



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

SISMOESTRATIGRAFIA E GEOMORFOLOGIA SÍSMICA DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS A MARINHOS RASOS DA FORMAÇÃO AÇU, CAMPO DE CARAÚNA, ALBO-CENOMANIANO DA BACIA POTIGUAR

Autor:

JOÃO AUGUSTO DE OLIVEIRA CUNHA

Orientadora:

PROF^a. DR^a. VALÉRIA CENTURION CÓRDOBA

Coorientador:

PROF. DR. CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER

Tese nº 81/PPGG

Agosto de 2023

Natal/RN, Brasil

JOÃO AUGUSTO DE OLIVEIRA CUNHA

**SISMOESTRATIGRAFIA E GEOMORFOLOGIA SÍSMICA DOS
DEPÓSITOS FLUVIAIS A MARINHOS RASOS DA FORMAÇÃO AÇU,
CAMPO DE CARAÚNA, ALBO-CENOMANIANO DA BACIA POTIGUAR**

Tese apresentada em 29 de agosto de 2023 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Doutor em Geodinâmica e Geofísica, Área de Concentração Geodinâmica

BANCA EXAMINADORA:

PROF^a. DR^a. VALÉRIA CENTURION CÓRDOBA
Presidente e orientadora (PPGG-UFRN)

PROF. DR. FRANCISCO PINHEIRO LIMA FILHO
Membro interno (PPGG-UFRN)

PROF^a. DR^a. MARCELA MARQUES VIEIRA
Membro externo (DG-UFRN)

PROF^a. DR^a. KAREN MARIA LEOPOLDINO OLIVEIRA
Membro externo (DEGEO-UFC)

DR^a. LILIANE RABÊLO CRUZ
Membro externo (PETROBRAS)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Cunha, João Augusto de Oliveira.

Sismoestratigrafia e geomorfologia sísmica dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açu, Campo de Caraúna, Albo-Cenomaniano da Bacia Potiguar / João Augusto de Oliveira Cunha. - 2023.

Orientação: Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba.

Coorientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, RN, 2023.

143 f.: il.

1. Geodinâmica - Tese. 2. Formação Açu - Tese. 3. Sismoestratigrafia - Tese. 4. Geomorfologia sísmica - Tese. 5. Cordões arenosos de plataforma - Tese. 6. Bacia potiguar - Tese. 7. Estratigrafia de sequências - Tese. I. Córdoba, Valéria Centurion. II. Scherer, Claiton Marlon dos Santos. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3(043.2)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, que esteve ao meu lado durante essa jornada e me deu coragem nos momentos difíceis!

Aos meus pais, Liane (*in memoriam*) e José Rivalentan, por serem os meus maiores incentivadores e me apoiarem ao longo de toda a minha vida. A concretização deste trabalho não teria sido possível sem o suporte de vocês.

Um agradecimento especial aos meus amigos, incluindo aqueles da época do colégio, da graduação, do LGGP, do segue-me e os de Mossoró. Vocês tornaram essa jornada mais leve e descontraída.

À minha orientadora, Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba, por ter sido uma mentora exemplar durante todos esses anos de jornada acadêmica. Obrigado por todo companheirismo, encorajamento, ensinamentos, correções e valiosas discussões que enriqueceram a pesquisa. À Prof^a. Dr^a. Debora, pela amizade, confiança e sugestões que agregaram positivamente a esta tese. Ao meu coorientador, Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer que, com a sua humildade e sabedoria, contribuiu com observações significativas para a melhoria do trabalho.

À Universidade Federal do Rio Grande do Norte e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, pela provisão da infraestrutura necessária para a interpretação dos dados e desenvolvimento da pesquisa.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis do Brasil (ANP), pela disponibilização da base de dados utilizada no trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), pelo financiamento da bolsa de estudos, por meio do código de financiamento 001.

RESUMO

A Formação Açu, unidade integrante do arcabouço estratigráfico da Bacia Potiguar, corresponde a uma sucessão siliciclástica depositada entre o Eoalbiano e o Cenomaniano, a partir de sistemas fluviais, deltaicos, estuarinos e marinhos rasos. Os depósitos dessa unidade são economicamente importantes, uma vez que eles detêm significativas reservas de hidrocarbonetos e também constituem um importante aquífero de água doce amplamente utilizado no estado do Rio Grande do Norte. As sucessões da Formação Açu foram analisadas por diversos autores ao longo do tempo, principalmente através de dados de afloramentos, testemunhos e perfis geofísicos. Além disso, a maioria dos autores prévios se detiveram ao estudo da sua porção superior. Assim, ainda há uma carência de pesquisas envolvendo dados sísmicos, principalmente no tocante às técnicas mais modernas, e que abordem a seção inferior dessa formação. A principal finalidade desta pesquisa constitui a caracterização do arcabouço estratigráfico e do sistema petrolífero dos depósitos albo-cenomanianos da Bacia Potiguar na região do Campo de Caraúna. Para tal propósito, o trabalho utiliza dados sísmicos (2D e 3D) e de poços dispostos na plataforma continental. A primeira fase do trabalho compreendeu o reconhecimento de superfícies e unidades da estratigrafia de sequências. Posteriormente, essas superfícies e unidades serviram de base para a aplicação da geomorfologia sísmica. Isso foi feito através das técnicas de *horizon slicing* e *proportional slicing*, com o auxílio dos atributos sísmicos de *RMS amplitude* e *sweetness*. As interpretações sismoestratigráficas, concatenadas com a análise dos perfis geofísicos e litológicos dos poços, levaram ao reconhecimento de onze horizontes sísmicos representativos de superfícies estratigráficas significativas (discordâncias subaéreas, superfícies de inundação e de regressão máximas). Esses horizontes limitam três sequências deposicionais (denominadas 1, 2 e 3), como também subdividem, cada qual, em três tratos de sistemas: de nível baixo, transgressivo e de nível alto. A geomorfologia sísmica, por sua vez, possibilitou o reconhecimento de feições alongadas na visão em planta, que foram interpretadas como cordões arenosos de plataforma. As feições identificadas no trabalho estão associadas aos tratos de sistemas transgressivos das Sequências 1 (Albiano) e 3 (Neocenomaniano-Mesoturoniano). Os cordões da Sequência 1 se apresentam como um conjunto de feições isoladas, não coalescentes e paralelas. Diferentemente, a feição da Sequência 3 é o resultado do processo de coalescência de duas outras. Essa feição ocorre de maneira isolada e se mostra mais robusta em comparação àquelas da Sequência 1. Os processos de maré foram apontados como os principais agentes na formação dos cordões arenosos de plataforma reconhecidos, porém acredita-se que as ondas e as correntes oceânicas também atuaram no desenvolvimento dessas feições. Os depósitos albianos da Sequência

