the lacustrine sediments of the Barra Velha formation (Aptian age), SE Brazilian Margin. In this case, the calcite crust laminites (predominantly related to the chemical process) also have high magnesium contents and form pairs of millimeter calcitic crust sheets alternating with microporous dolomitic sheets (with some siliciclastic-sized grains). This alternation of micro cycles is interpreted as a fluctuation of the salinity of the water, promoting in very concentrated phases, with direct precipitation of calcite and dolomite cement by early diagenesis. At the same time, the pelagic and carbonaceous laminites present a genesis predominantly by physical processes in lacustrine water with low Mg concentration producing calcitic particles and low cementation.

The interpretation of structures in the wells from the Pre-salt field shows that the dolomitic intervals have a greater number of vertical fractures, described as closed. Most calcitic intervals present a predominance of dissolution structures, with a predominance of level dissolutions. The variation of the lateral facies for mg-clay in the most distal positions also contributes to the decrease in the intensity of dissolution and fracturing, the latter related to the greater plasticity of smectitic clay minerals, a theoretical premise since, in these facies, there is no rock information, due to the absence of wells in this type of context. The comparative porosity of the plug and the NMR shows that the intervals with varying concentrations of calcite and dolomite have different trends, suggesting the contribution of secondary porosity to the fluid flow. Predicting the cyclic occurrence of structures causing secondary porosity is critical for optimizing the production of a low permeability carbonate reservoir.

## 6 DISCUSSÕES

### 6.1 Controle tectono-sedimentar na distribuição de fácies em diferentes estágios de crescimento e interação de falhas

O modelo de fácies para reservatórios do pré-sal dentro do ambiente lacustre controlado pelo nível do lago mostra que as fácies são controladas principalmente pela criação de espaço de acomodação de falhas e topografia relacionada, o que afeta a energia deposicional do ambiente (por exemplo, Schlische & Anders, 1996; Contreras et al., 1997; Gawthorpe & Leder, 2000). O soerguimento do footwall geralmente produz superfícies topográficas rasas que controlam a ocorrência de fácies de alta energia e drenagens que fluem para longe dos blocos estruturais. Pequenos sistemas de drenagem podem entrar na bacia a partir da região de footwall entre falhas de borda onde a elevação da footwall é mínima, o que inclui rampas de revezamento entre falhas de borda escalonadas com direções de mergulho semelhantes (Lambiase & Bosworth, 1995).

Modelos conceituais têm sido desenvolvidos para o controle deposicional na formação localizada de grábens, amplificação e desaceleração durante o estágio final de evolução das falhas (Gawthorpe & Leeder, 2000). No entanto, esses modelos não fornecem informações detalhadas sobre mudanças de fácies em diferentes estágios de crescimento e interação de falhas ao longo de alguns milhões de anos (~18 Ma neste projeto). Nos altos estruturais N-NW do SEH, o crescimento e a interação de falhas em vários estágios levam a controles deposicionais pela formação e segmentação de altos estruturais durante a fase sin-rift. A área de estudo apresenta variação estrutural significativa ao longo de sua extensão, como mudança de polaridade de falhas que resulta na geração de sub-bacias segmentadas. Duas zonas de acomodação estreitas oblíquas separam os altos estruturais do campo. Essas zonas de acomodação são formadas por arranjos de falhas de rampas de revezamento, algumas falhas com polaridades de mergulho opostas e pontas divergentes, que marcam mudanças de polaridade de depocentros na fase sin-rifte tardia e formam zonas de rift de relevo relativamente alto.

Três fases de falhamento sin-rifte resultaram em um padrão variado de empilhamento de litofácies. A formação de *half-grabens* controla a sedimentação inicial no *Early Syn-rift Phase I* (ESRI), que gera espaço de deposição preenchido por rochas

siliciclásticas (arenitos, conglomerados, folhelhos), e algumas fácies singenéticas compostas por argila, talco estevensítica. As fácies estão associadas principalmente a depósitos lacustres em configurações distais. No *Early Syn-rift Phase II* (ESRII), os *half-grabens* amplificados controlaram a sedimentação. Os depósitos carbonáticos são representados principalmente pela ocorrência de coquinas nos altos estruturais durante o Neobarremiano-Eoaptiano. As partes distais contêm lamitos siliciclásticos e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica. Arenitos e conglomerados ocorrem nas bordas da bacia, típicos de leques aluviais. A diminuição do mergulho das camadas do rift inicial em direção ao rifte tardio indica a interrupção progressiva da atividade da falha e o fim do estágio em que a subsidência mecânica controla a dinâmica do sistema. A deposição de sucessões sedimentares da Formação Barra Velha durante o Aptiano seria a última sin-rifte, denominada *Late Syn-rift*. A subsidência local e o soerguimento durante o final do Aptiano explicam a deposição de rochas carbonáticas de águas rasas nas cristas dos blocos estruturais altos, cercadas por depósitos de águas profundas, como xistos e margas, e cobertas por uma camada de sal de até 3 km de espessura.

O controle estrutural do sinrift tardio impacta em heterogeneidades deposicionais verticais que afetam a continuidade e conectividade vertical das zonas de produção. Inversões estruturais locais do paleorelevo ocorreram na área central, alterando o perfil de equilíbrio da plataforma carbonática e gerando altos estruturais com fácies deposicionais com melhores qualidades permo-porosas. Esta inversão estrutural está relacionada com a nucleação de falhas antitéticas do sin-rift tardio durante o Aptiano Médio (c. 117 Ma). Como resultado, ocorrem fácies de águas rasas, depositadas durante a queda do nível relativo do lago, em um sistema evaporativo que corresponde de arbustos microbianos incipientes a esferulitos (depósitos *in situ*), com a transição lateral gradual de grãos ooidais para intraclásticos depositados e retrabalhados por ação de ondas em contexto de energia relativamente alta (localização do poço 8). Em uma análise em larga escala, o padrão de empilhamento de fácies evoluiu de laminitos para fácies retrabalhadas e cristalinas.

É identificado nos depósitos do *Late Syn-rift* reservatórios associados a montículos de travertino locais, passando lateralmente para carbonatos lacustres de águas rasas. Nas porções mais profundas da bacia ocorrem folhelhos associados a arenitos e conglomerados típicos de leques aluviais. Estes depósitos são interpretados com sismofácies caóticas em seções sísmicas migradas de amplitude full-stack, que se diferenciam das dobras forçadas tardias. Outros parâmetros podem ser utilizados para reduzir as incertezas relacionadas a esse tipo de elemento arquitetônico, como a proximidade e alinhamento às falhas, o relevo de alto ângulo associado à estrutura de crescimento, ocorrência ao longo das falhas associadas aos

principais depocentros. Os depocentros são os principais locais de deposição de argila MG, lamitos e matéria orgânica. Durante os estágios iniciais de compactação e litificação, a expulsão de água das argilas e a dissolução de carbonatos associados à compactação e ácidos orgânicos podem ser uma possível fonte de carbonatos dissolvidos durante os processos de subsidência.

Depocentros e altos estruturais tornam-se mais descontínuos no final do sin-rifte, principalmente com geometrias romboédricas, e confinados por zonas de acomodação, definindo depocentros de drenagem mais localizados e separados por altos internos. Entre outras coisas, a segmentação dos altos estruturais afetou a amplificação do contraste litológico da área e o desenvolvimento de blocos de compartimentos hidrodinâmicos do reservatório. Os altos estruturais dos poços 2 e 7 permaneceram os mais proeminentes ao longo da deposição aptiana na região central e descreveram principalmente fácies de alta energia, estromatólitos, arbustos e grãos. A similaridade da topografia areal mostra que o soerguimento da footwall causado pelas reativações das primeiras estruturas sin-rifte influenciaram fortemente o sistema sedimentar. A proximidade das falhas NW traz uma entrada adicional de carbonato de cálcio para as aberturas subaéreas ligadas ao desenvolvimento do travertino (Sales et al., 2022). Além disso, ambos os montículos estão próximos aos principais depocentros do sudoeste, ricos em Mg-argila (desidratada durante a compactação e litificação) perto das primeiras falhas sin-rifte NW. Os principais depocentros podem fornecer fluidos ricos em carbonatos dissolvidos, possivelmente influenciando a ocorrência de sambaquis.

Os parâmetros de ocorrência do monte de travertino podem melhorar a previsão desses elementos arquitetônicos evitando armadilhas de interpretação. Por exemplo, a geometria alta estrutural do embsamento do poço 1 atual é mais rasa em comparação com o w-2. No entanto, o poço 1 identificou talco estevensítica. Essas fácies estão associadas principalmente a depósitos lacustres em configurações distais, mostrando ausência de falhas NW no controle sin-sedimentar. O poço 1 é interpretado como uma inversão estrutural associada a uma dobra de propagação forçada.

A deformação compressiva pós-rifte é responsável por gerar estruturas de dobramento e inversões estruturais distribuídas no campo. Entende-se que essas estruturas não controlam o perfil de equilíbrio da plataforma carbonática, pois não há evidências de controle sedimentar em escala sísmica nos depósitos da seção aptiana. No entanto, a definição do tempo de geração de dobras e inversões estruturais é fundamental para a previsão de zonas com depósitos de alta energia e melhor qualidade permo-porosa. As falhas e dobras pós-rifte são interpretadas como tendo sido nucleadas em resposta à compressão geral do reservatório e

compactação diferencial de sequências sedimentares inferiores devido a grandes espessuras e contrastes reológicos, sendo assim controladas pelas geometrias dos altos do embasamento e zonas de acomodação interna.

Vários autores abordam as reativações pós-rifte do embasamento na margem continental sudeste brasileira (Cobbold et al., 2001; Fetter et al., 2002; Saenz et al., 2003). Esses trabalhos mostram que a compressão pode ser explicada pelo ridge-push com a propagação da tensão intraplaca a partir do centro de expansão da crosta oceânica com o início da expansão oceânica (c.f. Artyushkov, 1973; Bott, 1992). Com base em interpretações de linhas regionais sísmicas 2D e suporte de trabalhos de modelagem numérica (Brune et al., 2016; Araujo et al., 2022) as geometrias das dobras sin-rifte tardias são explicadas predominantemente devido à composição entre efeitos flexurais e térmicos. As linhas sísmicas regionais 2D ION GXT sugerem que a variação lateral da crosta superior controla as geometrias pós-rifte na porção do Atlântico Central. Além disso, as variações reológicas das rochas depositadas no rift impactam no dobramento da cobertura sedimentar da plataforma carbonática. Adicionalmente, são interpretados dobramentos associados a tensões compressivas de acomodações internas associadas a deslocamentos relativos individuais dos segmentos de falhas reativados. As tensões intraplaca podem atuar dependendo da capacidade da litosfera de transferir as tensões das bordas das placas por longas distâncias.