Deposicional 1 e, conseqüentemente, os cordões arenosos de plataforma identificados nesses depósitos são particularmente importantes para o sistema petrolífero do campo de Caraúna.

Palavras-chave: Formação Açú; Sismoestratigrafia; Geomorfologia Sísmica; Cordões arenosos de plataforma; Bacia Potiguar; Estratigrafia de Sequências.

ABSTRACT

The Açú Formation, a unit of the stratigraphic framework of the Potiguar Basin, corresponds to a siliciclastic succession deposited between the early Albian and Cenomanian, encompassing fluvial, deltaic, estuarine, and shallow marine systems. The deposits within this unit hold economic value, as they contain significant hydrocarbon reserves and constitute an important freshwater aquifer widely utilized in Rio Grande do Norte. The successions of the Açú Formation have been analyzed by different researchers over time, largely using outcrop, core, and geophysical logs data. Furthermore, most previous studies have focused on its upper portion. Consequently, there remains a lack of research involving seismic data, particularly regarding more modern techniques, as well as studies that address the lower section of this formation. This research aims to characterize the stratigraphic framework and petroleum system of the Albian-Cenomanian deposits of the Potiguar Basin in the Caraúna Field region. For this purpose, the study utilizes seismic data (2D and 3D) and well data located on the continental shelf. The study's first phase involved the recognition of surfaces and sequence stratigraphy units. Subsequently, these surfaces and units formed the basis for applying seismic geomorphology. This was accomplished through the horizon and proportional slicing techniques, aided by seismic attributes such as RMS amplitude and sweetness. The seismic-stratigraphic interpretations, combined with the analysis of geophysical logs and lithological profiles from the wells, led to the recognition of eleven seismic horizons representing significant stratigraphic surfaces (subaerial unconformities, maximum flooding surfaces, and maximum regressive surfaces). These horizons delineate three depositional sequences (1, 2, and 3), subdivided into lowstand, transgressive, and highstand systems tracts. Seismic geomorphology, in turn, enabled the identification of elongated features in plan view, interpreted as shelf sand ridges. The features identified in the study are associated with the transgressive systems tracts of sequences 1 (Albian) and 3 (late Cenomanian-middle Turonian). The ridges of Sequence 1 appear as a set of isolated, non-coalescent, and parallel features. In contrast, the feature in Sequence 3 results from the coalescence process of two others. This ridge occurs in isolation and exhibits greater robustness compared to those in Sequence 1. Tidal processes have been pointed as the main agents in forming the recognized shelf sand ridges. However, it is believed that waves and ocean currents also played a role in developing these features. The Albian deposits of Depositional Sequence 1, and consequently, the identified shelf sand ridges in these deposits, are particularly important for the petroleum system of the Caraúna field.

Keywords: Açú Formation; Seismic stratigraphy; Seismic geomorphology; Shelf sand ridges; Potiguar Basin; Sequence stratigraphy.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Capítulo 2 – Dados e métodos

Figura 2.1. (a) Mapa de localização apresentando a Bacia Potiguar no contexto do território brasileiro. Em (b) e (c), tem-se a distribuição dos dados sísmicos (2D e 3D) e de poços utilizados na pesquisa de Doutorado, nas regiões onshore e offshore da Bacia Potiguar. A base de dados inclui o dado sísmico 3D 0247_ARACATI_06A, as linhas sísmicas 2D dos levantamentos R003_GRAND_NORTH e 0068_CEARA_3A, além de 15 poços de sondagem. Os arquivos vetoriais referentes aos limites territoriais, à batimetria e à área das bacias sedimentares foram fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Já, os shapefiles dos dados sísmicos e de poços foram obtidos no sítio eletrônico da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP)16

Tabela 1. Tabela apresentando os dados e as principais informações contidas nos arquivos dos 15 poços de sondagem analisados no trabalho de doutorado17

Figura 2.2. (a) Carta estratigráfica simplificada do Aptiano ao Eoceno da Bacia Potiguar apresentando a correlação entre as discordâncias subaéreas identificadas neste trabalho e àqueles reconhecidos por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019). (b) Linha sísmica apresentando as superfícies estratigráficas (topo do embasamento, discordâncias subaéreas, superfícies de inundação máxima e de regressão máximas) e as sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Além disso, as três fatias proporcionais (PS1, PS2 e PS3) analisadas estão representadas através das linhas brancas. As informações dos poços 9 e 11, amarrados na linha sísmica da figura (b), estão detalhados nas figuras (c) e (d). Entre essas informações estão os perfis de raio gama, densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT); os dados cronoestratigráficos e bioestratigráficos; os perfis litológicos e os topos das formações. As superfícies estratigráficas e os padrões de empilhamentos estratal identificados também estão retratados na figura. Ademais, as figuras (c) e (d) incluem os sismogramas sintéticos utilizados na amarração dos poços na sísmica e os dados de coeficiente de reflexão e de impedância acústica que foram gerados durante o referido processo18

Capítulo 3 – Contexto geológico

Figura 3.1. Mapa geológico apresentando as unidades litoestratigráficas aflorantes, as principais feições estruturais e os limites da Bacia Potiguar. A confecção deste mapa contou com uma base de dados disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As informações acerca das estruturas foram obtidas em Françolin & Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) e Pessoa Neto (1999). A área de estudo deste trabalho está representada pelo retângulo em vermelho23

Figura 3.2. Carta estratigráfica da Bacia Potiguar exibindo as sequências definidas por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019), bem como as unidades litoestratigráficas equivalentes. O intervalo estratigráfico analisado nesta pesquisa está delimitado pelo retângulo vermelho tracejado. Adaptado de Pessoa Neto *et al.* (2007)24

Capítulo 4 – Artigo científico 1

Figura 1. Mapa geológico apresentando as unidades litoestratigráficas aflorantes, as principais feições estruturais e os limites da Bacia Potiguar. A confecção deste mapa contou com uma base de dados disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As informações acerca das estruturas foram obtidas em Françolin & Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) e Pessoa Neto (1999). A área de estudo está representada pelo retângulo em vermelho34

Figura 2. Carta estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar exibindo as sequências definidas por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019), bem como as unidades litoestratigráficas equivalentes. O intervalo estratigráfico analisado neste trabalho está delimitado pelo retângulo vermelho tracejado. Adaptado de Pessoa Neto *et al.* (2007)35

Figura 3. (a) Mapa de localização apresentando a Bacia Potiguar no contexto do território brasileiro. Em (b) e (c), tem-se a distribuição dos dados sísmicos (2D e 3D) e de poços utilizados na pesquisa, os quais estão distribuídos na região offshore da Bacia Potiguar. Os arquivos vetoriais referentes aos limites territoriais, à batimetria e à área das bacias sedimentares foram fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Já, os shapefiles dos dados sísmicos e de poços foram obtidos no sítio eletrônico da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).....38

Tabela 1. Tabela apresentando os dados e as principais informações contidas nos arquivos dos 15 poços de sondagem utilizados na pesquisa39

Figura 4. (a) Carta estratigráfica simplificada do Aptiano ao Eoceno da Bacia Potiguar apresentando a correlação entre as discordâncias subaéreas identificadas neste trabalho e àquelas reconhecidas por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019). (b) Linha sísmica apresentando as onze superfícies estratigráficas (topo do embasamento, discordâncias subaéreas, superfícies de inundação máxima e de regressão máximas) reconhecidas no trabalho. As informações dos poços 9 e 11, amarrados na linha sísmica da figura (b), estão detalhados nas figuras (c) e (d). Entre essas informações estão os perfis de raio gama (GR), densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT); os dados cronoestratigráficos e bioestratigráficos; os perfis litológicos e os topos das formações. As superfícies estratigráficas e os padrões de empilhamentos estratal identificados também estão retratados na figura. Ademais, as figuras (c) e (d) incluem os sismogramas sintéticos utilizados na amarração dos poços na sísmica e os dados de coeficiente de reflexão e de impedância acústica que foram gerados durante o referido processo41

Figura 5. Seção sísmica composta com uma orientação aproximadamente dip (ENE-WSW). Nesta seção, estão amarrados os poços 2, 3, 9, 10 e 11. Em (a), tem-se a linha não interpretada; em (b), estão representadas as sismofácies identificadas e, em (c), estão caracterizadas as superfícies estratigráficas, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais mapeadas no trabalho. A localização desta seção sísmica consta na figura 345

Figura 6. Seção sísmica composta com uma orientação strike (NW-SE). Nesta seção, estão amarrados os poços 4, 5, 6, 7, 9, 10 e 11. Em (a), tem-se a linha não interpretada; em (b), estão representadas as sismofácies identificadas e, em (c), estão caracterizadas as superfícies estratigráficas, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais mapeadas no trabalho. A localização desta seção sísmica consta na figura 346

Figura 7. Seção de correlação, aproximadamente dip (ENE-WSW), entre os poços amarrados na seção sísmica composta da figura 5, sendo eles: 2, 3, 9, 10 e 11. Nesta seção, estão representados os limites litoestratigráficos, os perfis de raio gama (GR), de densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e litológicos de cada poço. Além disso, estão retratadas as superfícies estratigráficas, tratos de sistemas e sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Esta seção foi elaborada adotando-se a superfície de inundação máxima da Sequência 3 como datum. Em (a), (b) e (c), tem-se porções ampliadas da seção de correlação.....47