## **6.2 Implicações para predição de porosidade secundária em reservatórios laminados lacustres do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos (Formação Barra Velha)**

A deformação em sucessões sedimentares estratificadas é variada em estilo, sendo a estratigrafia um dos principais mecanismos de controle na variação de parâmetros da trama estrutural rúptil, como densidade, dimensão e distribuição de fraturas. Outros fatores, como a proximidade de elementos estruturais (falhas, dobras), impactam na distribuição das propriedades da trama rúptil. A competência mecânica das unidades estratigráficas (por exemplo, rigidez) definirá a capacidade da rocha em absorver a deformação elástica até atingir a tensão diferencial na ruptura. A tensão diferencial será maior em camadas mais rígidas, que atingirão primeiro o ponto de ruptura (Meyer et al., 2002; Walsh et al., 2003). As rochas calcárias sofrem processos de litificação rapidamente e modelar a competência

mecânica das unidades sedimentares no momento da deformação é um parâmetro de incerteza. Os dados adquiridos (por exemplo, propriedades do sedimento) são apenas um instantâneo do estado atual. Esses parâmetros e propriedades evoluíram desde o início da formação da bacia sedimentar até os dias atuais através da combinação de vários processos, tais como (compactação de sedimentos, diagênese e litificação de sedimentos). No entanto, a composição mineralógica das rochas e a distribuição das fácies tendem a ser preservadas, permitindo que a análise da relação com as propriedades de porosidade secundária seja medida com maior confiabilidade.

O controle em alta resolução na formação de porosidade secundária em depósitos de baixa energia é um tema pouco estudado. Nos afloramentos laminados do sul do Cânion do Rio Jacaré, apesar da aparente monotonia dos depósitos, é possível caracterizar as fácies da formação Salitre para responder às variações observadas nos diferentes perfis, bem como a identificação de ciclos de alta e média frequência para entender os processos das sequências deposicionais, bem como prever a recorrência, não apenas lateral, mas vertical, das características de fraturas e dissoluções de sequências deposicionais de média frequência. É descrito nos afloramentos uma alta anisotropia em termos de heterogeneidade vertical, e que controla a formação do paleorrelevo cárstico na área ( ex.: fraturas vulgares, cavernas).

O trabalho de integração com a estratigrafia mostra a previsibilidade das fraturas por tratos de fácies e que a ciclicidade pode ser usada para guiar o estilo e a escala das feições de porosidade secundária que se desenvolvem em sucessões sedimentares com variações suaves (predominância da fácies Lmt). Alto teor de argila e concentração de cálcio nos hem ciclos transgressivos (TST) definem intervalos menos competentes. Consequentemente, as estruturas tendem a ser mais espaçadas com predominância de dissolução ao longo dos intervalos. O TST controla os intervalos com a ocorrência de alta dissolução horizontal. Os níveis laminados de alta dissolução horizontal marcam a transição dos hem ciclos transgressivos ricos em cálcio para os hem ciclos regressivos ricos em dolomita, ambos bem representados nas imagens dos modelos digitais 3D em campo. A ocorrência de dissolução de níveis estratigráficos é rastreável em toda a área de afloramento. Essas feições de dissolução atuam como canais de alta permeabilidade horizontal e relevante contribuição para o escoamento de fluidos. Na escala do reservatório, as características de dissolução em níveis impactam a comunicação hidráulica do depósito, potencializando os fatores de recuperação.

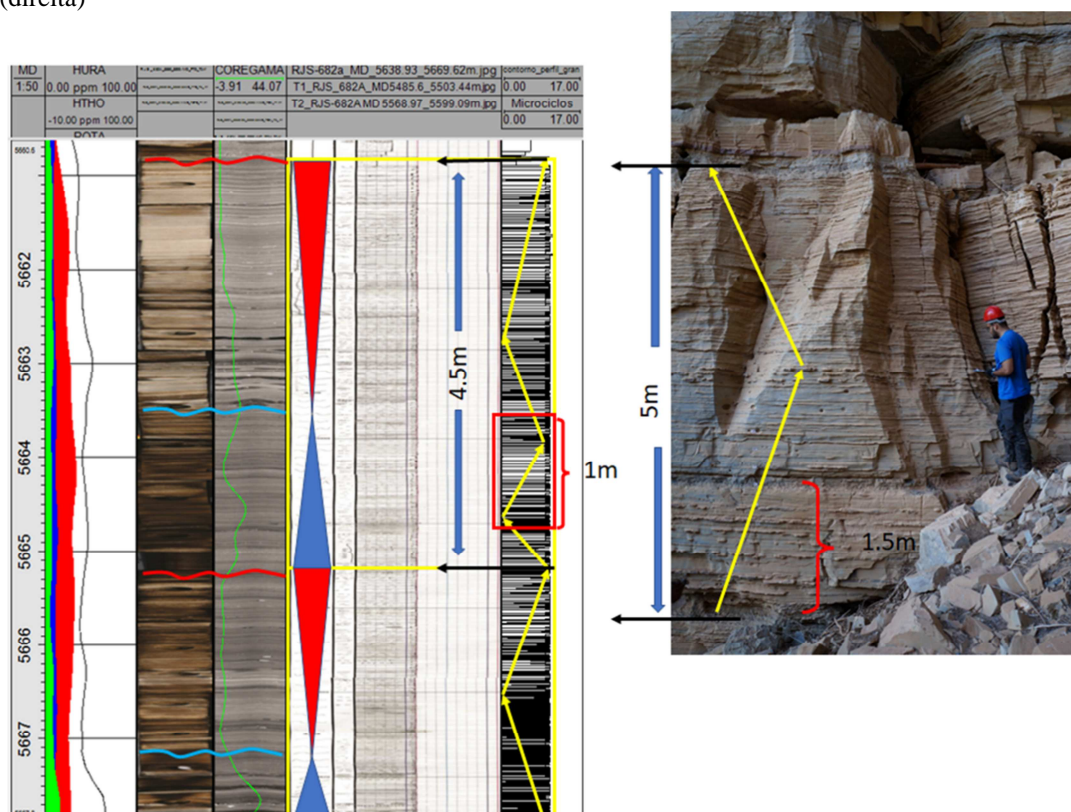
O campo análogo do Pré-sal é formado por fácies contendo grãos finos/lama ricos, com baixa permoporosidade primária. As principais fácies da Formação Barra Velha Inferior no campo são: lamitos carbonáceo-siliciclásticos; laminite peloidal com estrutura crenulada; e



laminite crosta de dolomita-calcita (Sales et al., 2022 no prelo). Apesar das diferenças em termos de ambiente deposicional (marinho/continental) e grau de recristalização (diagênese), os depósitos da formação Salitre podem ajudar a prever feições de porosidade secundária no campo do Pré-Sal, dadas as semelhanças em termos de:

- a) Espessura: A espessura semelhante de um ciclo de média frequência para ambas as formações tem uma média de 4,5 metros (Figura 49).
- b) Assinatura do log de raios gama: Uma característica importante em termos de ciclo é a assinatura do parâmetro de raios gama, que mostra uma tendência decrescente de Cb-lmt e Pel-lmt para Dl-Ca-crust lmt (Figura 50). Derivado de aportes siliciclásticos mais baixos controlados por tendência regressiva em ambientes lacustres com baixa entrada de água das drenagens durante esta fase.
- c) Mineralogia - Os perfis geoquímicos de Ca e Mg estão relacionados principalmente à alternância de dolomita e calcita, essas curvas apresentam tendências opostas, o cálcio diminui enquanto o magnésio aumenta de hem Ciclos transgressivos para regressivos (Figura 50). A predominância de calcita ou dolomita reflete na configuração continental mudanças ambientais (de seca para úmida) em um ciclo de média frequência (escala de metros). O intervalo de hem Ciclos transgressivos ricos em Ca controla principalmente a porosidade secundária que ocorre como dissolução horizontal e entre pelolóides em microescala. O hem ciclo regressivo rico em Mg controla a porosidade primária, pois principalmente microporos intracristalinos, ele se reflete em intervalos mais cimentados com condições frágeis durante a compressão tectônica, resultando em intervalos cimentados altamente fraturados.

Figura 49 – Comparação em termos de espessura dos ciclos da formação Barra Velha (esquerda) e Salitre (direita)



Legenda: Comparação da formação de grande escala Barra Velha (esquerda) e Salitre (direita) em termos principalmente de espessura. Observe a similaridade em ambas as ciclicidades.