Figura 8. Seção de correlação strike (NW-SE) entre os poços amarrados na seção sísmica composta da figura 6, sendo eles: 4, 5, 6, 7, 9, 10 e 11. Nesta seção, estão representados os limites litoestratigráficos, os perfis de raio gama (GR), de densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e litológicos de cada poço. Além disso, estão retratadas as superfícies estratigráficas, tratos de sistemas e sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Esta seção foi elaborada adotando-se a superfície de inundação máxima da Sequência 3 como datum. Em (a), (b) e (c), tem-se porções ampliadas da seção de correlação.48

Figura 9. Porções amplificadas da seção sísmica composta de orientação aproximadamente dip (ENE-WSW), que está inserida na figura 5. (a,b) Detalhe das três sismofácies interpretadas (A, B e C). (c,d) Terminações em downlap (setas azuis) dos depósitos do TSNA da Sequência Depositional 3 contra a SIM, truncamentos erosionais (setas verdes) e terminação em onlap (seta roxa) contra a DS4. (e,f) Terminações em onlap (setas roxas) dos depósitos do TSNB contra a DS1, terminações em downlap (setas azuis) contra a SIM da Sequência Depositional 1 e truncamentos erosionais (setas verdes) que evidenciam a DS2 e a DS349

Figura 10 Porções amplificadas da seção sísmica composta de orientação aproximadamente strike (NW-SE), que está inserida na figura 7. (a,b) mostram, em detalhe, as três sismofácies interpretadas (A, B e C). (c) Exibe padrões das curvas de raio gama do poço 5 associados às sismofácies observadas na figura (b). (d,e) Ilustram terminações em onlap (setas roxas) dos depósitos do TSNB contra a DS1 e detalhe do truncamento erosional que evidencia a DS2.....50

Figura 11. (a) Configuração dos vales incisos 1, 2, 3 e 4 no horizonte representativo do topo do embasamento cristalino, bem como na inline 9105. (b) Mapa de tempo sísmico do topo do embasamento cristalino mostrando o comportamento dos vales incisos na visão em planta. O embasamento se apresenta mais elevado na região SW da área, em comparação à região NE. Além disso, é perceptível a dominância de feições estruturais orientadas NE-SW, principalmente na região SW da área. Na região NE, alguns altos e baixos estruturais exibem uma orientação NW-SE. (c) Inline 8210 exibindo uma depressão ampla e muito rasa intrínseca à região SW da área. (d) Inline 9105 evidenciando a configuração dos vales na região central da área, os quais se tornam mais rasos e estreitos. (e) Inline 10050 retratando vales incisos amplos e profundos reconhecidos na porção NE da área.52

Figura 12. (a) Mapa de espessura sísmica dos depósitos formados durante o estágio pós-rifte (Fm. Alagamar), os quais se concentraram nos vales incisos da região centro-NE da área. (b) Mapa de espessura sísmica da Sequência Depositional 1, revelando uma maior acumulação dos seus depósitos nas porções NE e S do volume sísmico. (c) Mapa de espessura sísmica dos depósitos da Sequência Depositional 2. Nessa sequência, os depósitos estão centralizados especialmente na região centro-NE da área e apresentam uma distribuição mais uniforme em relação aos depósitos da primeira sequência

deposicional. (d) Mapa de espessura sísmica da Sequência Depositional 3 exibindo uma acumulação mais efetiva das suas sucessões na região centro-SW da área.....53

Figura 13. (a) Mapa de tempo sísmico do horizonte atribuído à Discordância Subaérea 1, exibindo altos do embasamento e vales incisos com uma orientação NE-SW especialmente na porção centro-SW da área. Diferentemente, na porção NE, além da orientação NE-SW, são observadas feições estruturais com orientação NW-SE. Mapas de tempo sísmico das discordâncias subaéreas (b) 2, (c) 3 e (d) 4, mostrando uma topografia mais regular, em comparação àquela vista no mapa da Discordância Subaérea 154

Figura 14. Seção estratigráfica, com orientação NW-SE, entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10. Nesta seção, estão representados os perfis de raio gama (GR), os de resistividade (ILD, ILD e MSFL), densidade (RHOB) e neutrão (NPHI). Além disso, estão caracterizados os intervalos de amostra de calha que possuem indícios de óleo e os tipos de fluidos identificados nos testes de formação realizados pela Petrobras61

Figura 15. Perfis geofísicos do poço 3, incluindo o raio gama (GR), os perfis de resistividade (ILM, ILD e MSFL), densidade (RHOB) e neutrão (NPHI). Ademais, também estão representados os indícios de hidrocarbonetos observados em amostra de calha (AC), as curvas referentes ao volume de argila (Vsh), os perfis de porosidade e a coluna litológica do poço. Em (b) e (c), tem-se as porções ampliadas, referentes aos retângulos pretos tracejados no diagrama do poço 3, destacando as camadas de arenito nos diferentes tratos de sistemas.....62

Figura 16. (a) Mapa de tempo sísmico do horizonte atribuído à Discordância Subaérea 1, exibindo os altos do embasamento e a seção sísmica entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10. (b) Horizonte sísmico, correspondente à Discordância Subaérea 1, com o atributo de sweetness. (c) Seção sísmica composta entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10, ilustrando a Sequência Depositional 1, os falhamentos que seccionam os seus depósitos e as possíveis rotas de migração dos fluidos. Em (d) e (e), tem-se a mesma seção sísmica, porém com os atributos de amplitude RMS e *sweetness*, respectivamente.....64