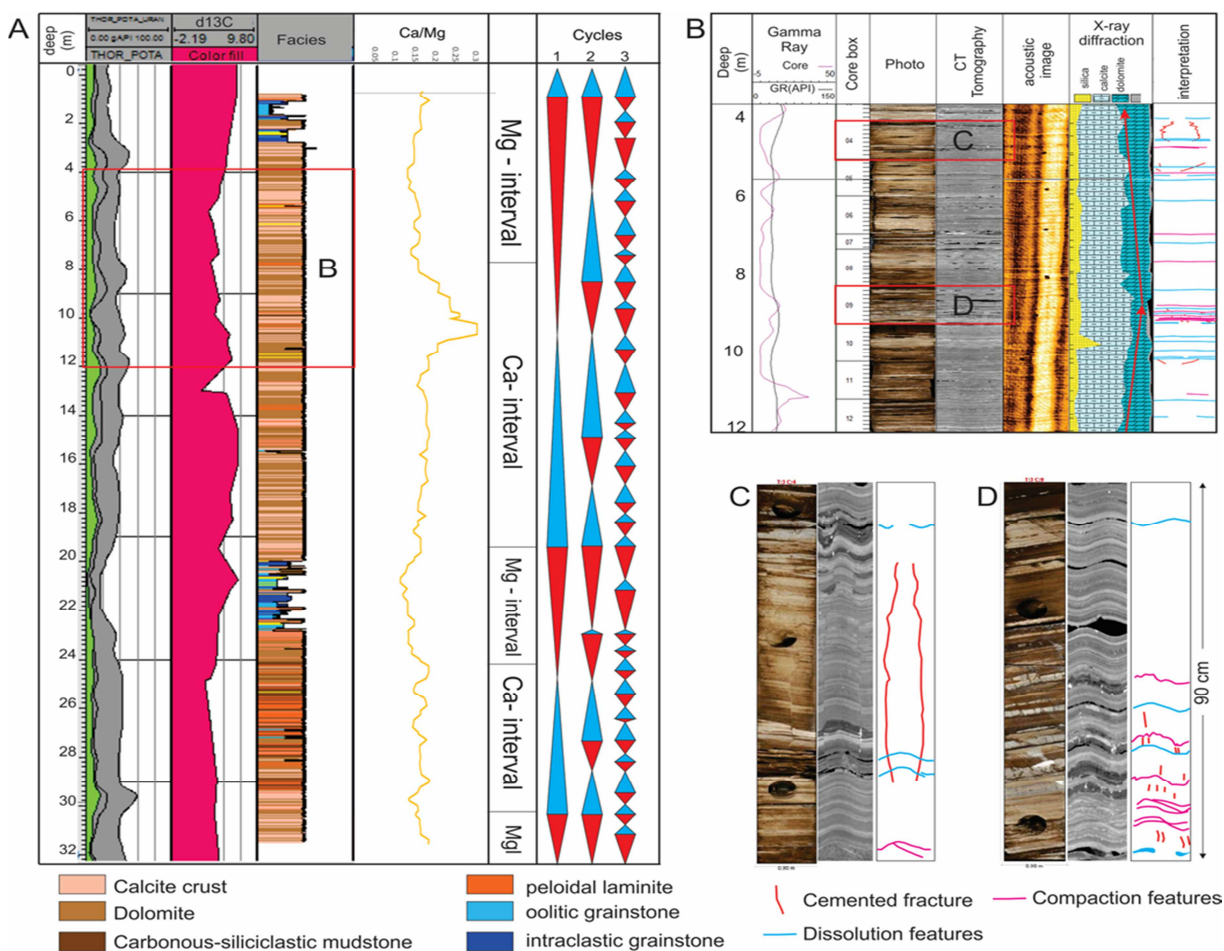
Source: Sales et al., 2022.

O mapa mineral Qscan em microescala, obtido em microscópio eletrônico de varredura, mostra as variações cíclicas das lâminas de calcita e dolomita na crosta de DI-Ca em uma das fácies mais recorrentes em hemicycle regressivo (Figura 51). Os teores de minerais de calcita e dolomita controlam parcialmente o estado mecânico e a suscetibilidade à fratura e dissolução nas sequências analisadas. Camadas com maior teor de dolomita têm maior densidade de fratura medida (P32) em comparação com camadas com maior teor de calcita, onde estruturas horizontais associadas a dissoluções em camadas são frequentemente descritas (Silvany et al., 2021).

Os intervalos dolomíticos são mais resistentes e rígidos. Portanto, é possível notar que as fraturas presentes nos testemunhos dos poços aparecem predominantemente confinadas a esses intervalos. O modelo desenvolvido com dados de afloramentos na região sul dos Cânions do Rio Jacaré permite entender a hierarquia para diferentes frequências de ciclo em escala de poço e a distribuição 3D. O controle na dissolução horizontal associada a hemicyclos transgressivos ricos em Ca e conjuntos de fraturas condicionados pela maior competência da

rocha nos hemiciclos regressivos ricos em Mg traz critérios importantes para melhorar a previsão da distribuição espacial e propriedades da estrutura sub-sísmica frágil em áreas distantes dos poços e, conseqüentemente, otimizar o escopo do projeto de drenagem da malha. A Figura 52 compara a porosidade do plugue e NMR. Observe que intervalos com concentrações variadas de calcita e dolomita apresentam diferentes tendências de porosidade, sugerindo a contribuição da porosidade secundária para o escoamento do fluido. A escala de ciclos de média frequência é a mesma utilizada na construção dos modelos geológicos do reservatório do pré-sal, em torno de ~5 (m). A compatibilidade vertical em escala cíclica permite transportar o modelo de controle de porosidade secundária estabelecido nos afloramentos da Bacia de Irecê para a parametrização do pré-sal.

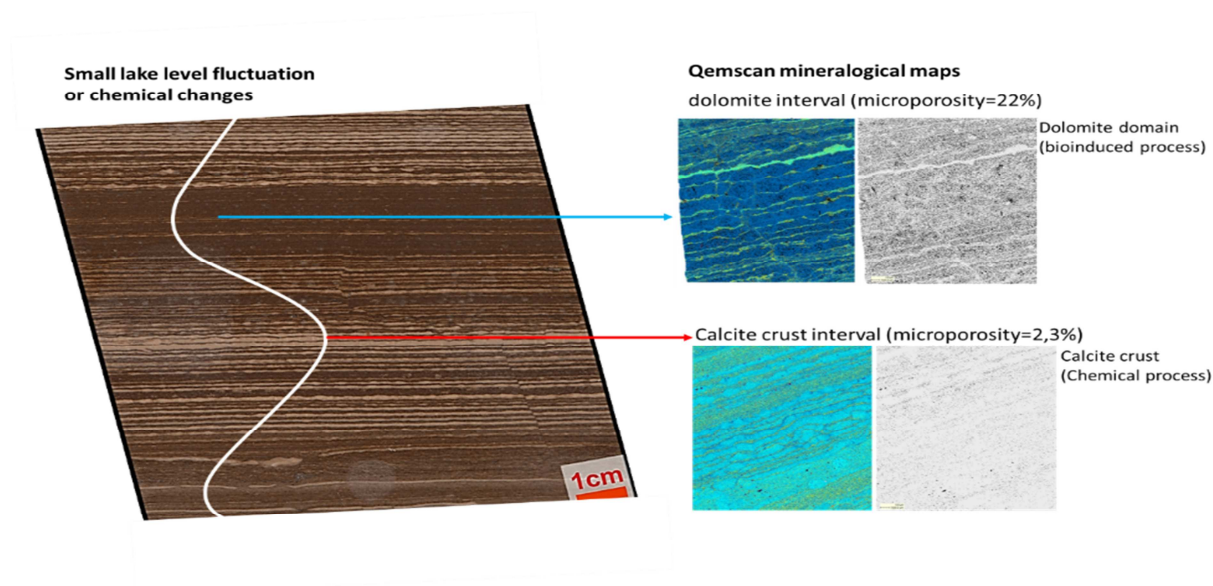
Figura 50 – Ciclicidade e porosidade secundária nos Lmt da formação BVE



Legenda: (A) Ciclicidade nos laminitos da formação Bara Velha no Poço 8. (B) Principais estruturas interpretadas nos testemunhos do poço 8; (C) A maioria dos intervalos dolomíticos apresenta estruturas mais espaçadas e fechadas; (D) A maioria dos intervalos calcífcos apresenta predominância de estruturas e características de dissolução.

Fonte: Sales et al., 2022.

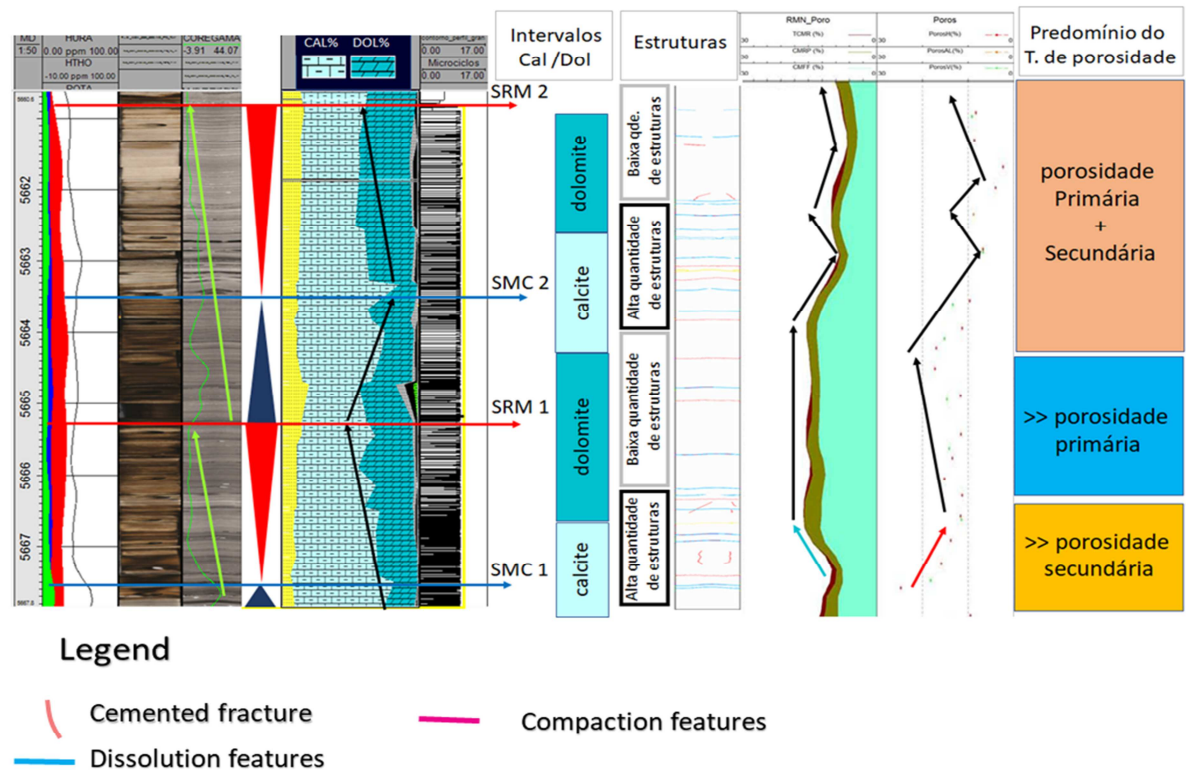
Figura 51 – Ciclicidade de alte-frequência e variação mineralógica



Legenda: O ciclo de maior frequência observado nos depósitos de BVE apresenta mineralogia diferente. A predominância de calcita ou dolomita reflete mudanças ambientais (de seco para úmido) em um ciclo de alta frequência (escala de metros).