Figura 17. Correlação entre as sequências deposicionais definidas neste trabalho e aquelas propostas por Alves de Medeiros e Córdoba (2020), Melo *et al.* (2019), Pessoa Neto *et al.* (2007), Córdoba (2001), Lana (1997) e Castro *et al.* (1988). Além disso, está evidenciada a correspondência entre as sequências identificadas e as unidades de correlação definidas por Vasconcelos *et al.* (1990), como também com as fácies definidas por França (1987).....68

Capítulo 5 – Artigo científico 2

Figure 1. (a) Location of the Potiguar Basin in the context of Brazil and South America. (b) Geological map displaying the outcropping lithostratigraphic units, the boundaries of the Potiguar Basin, as well as the seismic (red rectangle) and well data utilized in the study (white circles). (c) Detail of the 3D seismic data and arrangement of the analyzed wells. The black lines illustrate the correlation sections between the wells. These maps were created based on a database provided by the Geological Survey of Brazil (CPRM) and the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE). The shapefiles of the seismic and well data were acquired from the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP) website.....85

Figure 2. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin displaying the sequences defined by Pessoa Neto *et al.* (2007) and Cunha *et al.* (2023), as well as the equivalent lithostratigraphic units. Additionally, the subaerial unconformities that differentiate the depositional sequences proposed by Cunha *et al.* (2023) are characterized by the red dashed lines. The stratigraphic interval analyzed in this study is bounded by subaerial unconformities 1 and 4. Modified from Pessoa Neto *et al.* (2007)86

Table 1. Data and the main information included in the files of the 10 drilled wells analyzed in the study89

Figure 3. (a) Simplified stratigraphic chart from the Aptian to Eocene of the Potiguar Basin, showing the correlation between the depositional sequences identified by Cunha *et al.* (2023) and those recognized by Pessoa Neto *et al.* (2007). (b) Seismic line illustrating the eleven stratigraphic surfaces (basement top, subaerial unconformities, maximum flooding surfaces, and maximum regressive surfaces) recognized by Cunha *et al.* (2023), along with the four proportional seismic slices used in the study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The data regarding wells 8 and 10, tied to the seismic line in Figure (b), are detailed in figures (c) and (d). Among these data are the gamma-ray (GR), bulk density (RHOB), neutron porosity (NPHI), and sonic (DT) logs; chronostratigraphic and biostratigraphic data; lithological profiles and formation tops. The identified stratigraphic surfaces and stratal stacking patterns are also represented in the figure. Furthermore, figures (c) and (d) include the synthetic seismograms used for the well-to-seismic tie, as well as the reflection coefficient and acoustic impedance data generated during this process91

Figure 4. Description and interpretation of sedimentary processes and depositional settings of seismic facies A, B, and C, according to Cunha *et al.* (2023). The distribution of these seismic facies in the seismic sections can be observed in Figures 5 and 694

Figure 5. Dip-oriented composite seismic section (ENE-WSW), with wells 1, 2, 8, 9, and 10 tied. In (a), the uninterpreted section is shown; in (b), identified seismic facies are represented; and in (c), stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences mapped in the work of Cunha *et al.* (2023) are characterized. The white lines indicate the position of proportional seismic slices generated in this study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The location of this seismic section is indicated in Figure 1. Adapted from Cunha *et al.* (2023)95

Figure 6. Strike-oriented composite seismic section (NW-SE), with wells 3, 4, 5, 6, 8, 9, and 10 tied. In (a), the uninterpreted section is shown; in (b), identified seismic facies are represented; and in (c), stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences mapped in the work of Cunha *et al.* (2023) are characterized. The white lines indicate the position of proportional seismic slices generated in this study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The location of this seismic section is indicated in Figure 1. Adapted from Cunha *et al.* (2023)96

Figure 7. Correlation section, approximately dip (ENE-WSW), among the wells 1, 2, 8, 9, and 10, tied to the dip-oriented composite seismic line in Figure 5. This section depicts lithostratigraphic units, lithological profiles, gamma-ray, bulk density (RHOB), and neutron porosity (NPHI) logs from each well. Additionally, it illustrates stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences recognized by Cunha *et al.* (2023). The section was constructed using the maximum flooding surface of Sequence 3 as the datum. Magnified portions of the correlation section are presented in (a), (b), and (c). Adapted from Cunha *et al.* (2023)97

Figure 8. Strike-oriented correlation section (NW-SE) between wells 3, 4, 5, 6, 8, 9, and 10, which are tied to the composite seismic line shown in Figure 6. This section depicts lithostratigraphic units, lithological profiles, gamma-ray, bulk density (RHOB), and neutron porosity (NPHI) logs from each well. Additionally, it illustrates stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences recognized by Cunha *et al.* (2023). The section was constructed using the maximum flooding surface of Sequence 3 as the datum. Magnified portions of the correlation section are presented in (a), (b), and (c). Adapted from Cunha *et al.* (2023)98