Fonte: Sales et al., 2022.

Figura 52 – Comparação da porosidade de plug e RMN na formação BVE



Legenda: A visualização do perfil do poço mostra a ciclicidade nos laminados de formação de BVE no Poço 8. Porosidade comparada do plugue e do RMN, por tendência diferente em parte do perfil, mostrando a contribuição da porosidade secundária para o fluxo, o que é crítico para o reservatório de carbonato de baixa permeabilidade.

Fonte: Sales et al., 2022.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O projeto de pesquisa teve como objetivo investigar o controle cicloestratigráfico na ocorrência de porosidade secundária em rochas carbonáticas de granulação fina (laminitos) em reservatório carbonático do Pré-sal da Bacia de Santos controlado por uma zona de transferência que segmenta o AES com base em modelo de predição desenvolvido em afloramento análogo nos depósitos da Formação Salitre, Bacia do Irecê. Uma síntese das principais conclusões é apresentada nos próximos tópicos:

- a) Ao norte do campo petrolífero de Tupi, o sistema regional de falhas de orientação NE que prevalece na Bacia de Santos curva-se para NNW e torna-se difuso em várias falhas normais de baixo deslocamento. Essas falhas controlam uma série de elevações estruturais segmentadas. Apesar de apresentarem pequenos deslocamentos como estruturas isoladas, a deformação distribuída acumulada por pequenas falhas no reservatório define zonas horsts de relevo relativamente baixo, o que permitiu a ocorrência de reservatórios de menor permeabilidade com predominância de lamitos.
- b) O soerguimento do footwall geralmente produz superfícies topográficas rasas que controlam a ocorrência de fácies de alta energia e drenagens que fluem para longe dos altos estruturais. Observamos no campo o crescimento de falhas e a interação em multiestágios no trend estrutural NW como um mecanismo que controla a distribuição de rochas reservatório durante a fase sin-rifte. Tal controle deposicional promove o soerguimento localizado do *footwall* de falhas normais com transferência de deslocamento formando sistemas de zonas de acomodação. O relevo intermediário dado por altos e baixos estruturais difusos conectados pelas zonas de acomodação controlam a distribuição das áreas de captação de sedimentos preenchidos com rochas de granulação fina e a localização de rochas carbonáticas de boa qualidade no topo dos altos estruturais. A degradação da qualidade das fácies ao longo dos altos estruturais sin-rifte impacta na distribuição dos corredores de fluxo de fluido preferencial e a compartimentação do reservatório.
- c) Quatro fases tectono-sedimentares distintas de atividade de falhas foram definidas com base em seções transversais sísmicas balanceadas: (i) *Early Syn-rift I* (ESRI), (ii) *Early Syn-rift II* (ESRII), (iii) *Late Syn-rifte* (LSR), e (iv)



*Post-rift* (PR). Na fase *Late Syn-rift*, a crosta superior teria se deformado ao longo de inúmeras falhas com pequenos deslocamentos e de forma distribuída por uma ampla área, associados à migração do rift para a parte distal da bacia durante o Aptiano ao Albiano (117-110 Ma). Este modelo é contrário a outras interpretações baseadas em modelos clássicos que associam a fase de deposição carbonática da Formação Barra Velha Superior com a fase pós-rifte, e o principal mecanismo de formação sendo a subsidência térmica, posicionando o tempo do *Break-up* tardio (Figura 5). Tal controle deposicional impacta de forma diferenciada nos mecanismos de criação do espaço e, conseqüentemente, a evolução tectonossedimentar na deposição das rochas carbonáticas de águas rasas do campo.

d) Falhas nucleadas no final do rifte Aptiano controlaram o crescimento da plataforma carbonática. As fácies de águas rasas ocorrem em horsts de relevo relativamente alto, depositados durante a queda do nível relativo do lago, em um sistema evaporativo que corresponde a arbustos microbianos incipientes a esferulitos (depósitos *in situ*), com a transição lateral gradual de grainstones ooidal para intraclásticos depositados e retrabalhados por ação das ondas no contexto de energia relativamente alta. A ocorrência de travertino subaéreo do final do Aptiano é restrita aos altos estruturais do domínio central perto das primeiras falhas sin-rifte de NW. A extensão do travertino é limitada pelas zonas de acomodação, que formam montículos lineares com feições de maior espessura. Além disso, montículos próximos a sudoeste dos principais depocentros ricos em Mg-argila (desidratados durante a compactação e litificação) ocorrem próximo a falhas NW sin-rifte, o que sugere que o Mg-argila forneceu fluidos ricos em carbonatos dissolvidos possivelmente influenciando a ocorrência de montículos. Os parâmetros de ocorrência dos montes travertinos podem melhorar a previsão desses elementos arquitetônicos evitando armadilhas de interpretação.

e) A deformação compressiva na fase *Post-rift* foi responsável por gerar estruturas de dobramento distribuídas no campo. Entende-se que essas estruturas não controlam o perfil de equilíbrio da plataforma carbonática, pois não há evidências de controle sin-sedimentar em escala sísmica nos depósitos da seção aptiana. O contexto tectono-sedimentar regional obtido nas linhas sísmicas ION GXT sugere que as geometrias dobradas posterior ao rifte são

explicadas predominantemente devido à variação da espessura lateral da crosta superior ao longo da porção central do Atlântico Sul. Elas também são influenciadas por variações reológicas das rochas e acomodações internas dos deslocamentos relativos individuais dos segmentos de falhas reativados. Compreender as mudanças do paleorrelevo *Post-rift* é fundamental para a tomada de decisão dos poços sobre a malha de drenagem, que, via de regra, está localizada nos altos estruturais. Portanto, o balanceamento das seções torna-se obrigatório para o entendimento da distribuição das fácies nestas zonas do reservatório.

f) O trabalho no afloramento análogo mostra que apesar da baixa variabilidade areal na orientação dos conjuntos de fraturas interpretados ao sul do Cânion do Rio Jacaré, há uma alta heterogeneidade vertical (densidade, espaçamento, altura) e também associadas as feições cársticas. Esta variabilidade tem um comportamento recorrente e parece ser controlada pela ciclicidade de média frequência dos depósitos, bem como pela variabilidade da composição mineralógica e espessuras das camadas. Três conjuntos de fraturas foram identificados com base em critérios geométricos (strike, dip, height). O conjunto I corresponde as fraturas limitadas aos acamamentos. Este conjunto de fraturas aparece com a maior densidade de ocorrência. A porosidade secundária restrita a camadas individuais deve fornecer caminhos horizontais preferenciais altamente tortuosos. Os conjuntos II e III correspondem as fraturas que se propagam pelo acamamento. Este conjunto de fraturas tem menor densidade de ocorrência. A maior comunicação vertical deve impactar na conectividade hidráulica de diferentes zonas de produção.

g) O modelo conceitual de controle da porosidade secundária influencia a distribuição da alta dissolução horizontal associada aos hem ciclos transgressivos ricos em Ca. Ao mesmo tempo, fraturas bem desenvolvidas devem ser condicionadas pela maior competência da rocha (hem ciclo regressivo rico em Mg) e conceitualmente pela proximidade de falhas não identificadas na área de estudo. As transições mineralógicas e texturais podem estar relacionadas a mudanças climáticas sazonais e diferentes processos deposicionais em média escala. As fácies de granulação fina (com alto teor de micrita) estão relacionadas a fatores físicos (decantação), bioinduzidos



(microbianos in-situ) e químicos (precipitação de crostas cristalinas). O processo dominante reflete variações na mineralogia.

h) Apesar das diferenças em termos de ambiente deposicional (marinho/continental) e grau de recristalização (diagênese), os depósitos da formação Salitre podem ajudar a prever feições de porosidade secundária no campo do Pré-Sal. O padrão de variação mineralógica associado aos processos de deposição carbonática dos afloramentos da Formação Salitre (idade Neoproterozóica) ocorre nos sedimentos lacustres da Formação Barra Velha (idade Aptiana). Nesse caso, os laminitos da crosta calcita (predominantemente relacionados ao processo químico) também possuem altos teores de magnésio e formam pares de lâminas milimétricas de crosta calcítica alternadas com lâminas dolomíticas microporosas (com alguns grãos de tamanho siliciclástico). Essa alternância de microciclos é interpretada como uma flutuação da salinidade da água, promovendo fases muito concentradas, com precipitação direta de cimento de calcita e dolomita por diagênese precoce. Ao mesmo tempo, os laminitos pelágicos e carbonáceos apresentam uma gênese predominantemente por processos físicos em águas lacustres com baixa concentração de Mg produzindo partículas calcíticas e baixa cimentação.

i) A interpretação das estruturas associadas à porosidade secundária nos poços do pré-sal mostra que os intervalos dolomíticos apresentam maior número de fraturas verticais, e estas são descritas como fechadas. A maioria dos intervalos calcíticos apresenta predominância de estruturas de dissolução, com predomínio de dissoluções em nível. A variação das fácies laterais para mg-argila nas posições mais distais também contribui para a diminuição da intensidade de dissolução e fraturamento, esta última relacionada à maior plasticidade dos argilominerais esmectíticos, premissa teórica já que, nessas fácies, não há informação de rocha, devido à ausência de poços neste tipo de contexto. A porosidade comparativa do plugue e do RMN mostra que os intervalos com concentrações variadas de calcita e dolomita apresentam tendências diferentes, sugerindo a contribuição da porosidade secundária para o escoamento do fluido.

Prever a distribuição de fácies de melhor qualidade permo-porosa e a ocorrência cíclica de estruturas que impactam na porosidade secundária é fundamental para otimizar a produção de um reservatório carbonático, em especial para depósitos de baixa

permeabilidade. O modelo desenvolvido nas sucessões sedimentares carbonáticas da formação Salitre análoga aos depósitos da formação Barra Velha foram validados para a zona testemunhada do poço 8. Como trabalhos futuros vinculados à pesquisa, pode-se citar:

- a) Integração da análise tectono-sedimentar descrita no presente trabalho com a de outras acumulações do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos, relativa aos trends estruturais com direção preferencial NE e N-NW.
- b) Aplicação dos modelos estatísticos de inferência desenvolvidos nos afloramentos análogos para o conjunto de todos os poços do campo do Pré-sal;
- c) Incorporação da parametrização obtida do controle da ciclicidade e mineralogia na modelagem de feições de porosidade secundária em modelos geológicos;
- d) Avaliação do impacto das feições de porosidade secundária modeladas no comportamento hidrodinâmico do reservatório (ex.: fraturas confinadas e transpassantes, dissoluções em níveis) via cenários de simulação de fluxo;
- e) Aplicação de técnicas de aprendizado de máquina em imagens obtidas nos afloramentos digitais e, que usem recurso de *deep-learning*, para geração de cenários de fraturas (*discrete fracture network* - DFN) em reservatórios carbonáticos análogos.