Figure 9. Proportional slices and horizon slices of Sequence 1. The RMS amplitude attribute and the acoustic impedance color palette were used in these slices. (a) Proportional slice 1 showing small regions of high amplitude aligned in the NE-SW direction, mainly in the NW portion of the area. This proportional slice intersects the LST deposits. (b) Horizon slice corresponding to the MRS, revealing features of medium to high amplitude, oriented NW-SE. (c) Horizon slice corresponding to the MFS, illustrating medium to high amplitude features with an NW-SE orientation. (d) Proportional slice 2 exhibiting small portions of high amplitude scattered throughout the seismic volume area. This proportional slice intersects the HST succession. A certain NE-SW alignment of these small portions can be observed in the NW region of the study area. The wells (8 and 10) marked in this figure are detailed in Figure 11 104

Figure 10 Horizon slices assigned to the MFS of Sequence 1, highlighting the linear features. In (a) and (b), the RMS amplitude and sweetness attributes were applied, along with the acoustic impedance color palette. In (c) and (d), these same seismic attributes are linked to the DB cycle color palette. This palette effectively distinguishes zones with distinct attribute values, where yellow and orange colors depict areas with higher values, while blue and purple colors represent regions with lower values. In images (e) and (f), the RMS amplitude and sweetness attributes are displayed using the green-blue-brown-red color palette. The seismic sections (inline 8920 and crossline 661) and the wells (8 and 10), marked in this figure, are detailed in Figure 11 105

Figure 11. Seismic sections (inline 8920 and crossline 661) and wells (8 and 10) marked in Figures 9 and 10. (a) Crossline 661 showing segments of high amplitude observed in the reflector associated with the MFS of Sequence 1. Two distinct sides are identified in these features: a steeper one to the southwest and a gentler one to the northeast. Above these features, downlap terminations related to the HST of Sequence 1 are still recognized. (b) Inline 8920 highlighting a high-amplitude reflector. Within this reflector, zones of even higher amplitude are found, corresponding to the yellow and orange colors seen in the features of Figures 10c and 10d. (c) Geophysical logs, petrophysical parameters (porosity and clay volume), and lithological profiles from well 8, which intersect the high RMS amplitude and sweetness features in the horizon slices of MRS and MFS, as shown in Figures 9 and 10. The interception point of MRS and MFS in the well indicates a sand composition for these features with high seismic attribute values in the plan view. (d) Gamma-ray log and lithological profile from well 10, which overlay the regions with low RMS amplitude and sweetness values in the horizon slices of MRS and MFS, as seen in Figures 9 and 10. The interception point of the MRS and the MFS in the well suggests a pelitic composition for the zones with low seismic attribute values in the plan view 107

Figure 12. Horizon slices related to the MFS of Sequence 3 highlighting the presence of a large linear feature. In (a) and (b), the RMS amplitude and sweetness attributes were applied to the seismic slices, along with the acoustic impedance

color palette. In (c) and (d), the same seismic attributes are displayed using the DB cycle color palette. This palette effectively distinguishes zones with distinct attribute values, with higher values illustrated by yellow colors, while blue and purple colors represent lower values. In images (e) and (f), the RMS amplitude and sweetness attributes are visualized using the green-blue-brown-red palette. Overall, the application of these attributes and palettes allowed the recognition of two sides of the feature. The SW side appears steeper. On the other hand, the NE side exhibits a more gradual transition of zones with different attribute values. The seismic sections (inline 9020 and crossline 777) and the wells (6 and 8) marked in this figure are depicted in Figure 13 108

Figure 13. Seismic sections (inline 9020 and crossline 777) and wells (6 and 8) marked in Figure 12. (a) Inline 9020 displaying a high-amplitude reflector associated with the linear feature. Zones of even higher amplitude are encountered within this reflector, corresponding to the yellow regions seen in the feature of Figure 12d. (b) Crossline 777 showing a high-amplitude segment observed in the reflector related to the MFS of Sequence 3. This high-amplitude segment characterizes the feature. Above this feature, downlap terminations of reflectors included in the HST of Sequence 3 are still encountered. Geophysical logs, petrophysical parameters (porosity and clay volume), and lithological profiles of wells (c) 8 and (d) 6 that occur over the zones with low RMS amplitude and sweetness values in the horizon slice attributed to MFS, as seen in Figure 12. The interception position of MFS in the well indicates a mudstone-based composition for the zones with low seismic attribute values in the plan view 111

Figure 14. The technique applied for characterizing the high-amplitude zones inside the large linear feature identified in the TST of Sequence 3. (a) Inline 9525 depicting the position of the time slice 536 ms and its location relative to the MFS of Sequence 3. (b) Time slice 536 ms with the RMS amplitude attribute and the DB cycle palette, displaying moderate to high amplitude areas (yellow and light green colors) indicative of the feature. (c) Positioning of the time slice 536 ms in the geophysical logs and lithological profile of well 2, situated over a high-amplitude zone in the time slice. This correlation highlights a sandstone composition with some carbonate contribution for these high-amplitude zones.... 112

Figure 15. Schematic illustration of the formation process of the shelf sand ridges associated with the TST from Depositional Sequence 1. (a) During the lowstand normal regression phase (LST) of Sequence 1, a high-energy fluvial-deltaic system supplied substantial amounts of sand to the shelf regions. These sand deposits were evenly distributed in the studied area and served as precursor nuclei for the ridges. (b) In the subsequent transgressive phase (TST), the nuclei were subjected to the influence of ocean currents, waves, and tidal currents. The flood-tide current, oriented to the south, was the main agent in shaping these features, enabling their migration through the lee side toward the continent. The combined action of these factors led to the development of a set of thin shelf sand ridges oriented parallel to the coastline 114

Figure 16. Schematic illustration of the shelf sand ridge genesis associated with the TST from Depositional Sequence 3. (a) The lowstand normal regression phase (LST) was characterized by the progradation of a tide-dominated deltaic system towards the shelf regions. This system supplied the sand content that constituted the precursor nuclei of the ridges. Compared to Sequence 1, the sediment supply during the formation of Sequence 3 was lower, resulting in a reduced number of nuclei formed. Moreover, it is inferred that these nuclei were mainly concentrated in the northeastern region of the study area. (b) During the subsequent transgressive phase (TST), the nuclei were reworked by ocean currents, waves, and tidal currents. The flood-tide current, oriented to the south, was the primary agent in shaping these features, also enabling their migration through the lee side towards the continent. This reworking led to forming two shelf sand ridges in the study area, which coalesced from their central region, originating a single and robust feature. 115

Figure 17. Proportional and horizon slices within the TST of Sequence 3. (a) Proportional slice 3 illustrating small high-amplitude nuclei (green color) and a linear feature with intermediate to low amplitude (red color), representing the formation of the first ridge. This proportional slice intersects the lower/intermediate part of the TST. (b) Proportional slice 4 that intersects the upper part of the TST, showing the expansion of low-amplitude nuclei and the emergence of another linear feature to the southwest of the first one. Besides, the nucleation process of the ridges can be observed through their central portions. (c) Horizon slice related to the MFS, exhibiting the geometry of the fully established ridge..... 118

SUMÁRIO

RESUMO	3
ABSTRACT	5
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	6
1 INTRODUÇÃO	12
1.1 APRESENTAÇÃO	12
1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	12
2 DADOS E MÉTODOS	15
2.1 BASE DE DADOS	15
2.2 MÉTODOS DE TRABALHO	17
2.2.1 Análise sismoestratigráfica	19
2.2.2 Geomorfologia sísmica e atributos sísmicos	20
2.2.3 Análise do sistema petrolífero	21
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	23
3.1 ASPECTOS GERAIS ACERCA DA BACIA POTIGUAR	23
3.2 ESTÁGIOS EVOLUTIVOS	25
3.2.1 Estágio Rifte	25
3.2.2 Estágio Pós-rifte	26
3.2.3 Estágio Drifte	26
4 ARTIGO 1 (submetido à revista <i>Geologia USP - série científica</i>)	30
5 ARTIGO 2 (submetido à revista <i>Marine and Petroleum Geology</i>)	82
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129

INTRODUÇÃO

Capítulo 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente tese, intitulada “Sismoestratigrafia e geomorfologia sísmica dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açú, Campo de Caraúna, Albo-Cenomaniano da Bacia Potiguar”, reúne os principais resultados obtidos ao longo de quatro anos e nove meses do curso de doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN. Este documento constitui um dos requisitos para obtenção do Título de Doutor na Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

A pesquisa atrelada a esse doutoramento está inserida no projeto de pesquisa denominado “Análise tectono-estratigráfica da seção aptiana-maastrichtiana no setor entre as bacias de Barreirinhas, Pará-Maranhão, Grajaú e o Sistema de Grábens Gurupi, Norte-Nordeste do Brasil”, produto de um convênio entre a Petrobras e o Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo (LGGP).

O autor recebeu financiamento, via bolsa de doutorado, fornecido pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), com início em dezembro de 2018 e término em fevereiro de 2023. O trabalho contou com a orientação da Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba e coorientação do Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A utilização da geomorfologia sísmica aliada à sismoestratigrafia tem despontado como uma poderosa ferramenta para a caracterização da geometria, modo de ocorrência e magnitude de sistemas deposicionais e seus elementos arquiteturais, sobretudo os sistemas fluviais, marinhos rasos e profundos (Posamentier *et al.*, 2007; Reijenstein *et al.*, 2011; Hossain & Imranuzzaman, 2019; Hosseinyar *et al.*, 2019; Torrado *et al.*, 2020). No que tange aos elementos arquiteturais, especificamente, a distinção, o entendimento dos seus processos formadores e a parametrização dos mesmos se faz especialmente importante para a análise de sistemas petrolíferos, uma vez que permite a delineação da forma externa, extensão e distribuição de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos (Posamentier, 2002; Reijenstein *et al.*, 2011; Berton *et al.*, 2021).

A Formação Açú corresponde a uma sucessão siliciclástica depositada na Bacia Potiguar entre o Eoalbiano e o Cenomaniano, por meio de sistemas fluviais, deltaicos, estuarinos e marinhos rasos

que apresentam uma grande variabilidade na sua arquitetura deposicional (Vasconcelos *et al.*, 1990; Castro, 1993; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Essa formação representa a unidade de maior importância econômica da bacia, tendo em vista que os seus litotipos concentram cerca de 70% das suas reservas de hidrocarbonetos, as quais são encontradas principalmente em arenitos de granulometria média a grossa (Bertani *et al.*, 1990; Vasconcelos *et al.*, 1990; Gushiken & Siqueira, 2008). Além disso, a referida formação engloba um expressivo aquífero de água doce que é amplamente utilizado para abastecimento público, irrigação e uso industrial (Bertani *et al.*, 1990; Melo *et al.*, 2012).