## REFERÊNCIAS

- Allken, V., Huismans, R. S., & Thieulot, C. (2012). Factors controlling the mode of rift interaction in brittle-ductile coupled systems: A 3D numerical study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(5), <https://doi.org/10.1029/2012GC004077>.
- Almeida, J., Dios, F., Mohriak, W. U., Valeriano, C. D. M., Heilbron, M., Eirado, L. G., & Tomazzoli, E. (2013). Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 11-40, <https://doi.org/10.1144/SP369.24>.
- Almeida, F. F. M. (1966). Origem e evolução da plataforma brasileira. In "Semana de Estudos Geológicos 2. An. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 45-128.
- Almeida, F. F. M. (1977). O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F. D. (1969). Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 23, No. 1969, pp. 29-46).
- Alkmim, F. F., Neves, B. B. B., & Alves, J. A. C. (1993). Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco–Uma Revisão. O Cráton do São Francisco. *II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia*.
- Alkmim, F. D. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 17-34.
- Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>.
- Alvarez, P., Araújo, A. C., Stanton, N., Oliveira, J. P., Ferro, R., Iemma, M., ... & Borghi, L. (2021, September). Crustal Features and Transfer Zone of Campos Basin: A Review and Evaluation. In *Second EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir* (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202183022>.
- Araujo, M. N., Pérez-Gussinyé, M., & Muldashev, I. (2022). Oceanward rift migration during formation of Santos–Benguela ultra-wide rifted margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 524(1), SP524-2021, <https://doi.org/10.1144/SP524-2021-123>.
- Artagão, V. D. M. (2018). Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares. Master Thesis “High resolution stratigraphic analysis applied to Barra Velha Formation deposits, Santos Basin: identification, correlation and control mechanisms of sedimentary cycles.” <https://www.bdt.uerj.br/handle/1/7162>.

Artyushkov, E. V. (1973). Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78(32), 7675-7708, <https://doi.org/10.1029/JB078i032p07675>.

Asmus, H. E., & AL, F. (1978). Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. "Hypothesis on the cause of Cenozoic tectonism in southeastern Brazil"

Ávila, R. (2020). Updates on pre-salt opportunities and upcoming bidding rounds overview. In *Deepwater South America Congress* (pp. 16-17).

Barbosa, A. L. M. (1966). Síntese da evolução geológica da América do sul. *Boi. do Instituto de Geociências da Escola de Minas de Ouro Preto*, 1, 91-111.

Barbosa, J. S., Sabaté, P., & Marinho, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 3-6.

Bellahsen, N., & Daniel, J. M. (2005). Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 27(4), 769-780, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.12.003>.

Bertotti, G., Hardebol, N., Taal-van Koppen, J. K., & Luthi, S. M. (2007). Toward a quantitative definition of mechanical units: New techniques and results from an outcropping deep-water turbidite succession (Tanqua-Karoo Basin, South Africa). *AAPG bulletin*, 91(8), 1085-1098. <https://doi.org/10.1306/03060706074>.

Bisdorn, K., Gauthier, B. D. M., Bertotti, G., & Hardebol, N. J. (2014). Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modeling. *Calibrating Discrete Fracture-Network Models. AAPG bulletin*, 98(7), 1351-1376. <https://doi.org/10.1306/02031413060>.

Bomfim, L. F., PEDREIRA, A. J., MORAIS FILHO, J. C. R. D., GUIMARÃES, J. T., & TESCH, N. A. (1985). Projeto Bacia de Irecê.

Bontognali, T. R., Vasconcelos, C., Warthmann, R. J., Bernasconi, S. M., Dupraz, C., Strohmenger, C. J., & McKENZIE, J. A. (2010). Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57(3), 824-844. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01121.x>

Bott, W. F., Smith, B. A., Oakes, G., Sikander, A. H., & Ibrahim, A. I. (1992). The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden. *Journal of Petroleum Geology*, 15, 211-243, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5453.1992.tb00963.x>.

Bourbiaux, B., Basquet, R., Cacas, M. C., Daniel, J. M., & Sarda, S. (2002, October). An integrated workflow to account for multi-scale fractures in reservoir simulation models: implementation and benefits. In *Abu Dhabi international petroleum exhibition and conference*. OnePetro. <https://doi.org/10.2118/78489-MS>.

Brito-Neves, B. B. (1967). Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu. *Recife, CONESP, Rel*, 13.

Brito Neves, B. B. de, Santos, E. J., & Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://repositorio.usp.br/directbitstream/82959a42-149a-48b4-8c64-b34fa2c6f949/1131015.pdf>

BUNEVICH, R. B., BORGHI, L., GABAGLIA, G. P., TERRA, G. J., FREIRE, E. B., LYKAWKA, R., & FRAGOSO, D. G. (2017). Microbialitos da Sequência Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina: caracterização de intrabioarquitecturas e de microciclos. *Pesquisas em Geociências*, 44(2), 177-202. "Microbialites from the Balbuena IV Sequence (Daniano), Salta Basin, Argentina: characterization of intrabioarchitectures and microcycles.", doi: 10.22456/1807-9806.78270.

Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025-1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2).

Cipolla, C. L., Lolon, E. P., Erdle, J. C., & Rubin, B. (2010). Reservoir modeling in shale-gas reservoirs. *SPE reservoir evaluation & engineering*, 13(04), 638-653. <https://doi.org/10.2118/125530-PA>.

Cooke, M. L. (1997). Fracture localization along faults with spatially varying friction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22425-22434. <https://doi.org/10.1029/97JB01829>.

Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., & Rijken, P. (2006). Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184(3-4), 225-239. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.004>.

Corbett, K., Friedman, M., & Spang, J. (1987). Fracture development and mechanical stratigraphy of Austin Chalk, Texas. *AAPG Bulletin*, 71(1), 17-28. <https://doi.org/10.1306/94886D35-1704-11D7-8645000102C1865D>.

Cottureau, N., Garcia, M. H., Gosselin, O. R., & Vigier, L. (2010, June). Effective fracture network permeability: Comparative study of calculation methods. In *SPE EUROPEC/EAGE Annual Conference and Exhibition*. OnePetro. <https://doi.org/10.2118/131126-MS>.

Caixeta, J. M., Ferreira, T. S., Machado Jr, D. L., Teixeira, J. L., & Romeiro, M. A. (2014). Albian rift systems in the Northeastern Brazilian Margin: an example of rifting in hyper-extended continental crust. *Search and Discovery Article*, 30378.

Carlotto, M. A., da Silva, R. C. B., Yamato, A. A., Trindade, W. L., Moreira, J. L. P., Fernandes, R. A. R., ... & da Silva-Telles Jr, A. C. (2017). Libra: A newborn giant in the Brazilian presalt province, doi: 10.1306/13572006M1133685.

Carminatti, M., Wolff, B., & Gamboa, L. (2008, June). New exploratory frontiers in Brazil. In *19th World Petroleum Congress*. OnePetro.

Chaboureaud, A. C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M., & Aslanian, D. (2013). Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early

Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 604, 191-223, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.025>.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., & Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 97-138, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3).

Chenin, P., Schmalholz, S. M., Manatschal, G., & Duretz, T. (2020). Impact of crust–mantle mechanical coupling on the topographic and thermal evolutions during the necking phase of ‘magma-poor’ and ‘sediment-starved’ rift systems: A numerical modeling study. *Tectonophysics*, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228472>.

Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2005). Seismic attributes—A historical perspective. *Geophysics*, 70(5), 3SO-28SO, <https://doi.org/10.1190/1.2098670>.

Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2007). *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization*. Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers, <https://doi.org/10.1190/1.9781560801900.fm>.

Cobbold, P. R., Meisling, K. E., & Mount, V. S. (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1925-1944, <https://doi.org/10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D>.

Contreras, J., Scholz, C. H., & King, G. C. (1997). A model of rift basin evolution constrained by first-order stratigraphic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4), 7673-7690, <https://doi.org/10.1029/96JB03832>

Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., & Bechstädt, T. (2010). Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology*, 27(9), 1952-1980, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007>.

Corti, G., Bonini, M., Sokoutis, D., Innocenti, F., Manetti, P., Cloetingh, S., & Mulugeta, G. (2004). Continental rift architecture and patterns of magma migration: A dynamic analysis based on centrifuge models. *Tectonics*, 23(2), <https://doi.org/10.1029/2003TC001561>.

Dauteuil, O., & Brun, J. P. (1993). Oblique rifting in a slow-spreading ridge. *Nature*, 361(6408), 145-148, <https://doi.org/10.1029/2003TC001561>.

Dawers, N. H., & Anders, M. H. (1995). Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 17(5), 607-614, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00091-D](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00091-D).

Danderfer Filho A. 1990. Análise Estrutural Descritiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na Região da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. Dissertação de Mestrado. UFOP, Ouro Preto. 99p.

Danderfer Filho A., Lagoeiro L. E. & Alkmim F. F. 1993. O Sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA):

Registro da inversão do Aulacógeno do Espinhaço no decorrer do Evento Brasileiro. In: SBG, II Simpósio sobre o Cráton São Francisco - Evolução Tectônica e Metalogenética, Anais, p. 197-199.

Demicco, R. V., & Hardie, L. A. (1994). Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonates. *SEPM atlas series*, 1, 265.

Dehler, N. M., Magnavita, L. P., Gomes, L. C., Rigoti, C. A., de Oliveira, J. A. B., Sant'Anna, M. V., & da Costa, F. G. D. (2016). The 'Helmut' geophysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 72, 412-422, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.012>.

Demercian, S., Szatmari, P., & Cobbold, P. R. (1993). Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228(3-4), 393-433, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90351-J](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90351-J).

de Melo Garcia, S. F., Letouzey, J., Rudkiewicz, J. L., Danderfer Filho, A., & de Lamotte, D. F. (2012). Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). *Marine and Petroleum Geology*, 35(1), 337-353, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.02.009>.

de Paula Faria, D. L., dos Reis, A. T., & de Souza Jr, O. G. (2017). Three-dimensional stratigraphic-sedimentological forward modeling of an Aptian carbonate reservoir deposited during the sag stage in the Santos basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 88, 676-695, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.013>.

Di Naccio, D., Boncio, P., Cirilli, S., Casaglia, F., Morettini, E., Lavecchia, G., & Brozzetti, F. (2005). Role of mechanical stratigraphy on fracture development in carbonate reservoirs: Insights from outcropping shallow water carbonates in the Umbria–Marche Apennines, Italy. *Journal of volcanology and geothermal research*, 148(1-2), 98-115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.016>.

Dominguez, J. M. L. (1993). As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. *O Cráton do São Francisco, Salvador: SBG/NBA-SE*, 137-155.

Donath, F. A., & Parker, R. B. (1964). Folds and folding. *Geological Society of America Bulletin*, 75(1), 45-62. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1964\)75\[45:FAF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1964)75[45:FAF]2.0.CO;2).

Dworkin, S. I., & Land, L. S. (1994). Petrographic and geochemical constraints on the formation and diagenesis of anhydrite cements, Smackover sandstones, Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 64(2a), 339-348. <https://doi.org/10.1306/D4267D98-2B26-11D7-8648000102C1865D>.

Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., & Fabre, R. (2002). Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, 24(11), 1741-1752, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00129-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00129-8).

- Duretz, T., Asti, R., Lagabriele, Y., Brun, J. P., Jourdon, A., Clerc, C., & Corre, B. (2020). Numerical modelling of Cretaceous Pyrenean Rifting: The interaction between mantle exhumation and syn-rift salt tectonics. *Basin Research*, 32(4), 652-667, <https://doi.org/10.1111/bre.12389>.
- Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A., & Franca, A. B. (2019). Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin—Genesis and tectonic implications. *Marine and Petroleum Geology*, 105, 251-272, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020>.
- Faulds, J. E., & Varga, R. J. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special Papers*, 323, 1-45.
- Ferrill, D. A., & Morris, A. P. (2008). Fault zone deformation controlled by carbonate mechanical stratigraphy, Balcones fault system, Texas. *AAPG bulletin*, 92(3), 359-380. <https://doi.org/10.1306/10290707066>.
- Ferreira, J. M., Oliveira, T., Takeya, M. K., & Assumpção, M. (1998). Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, 134(2), 341-355, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00563.x>.
- Fetter, M., Lima, C., Silva, A., Machado Jr, D., Castro, D., & Adams, T. (2002). Interaction between salt related extension and basement strike-slip reactivation in Northern Campos Basin—deepwater Brazil. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002* (pp. 2413-2416). Society of Exploration Geophysicists, <https://doi.org/10.1190/1.1817204>.
- Fetter, M. (2009). The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology*, 26(6), 873-886, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.005>.
- Fetter, M., Moraes, A., & Muller, A. (2017). Active low-angle normal faults in the deep-water Santos Basin, offshore Brazil: a geomechanical analogy between salt tectonics and crustal deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 458(1), 143-154, <https://doi.org/10.1144/SP458.11>.
- Fisher, Q. J., & Knipe, R. (1998). Fault sealing processes in siliciclastic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 147(1), 117-134. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.143.01.08>.
- Figueiredo, F. T. (2008). *Fácies sedimentares e proveniência da Formação Bebedouro, Neoproterozoico (BA)* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Fischer, M. P., & Jackson, P. B. (1999). Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21(6), 613-633. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00044-9).



Flügel, E., & Munnecke, A. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* (Vol. 976, p. 2004). Berlin: Springer.

Fossen, H., & Rotevatn, A. (2012). Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah: Discussion. *AAPG bulletin*, 96(5), 869-876, <https://doi.org/10.1306/09221110173>.

Fossen, H., & Rotevatn, A. (2016). Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. *Earth-Science Reviews*, 154, 14-28, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>.

Fragoso, D. G. C., Reis, H. L. S., & Kuchenbecker, M. (2008). Mapeamento Geológico da região de Irecê-Lapão (BA): Registros de uma rampa carbonática neoproterozóica. *Monografia de conclusão de curso*, Universidade Federal de Minas Gerais-UFMG, Belo Horizonte, MG, Brasil.

Fruth, L. S., Orme, G. R., & Donath, F. A. (1966). Experimental compaction effects in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 36(3), 747-754. <https://doi.org/10.1306/74D7155F-2B21-11D7-8648000102C1865D>.

Lopez-Gamundi, O. R., Rossello, E. A., & de Santa Ana, H. (2010). The Early Cretaceous Rift and Sag Phases in the Offshore Basins of Brazil and Uruguay: How Much in Common?. In *AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, November 15-18. AAPG Search and Discovery*.

Gao, D. (2003). Volume texture extraction for 3D seismic visualization and interpretation. *Geophysics*, 68(4), 1294-1302, <https://doi.org/10.1190/1.1598122>.

Gawthorpe, R. L., & Hurst, J. M. (1993). Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society*, 150(6), 1137-1152, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.6.1137>.

Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2113.2000.00121.x>.

Gawthorpe, R. L., Leeder, M. R., Kranis, H., Skourtsos, E., Andrews, J. E., Henstra, G. A., ... & Stamatakis, M. (2018). Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece. *Basin Research*, 30(3), 448-479, <https://doi.org/10.1111/bre.12260>.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W., & Lourens, L. J. (2004). A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes Journal of International Geoscience*, 27(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>.

Guimarães, J. T. (1996). *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação* (Doctoral dissertation).

Gibbs, A. D. (1983). Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of structural geology*, 5(2), 153-160, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90040-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90040-8).

Gibbs, A. D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141(4), 609-620, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.4.0609>.

Giro, J. P., Almeida, J., Guedes, E., & Bruno, H. (2021). Tectonic inheritances in rifts: The meaning of NNE lineaments in the continental rift of SE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103225, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103225>.

Gladchenko, T. P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., & Skogseid, J. (1997). South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society*, 154(3), 465-470, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0465>.

Gomes, P. O., Kilsdonk, B., Minken, J., Grow, T., & Barragan, R. (2009, November). The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. In *AAPG International Conference and Exhibition* (pp. 15-18).

Gomes, P. O., Kilsdonk, B., Grow, T., Minken, J., & Barragan, R. (2012). Tectonic evolution of the outer high of Santos basin, southern Sao Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration, DOI:10.1306/13351550M1003530.

Gomes, J. P. B., Bunevich, R., Tonietto, S., Alves, D., Santos, J., & Whitaker, F. Climatic Signals in Lacustrine Deposits of the Upper Yacoraite Formation, Western Argentina: Evidence From Clay Minerals, Dolomite, and Radial Fibrous Calcite. In *2019 AAPG Annual Convention and Exhibition*, <https://doi.org/10.1111/sed.12700>.

Gomes, J. P., Bunevich, R. B., Tedeschi, L. R., Tucker, M. E., & Whitaker, F. F. (2020). Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104176. Guiraud, R., & Maurin, J. C. (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 153-168, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>.

Gross, M. R., Fischer, M. P., Engelder, T., & Greenfield, R. J. (1995). Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 92(1), 215-233. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.092.01.12>.

Gross, M. R., Gutie, G., Bai, T., Wacker, M. A., Collinsworth, K. B., & Behl, R. J. (1997). Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology*, 19(2), 171-183. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00085-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00085-5).

Guerreiro, P., Cunha, L., & Ribeiro, C. (2011). Geomorphological settings and tufa models in Algre flexure (Algarve, Portugal). <http://hdl.handle.net/10174/3512>.

Guiraud, R., & Maurin, J. C. (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 153-168, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., de Morisson Valeriano, C., de Almeida, J. C. H., Teixeira, W., & Thomaz Filho, A. (2005). K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south

Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4), 371-382, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.008>.

Hanks, C. L., Wallace, W. K., Atkinson, P. K., Brinton, J., Bui, T., Jensen, J., & Lorenz, J. (2004). Character, relative age and implications of fractures and other mesoscopic structures associated with detachment folds: an example from the Lisburne Group of the northeastern Brooks Range, Alaska. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52(2), 121-138. <https://doi.org/10.2113/52.2.121>.

Helgeson, D. E., & Aydin, A. (1991). Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13(8), 897-911. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90085-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90085-W).

Hesthammer, J., Bjørkum, P. A., & Watts, L. (2002). The effect of temperature on sealing capacity of faults in sandstone reservoirs: examples from the Gullfaks and Gullfaks Sør fields, North Sea. *AAPG bulletin*, 86(10), 1733-1751. <https://doi.org/10.1306/61EEDD64-173E-11D7-8645000102C1865D>.

Heine, C., Zoethout, J., & Müller, R. D. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2), 215-253, <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>.

Henza, A. A., Withjack, M. O., & Schlische, R. W. (2010). Normal-fault development during two phases of non-coaxial extension: An experimental study. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1656-1667, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.007>.

Herlinger Jr, R., Zambonato, E. E., & De Ros, L. F. (2017). Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 87(12), 1285-1313, <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.70>.

Hossack, J. R. (1979). The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Journal of the Geological Society*, 136(6), 705-711, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.6.0705>.

Huisman, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74-78, <https://doi.org/10.1038/nature09988>.

Jackson, M. P., Cramez, C., & Fonck, J. M. (2000). Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17(4), 477-498, [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00006-4).

Jackson, C. A. L., Gawthorpe, R. L., & Sharp, I. R. (2002). Growth and linkage of the East Tanka fault zone, Suez rift: structural style and syn-rift stratigraphic response. *Journal of the Geological Society*, 159(2), 175-187, <https://doi.org/10.1144/0016-764901-100>.

Jourdon, A., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., & Callot, J. P. (2020). Topographic and tectonic evolution of mountain belts controlled by salt thickness and rift architecture. *Tectonics*, 39(1), e2019TC005903, <https://doi.org/10.1029/2019TC005903>.

Karner, G. D., & Driscoll, N. W. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 153(1), 11-40, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02>.

Karner, G. D. (2000). AAPG Memoir 73, Chapter 21: Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing.

Karner, G. D., & Gambôa, L. A. P. (2007). Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *Geological Society, London, Special Publications*, 285(1), 15-35, <https://doi.org/10.1144/SP285.2>.

Keep, M., & McClay, K. R. (1997). Analogue modelling of multiphase rift systems. *Tectonophysics*, 273(3-4), 239-270, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00272-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00272-7).

Khalil, H. M., Capitanio, F. A., Betts, P. G., & Cruden, A. R. (2020). 3D analog modeling constraints on rifting in the Afar region. *Tectonics*, 39(10), e2020TC006339, <https://doi.org/10.1029/2020TC006339>.

Kossack, C. A. (2006, September). Simulation of gas/oil displacements in vuggy and fractured reservoirs. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. OnePetro. <https://doi.org/10.2118/101674-MS>.

KOUKOUVELAS, Ioannis K.; ASIMAKOPOULOS, Marios; DOUTSOS, Theodoros T. Fractal characteristics of active normal faults: an example of the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics*, v. 308, n. 1-2, p. 263-274, 1999, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00087-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00087-6).

Kukla, P. A., Strozyk, F., & Mohriak, W. U. (2018). South Atlantic salt basins—witnesses of complex passive margin evolution. *Gondwana Research*, 53, 41-57, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.012>.

Kumar, N., Danforth, A., Nuttall, P., Helwig, J., Bird, D. E., & Venkatraman, S. (2013). From oceanic crust to exhumed mantle: A 40 year (1970–2010) perspective on the nature of crust under the Santos Basin, SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 147-165, <https://doi.org/10.1144/SP369.16>.

Kuchenbecker, M., Reis, H. L. S., & Fragoso, D. G. C. (2011). Caracterização estrutural e considerações sobre a evolução tectônica da Formação Salitre na porção central da Bacia de Irecê, norte do Cráton do São Francisco (BA). *Geonomos*. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.40>.

Lagoeiro L.E. 1990. Estudo da deformação nas seqüências carbonáticas do Grupo Una, na região de Irecê, Bahia. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 105 p.

Lambiase, J. J., & Bosworth, W. (1995). Structural controls on sedimentation in continental rifts. *Geological Society, London, Special Publications*, 80(1), 117-144, <https://doi.org/10.1029/2019TC005903>.

Laubach, S. E., Marrett, R. A., Olson, J. E., & Scott, A. R. (1998). Characteristics and origins of coal cleat: a review. *International Journal of Coal Geology*, 35(1-4), 175-203. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(97\)00012-8](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(97)00012-8).

Laubach, S. E., & Ward, M. E. (2006). Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic la Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics*, 419(1-4), 75-93. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.020>.

Laubach, S. E., Olson, J. E., & Gross, M. R. (2009). Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG bulletin*, 93(11), 1413-1426. <https://doi.org/10.1306/07270909094>.

Lezin, C., Odonne, F., Massonnat, G. J., & Escadeillas, G. (2009). Dependence of joint spacing on rock properties in carbonate strata. *AAPG bulletin*, 93(2), 271-290. <https://doi.org/10.1306/09150808023>.

Lickorish, W. H., Ford, M., Burgisser, J., & Cobbold, P. R. (2002). Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9), 1089-1103. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<1089:ATSISE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<1089:ATSISE>2.0.CO;2).

Lima, B. E. M., & De Ros, L. F. (2019). Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 383, 55-81, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>.

Lorenz, J. C., & Hill, R. E. (1994). Subsurface fracture spacing: Comparison of inferences from slant/horizontal and vertical cores. *SPE Formation Evaluation*, 9(01), 66-72. <https://doi.org/10.2118/21877-PA>.

Lorenz, J. C., Sterling, J. L., Schechter, D. S., Whigham, C. L., & Jensen, J. L. (2002). Natural fractures in the Spraberry Formation, Midland Basin, Texas: The effects of mechanical stratigraphy on fracture variability and reservoir behavior. *AAPG bulletin*, 86(3), 505-524. <https://doi.org/10.1306/61EEDB20-173E-11D7-8645000102C1865D>.

Marfurt, K. J., Kirlin, R. L., Farmer, S. L., & Bahorich, M. S. (1998). 3-D seismic attributes using a semblance-based coherency algorithm. *Geophysics*, 63(4), 1150-1165, <https://doi.org/10.1190/1.1444415>.

Marsh, J. S., Ewart, A., Milner, S. C., Duncan, A. R., & Miller, R. M. (2001). The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62(6), 464-486, <https://doi.org/10.1007/s004450000115>.

Martins-Neto, M. A., & Catuneanu, O. (2010). Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 247-253, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001>.

McClay, K. R., Nichols, G. J., Khalil, S. M., Darwish, M., & Bosworth, W. (1998). Extensional tectonics and sedimentation, eastern Gulf of Suez, Egypt. In *Sedimentation and*

*Tectonics in Rift Basins Red Sea:-Gulf of Aden* (pp. 223-238). Springer, Dordrecht, [https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3\\_14](https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3_14).

McClay, K. R., Dooley, T., Whitehouse, P., & Mills, M. (2002). 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG bulletin*, 86(6), 935-959, <https://doi.org/10.1306/61EEDBF2-173E-11D7-8645000102C1865D>.

McMaster, M., Almeida, J., Heilbron, M., Guedes, E., Mane, M. A., & Linus, J. H. (2019). Characterisation and tectonic implications of the early Cretaceous, Skeleton coast dyke swarm, NW Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 319-336, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.010>.

Meyer, T., & Einstein, H. H. (2002). Geologic stochastic modeling and connectivity assessment of fracture systems in the Boston area. *Rock mechanics and rock engineering*, 35(1), 23-44. <https://doi.org/10.1007/s006030200007>.

Meisling, K. E., Cobbold, P. R., & Mount, V. S. (2001). Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1903-1924, <https://doi.org/10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D>.

Milani, E. J., & Davison, I. (1988). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154(1-2), 41-70.

Miranda Peralta, L. R., Cárdenas Alvarado, A., Maldonado Villalón, R., Reyes Tovar, E., Ruiz Morales, J., & Williams Rojas, C. (2014). Play hipotético pre-sal en aguas profundas del Golfo de México. "Hypothetical pre-salt play in deep waters of the Gulf of Mexico" *Ingeniería petrolera*, 54(5), 256-266, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90227-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90227-2).

Mizusaki, A. M. P., Petrini, R., Bellieni, P., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., & Piccirillo, E. M. (1992). Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(2), 143-160. <https://doi.org/10.1007/BF00348948>.

MOREIRA, J. e. a. Bacia de Santos. In: Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro: [s.n.], 2003.

Morettini, E., Thompson, A., Eberli, G., Rawnsley, K., Roeterdink, R., Asyee, W., ... & van Konijnenburg, J. H. (2005). Combining high-resolution sequence stratigraphy and mechanical stratigraphy for improved reservoir characterisation in the Fahud field of Oman. *GeoArabia*, 10(3), 17-44. <https://doi.org/10.2113/geoarabia100317>.

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>.

Mohriak, W. U. (2001, October). South Atlantic Ocean Salt Tectonics, Volcanic Centers, Fracture Zones And Their Relationship With The Origin And Evolution Of The South Atlantic Ocean: Geophysical Evidence In The Brazilian And West African Margins. In *7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society* (pp. cp-217). European Association of Geoscientists & Engineers, <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.213.374a>.

Mohriak, W. U., & Fainstein, R. (2012). Phanerozoic regional geology of the eastern Brazilian margin. In *Regional geology and tectonics: Phanerozoic passive margins, cratonic basins and global tectonic maps* (pp. 222-282). Elsevier.

Mohriak, W., Nemčok, M., & Enciso, G. (2008). South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 365-398, <https://doi.org/10.1144/SP294.19>.

Mohriak, W. U., Nóbrega, M., Odegard, M. E., Gomes, B. S., & Dickson, W. G. (2010). Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts, <https://doi.org/10.1144/1354-079309-910>.

Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castellani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A. L., ... & Aires, J. R. (1995). Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil.

Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P. (2007). bacia de Santos. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 531-549.

Morewood, N. C., & Roberts, G. P. (2000). The geometry, kinematics and rates of deformation within an en échelon normal fault segment boundary, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 22(8), 1027-1047, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00030-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00030-4).

Morgan, J. P., Taramón, J. M., Araujo, M., Hasenclever, J., & Perez-Gussinye, M. (2020). Causes and consequences of asymmetric lateral plume flow during South Atlantic rifting. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(45), 27877-27883, <https://doi.org/10.1073/pnas.2012246117>.

Morley, C. K. (1995). Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. *Geological Society, London, Special Publications*, 80(1), 1-32, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.080.01.01>.

Muniz, M. C., & Bosence, D. W. J. (2015). Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, 418(1), 221-242, <https://doi.org/10.1144/SP418.10>.

Munka, M., & Pápay, J. (2001). *4D numerical modeling of petroleum reservoir recovery*. Akadémiai Kiadó.

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>.

Narr, W., & Suppe, J. (1991). Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13(9), 1037-1048. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90055-N](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90055-N).

Nelson, R. (2001). *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Elsevier.

Nieuwland, D. A., Oudmayer, B. C., & Valbona, U. (2001). The tectonic development of Albania: explanation and prediction of structural styles. *Marine and Petroleum Geology*, 18(1), 161-173. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00043-X](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00043-X).

Nunns, A. G. (1991). Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. *AAPG bulletin*, 75(2), 278-297, <https://doi.org/10.1306/0C9B27A9-1710-11D7-8645000102C1865D>.

Olson, J. E. (2007). Fracture aperture, length and pattern geometry development under biaxial loading: a numerical study with applications to natural, cross-jointed systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 289(1), 123-142. <https://doi.org/10.1144/SP289.8>.

Olson, J. E., Laubach, S. E., & Lander, R. H. (2009). Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis. *AAPG bulletin*, 93(11), 1535-1549. <https://doi.org/10.1306/08110909100>.

Ortega, O. J., Marrett, R. A., & Laubach, S. E. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG bulletin*, 90(2), 193-208. <https://doi.org/10.1306/08250505059>.

Paton, D. A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., & Horn, B. (2017). Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. *Geology*, 45(5), 439-442. Peate, D. W., & Hawkesworth, C. J. (1996). Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology*, 127(1-3), 1-24, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00086-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00086-0).

Pereira, C. E. L., Gomes, C. J. S., & de Araujo, M. N. C. (2021). A influência de estruturas preexistentes na formação de riftes oblíquos: o uso da modelagem física e sua comparação com a fase Pré-sal da Bacia de Santos, Brasil. “The influence of preexisting structures in the formation of oblique rifts: the use of physical modeling and its comparison with the pre-salt phase of the Santos Basin”, *Geologia USP. Série Científica*, 21(4), 103-124, <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-181314>.

Pérez-Gussinyé, M., Andrés-Martínez, M., Araújo, M., Xin, Y., Armitage, J., & Morgan, J. P. (2020). Lithospheric strength and rift migration controls on synrift stratigraphy and breakup unconformities at rifted margins: Examples from numerical models, the Atlantic and South China Sea Margins. *Tectonics*, 39(12), e2020TC006255, <https://doi.org/10.1029/2020TC006255>.

Perri, E., Tucker, M. E., Słowakiewicz, M., Whitaker, F., Bowen, L., & Perrotta, I. D. (2018). Carbonate and silicate biomineralization in a hypersaline microbial mat (Mesaieed sabkha, Qatar): roles of bacteria, extracellular polymeric substances and viruses. *Sedimentology*, 65(4), 1213-1245, <https://doi.org/10.1111/sed.12419>.

Petri, B., Duretz, T., Mohn, G., Schmalholz, S. M., Karner, G. D., & Müntener, O. (2019). Thinning mechanisms of heterogeneous continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 147-162, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.02.007>.



- Phillips, S. L., & Craelius, W. (2005). Material properties of selected prosthetic laminates. *JPO: Journal of Prosthetics and Orthotics*, 17(1), 27-32.
- Pringle, J. K., Howell, J. A., Hodgetts, D., Westerman, A. R., & Hodgson, D. M. (2006). Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. *First break*, 24(3). <https://doi.org/10.3997/1365-2393.2006005>.
- Pollard, D. D., & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181-1204, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2).
- Quirk, D. G., Hertle, M., Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, D. J., ... & Mendes, M. P. (2013). Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 185-214, <https://doi.org/10.1144/SP369.20>.
- Rabinowitz, P. D., & LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 5973-6002, <https://doi.org/10.1029/JB084iB11p05973>.
- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. "The Continental Rift of Southeast Brazil" (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. "Geological evolution of the continental rift of southeastern Brazil.", *Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR*, 383-405.
- Rijken, P., Holder, J., Olson, J. E., & Laubach, S. E. (2002). Predicting fracture attributes in the Travis Peak Formation using quantitative mechanical modeling and structural diagenesis. Shackleton, J. R., Cooke, M. L., & Sussman, A. J. (2005). Evidence for temporally changing mechanical stratigraphy and effects on joint-network architecture. *Geology*, 33(2), 101-104. <https://doi.org/10.1130/G20930.1>.
- Roberts, E. M., O'Connor, P. M., Gottfried, M. D., Stevens, N., Kapalima, S., & Ngasala, S. (2004). Revised stratigraphy and age of the Red Sandstone Group in the Rukwa Rift basin, Tanzania. *Cretaceous Research*, 25(5), 749-759, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.06.007>.
- Rosendahl, B. R., Reynolds, D. J., Lorber, P. M., Burgess, C. F., McGill, J., Scott, D., ... & Derksen, S. J. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 25(1), 29-43, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.025.01.04>.
- Rowan, M. G. (1993). A systematic technique for the sequential restoration of salt structures. *Tectonophysics*, 228(3-4), 331-348, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90347-M](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90347-M).
- Saenz, C. T., Hackspacher, P. C., Neto, J. H., Iunes, P. J., Guedes, S., Ribeiro, L. F. B., & Paulo, S. R. (2003). Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7), 765-774, [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00131-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00131-1).

Sales, P. S., Machado, M. D. C., & Bunevich, R. B. (2022, June). Quality Uncertainty Analysis of Travertine Architectural Elements Associated to Lacustrine Carbonate Deposits Via Deep Transfer Learning. In *83rd EAGE Annual Conference & Exhibition* (Vol. 2022, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202210883>.

Santana, A. V. A. D. (2016). Análise estratigráfica em alta resolução: exemplo em rampa carbonática dominada por microbialitos da Formação Salitre, Bacia do Irecê, Bahia. <http://dx.doi.org/10.26512/2016.06.T.24234>.

Sartorato, A. C. L. (2018). Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos. Master Thesis. "Faciological, stratigraphic and diagenetic characterization of the carbonate reservoirs of the Barra Velha Formation, Santos Basin."

Schlische, R. W., Anders, M. H., & Beratan, K. K. (1996). Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Special Papers-Geological Society Of America*, 183-203.

Scholz, C. A., Rosendahl, B. R., & Scott, D. L. (1990). Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East Africa. *Geology*, 18(2), 140-144, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0140:DOCGFI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0140:DOCGFI>2.3.CO;2).

Schultz-Ela, D. D. (1991). Practical restoration of extension cross sections. *Geobyte;(United States)*, 6(6).

Silvany, P. H., Machado, M., Matos, M., & Paes, M. (2021, September). Joint multiazimuthal prestack and time-frequency attributes seismic facies prediction via deep learning: An application to a Brazilian presalt reservoir. In *First International Meeting for Applied Geoscience & Energy* (pp. 1480-1484). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/segam2021-3594815.1>.

Souza, I. A. D. (2008). Falhas de transferência da porção norte da bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia. "Transfer faults in the northern portion of the Santos basin interpreted from seismic data: their influence on the evolution and deformation of the basin", Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo.

Stockli, D. F., & Bosworth, W. (2019). Timing of extensional faulting along the magma-poor central and northern Red Sea rift margin—transition from regional extension to necking along a hyperextended rifted margin. In *Geological setting, palaeoenvironment and archaeology of the Red Sea* (pp. 81-111). Springer, Cham, [https://doi.org/10.1007/978-3-319-99408-6\\_5](https://doi.org/10.1007/978-3-319-99408-6_5).

Stewart, M. A., Klein, E. M., & Karson, J. A. (2002). Geochemistry of dikes and lavas from the north wall of the Hess Deep Rift: Insights into the four-dimensional character of crustal construction at fast spreading mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), EPM-4, <https://doi.org/10.1029/2001JB000545>.

Strugale, M., da Silva Schmitt, R., & Cartwright, J. (2021). Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 33(3), 1906-1933, <https://doi.org/10.1111/bre.12540>.

- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of science*, 283(7), 684-721.
- Swart, P. K. (2015). The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 62(5), 1233-1304. <https://doi.org/10.1111/sed.12205>.
- Tanaka, A. P. B., Borges, J. P. G., de Matos, G. C., Campos, M. T. R., Cunha, B. M., de Souza, R. B., ... & Lima, A. P. M. (2022). Fault-related fracture modeling in a pre-salt lacustrine carbonate reservoir from Santos Basin, offshore Brazil: Predicting preferential fluid flow paths using 3D geological and flow simulation models. *Marine and Petroleum Geology*, 135, 105392.
- Tosca, N. (2015). Geochemical pathways to Mg-silicate formation. *Magnesian Clays: Characterization, Origin and Applications*; Pozo, M., Galán, E., Eds, 283-329.
- Trumbull, R. B., Reid, D. L., De Beer, C., Van Acken, D., & Romer, R. L. (2007). Magmatism and continental breakup at the west margin of southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. *South African Journal of Geology*, 110(2-3), 477-502, <https://doi.org/10.2113/gssajg.110.2-3.477>.
- Tsang, Y. W. (1984). The effect of tortuosity on fluid flow through a single fracture. *Water Resources Research*, 20(9), 1209-1215. <https://doi.org/10.1029/WR020i009p01209>.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., & Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4), 333-348, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
- Underwood, C. A., Cooke, M. L., Simo, J. A., & Muldoon, M. A. (2003). Stratigraphic controls on vertical fracture patterns in Silurian dolomite, northeastern Wisconsin. *AAPG bulletin*, 87(1), 121-142. <https://doi.org/10.1306/072902870121>.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model, <https://doi.org/10.1144/1354-079309-904>.
- Ussami, N. (1993). Estudos geofísicos no Craton do São Francisco: estágio atual e perspectivas futuras. In *III Simposio do Craton do São Francisco* (pp. 35-43).
- Walsh, J. J., Childs, C., Imber, J., Manzocchi, T., Watterson, J., & Nell, P. A. R. (2003). Strain localisation and population changes during fault system growth within the Inner Moray Firth, Northern North Sea. *Journal of Structural Geology*, 25(2), 307-315. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00028-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00028-7).
- Wickham, J., & Moeckel, G. (1997). Restoration of structural cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 19(7), 975-986, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00020-5).
- Widess, M. B. (1973). How thin is a thin bed?. *Geophysics*, 38(6), 1176-1180, <https://doi.org/10.1190/1.1440403>.

Will, T. M., & Frimmel, H. E. (2018). Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research*, 53, 9-19.

Wright, V. P., & Barnett, A. J. (2015). An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, 418(1), 209-219, <https://doi.org/10.1144/SP418.3>.

Wright, P., & Barnett, A. (2017). Classifying reservoir carbonates when the status quo simply does not work: A case study from the Cretaceous of the South Atlantic. *Search and Discovery Article*, 51419, 2-5.

Wright, V. P., & Barnett, A. J. (2020). The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. *Facies*, 66(1), 1-18, <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0591-2>.

Wickham, J., & Moeckel, G. (1997). Restoration of structural cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 19(7), 975-986, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00020-5).

Widess, M. B. (1973). How thin is a thin bed?. *Geophysics*, 38(6), 1176-1180, <https://doi.org/10.1190/1.1440403>.

Woodward, N. B., Gray, D. R., & Spears, D. B. (1986). Including strain data in balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4), 313-324, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.04.014>.

Zalan, P. V., & Oliveira, J. A. B. D. (2005). Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil; Origem e evolucao estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 13.

Zwaan, F., Schreurs, G., Naliboff, J., & Buiter, S. J. (2016). Insights into the effects of oblique extension on continental rift interaction from 3D analogue and numerical models. *Tectonophysics*, 693, 239-260, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.036>.

Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall'asta, M., Ferry, J. N., & Broucke, O. (2017). Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(4), 1254-1284, <https://doi.org/10.1130/GES01426.1>.