Ao longo do tempo, diversos autores desenvolveram estudos acerca das rochas siliciclásticas da Formação Açu. Vasconcelos *et al.* (1990), em seu trabalho clássico, subdividiram os depósitos desta formação em quatro unidades operacionais, sendo elas: Açu-1, Açu-2, Açu-3 e Açu-4. A arquitetura deposicional da unidade Açu-3 foi enfatizada na pesquisa elaborada por Menezes (2004). Já, os estudos realizados por Bagnoli (1993), Lana (1997), Castro (1993), Reyes Pérez (2003), Santos (2009), Garcia (2014) e Costa *et al.* (2014) concentraram-se na caracterização da porção mais superior da Formação Açu (Açu-4) e na sua passagem para a rampa carbonática dominada por maré referente à Formação Jandaíra. Os trabalhos mais recentes de Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019) focaram principalmente na proposição de um arcabouço cronoestratigráfico para intervalo compreendido entre o Eoalbiano e o Neocampaniano. Pessoa Neto *et al.* (2007) propôs seis sequências deposicionais para o intervalo mencionado, com os depósitos da Formação Açu representando as unidades mais proximais das quatro sequências mais antigas. Melo *et al.* (2019), por sua vez, subdividiram o mesmo intervalo em cinco sequências deposicionais de terceira ordem, com a Formação Açu contida nas três sequências basais.

Apesar da significativa quantidade de trabalhos desenvolvidos sobre a Formação Açu, a maioria desses teve por objetivo uma caracterização sedimentológica e estratigráfica com base em dados de afloramentos, testemunhos e perfis geofísicos. As pesquisas com abordagem sísmica são escassas, principalmente no que se refere à utilização das modernas ferramentas de geomorfologia sísmica e de atributos sísmicos em dados tridimensionais. Ademais, a maior parte dos autores deteve-se ao estudo da porção superior da Formação Açu, bem como à sua passagem para os depósitos carbonáticos da Formação Jandaíra. Assim, ainda há uma carência de pesquisas envolvendo a caracterização dos elementos arquiteturais, o entendimento do arcabouço deposicional e a evolução estratigráfica da seção inferior da referida formação.

Neste cenário, o presente estudo visa utilizar dados sísmicos (2D e 3D) e de poços para caracterizar o arcabouço estratigráfico e o sistema petrolífero dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açu (Albo-Cenomaniano), na região do Campo de Caraúna. Essa caracterização incluirá duas fases principais. A primeira fase se concentrará no reconhecimento de superfícies estratigráficas e na individualização de unidades da estratigrafia de sequências, a partir da utilização dos fundamentos da sismoestratigrafia aliados aos dados de poços. A segunda fase, por sua vez, compreenderá a análise da arquitetura deposicional das unidades reconhecidas por meio da aplicação da geomorfologia sísmica e dos diferentes atributos sísmicos. Embora o alvo da pesquisa seja a Formação Açu, as sucessões basais da Formação Jandaíra, de idade eoturoniana a mesoturoniana, foram incluídas na análise, uma vez que se encontram geneticamente ligadas à porção superior da Formação Açu.

DADOS E MÉTODOS

Capítulo 2

2 DADOS E MÉTODOS

2.1 BASE DE DADOS

A base de dados analisada nesta pesquisa de Doutorado compreende um levantamento sísmico 3D (0247_ARACATI_06A), oito linhas sísmicas do levantamento R003_GRAND_NORTH (606 km de comprimento) e sete linhas sísmicas do levantamento 0068_CEARA_3A (236 km de comprimento; Figura 2.1). Os dados foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), por meio da política de cessão de dados de forma gratuita para instituições de pesquisa.

As frequências dominantes dos levantamentos são, respectivamente, 22 Hz, 24 Hz e 17 Hz. Já, a velocidade sísmica média obtida a partir dos dados de poços foi de 2567,69 m/s. Os valores das frequências (f) e da velocidade sísmica (v) foram empregados na fórmula $v = \lambda \cdot f$ para a obtenção dos comprimentos de onda (λ). Esses comprimentos de onda, por sua vez, foram utilizados para descobrir as resoluções verticais de cada levantamento, haja vista que a resolução vertical corresponde a um quarto do comprimento de onda ($\lambda/4$; Simm & Bacon, 2014). As resoluções encontradas foram de 29 m para o dado 0247_ARACATI_06A, de 28 m para o levantamento R003_GRAND_NORTH e de 38 m para o dado 0068_CEARA_3A. No dado 0247_ARACATI_06A, a distância entre as *inlines* é de 27,34 m, ao passo que as *crosslines* estão distantes 13,33 m. O intervalo de amostragem dos levantamentos é de 4 s. Todos os dados sísmicos passaram pelo processo de migração pós-*stack* no domínio do tempo e encontram-se distribuídos nas regiões de plataforma, central e noroeste, da Bacia Potiguar (Figura 2.1).

Além dos levantamentos sísmicos, foram utilizados dados de 15 poços de sondagem (Figura 2.1). Esses dados incluíram a suíte básica de perfis geofísicos (raio gama, sônico, densidade, porosidade neutrão e resistividade) e a sua interpretação litológica. Em alguns dos poços, ainda é possível encontrar dados de *checkshot*, descrições de amostras de calha, registros de testes de formação e de análises químicas de hidrocarbonetos, informações bioestratigráficas, cronoestratigráficas e sobre o posicionamento de algumas discordâncias (Tabela 1).

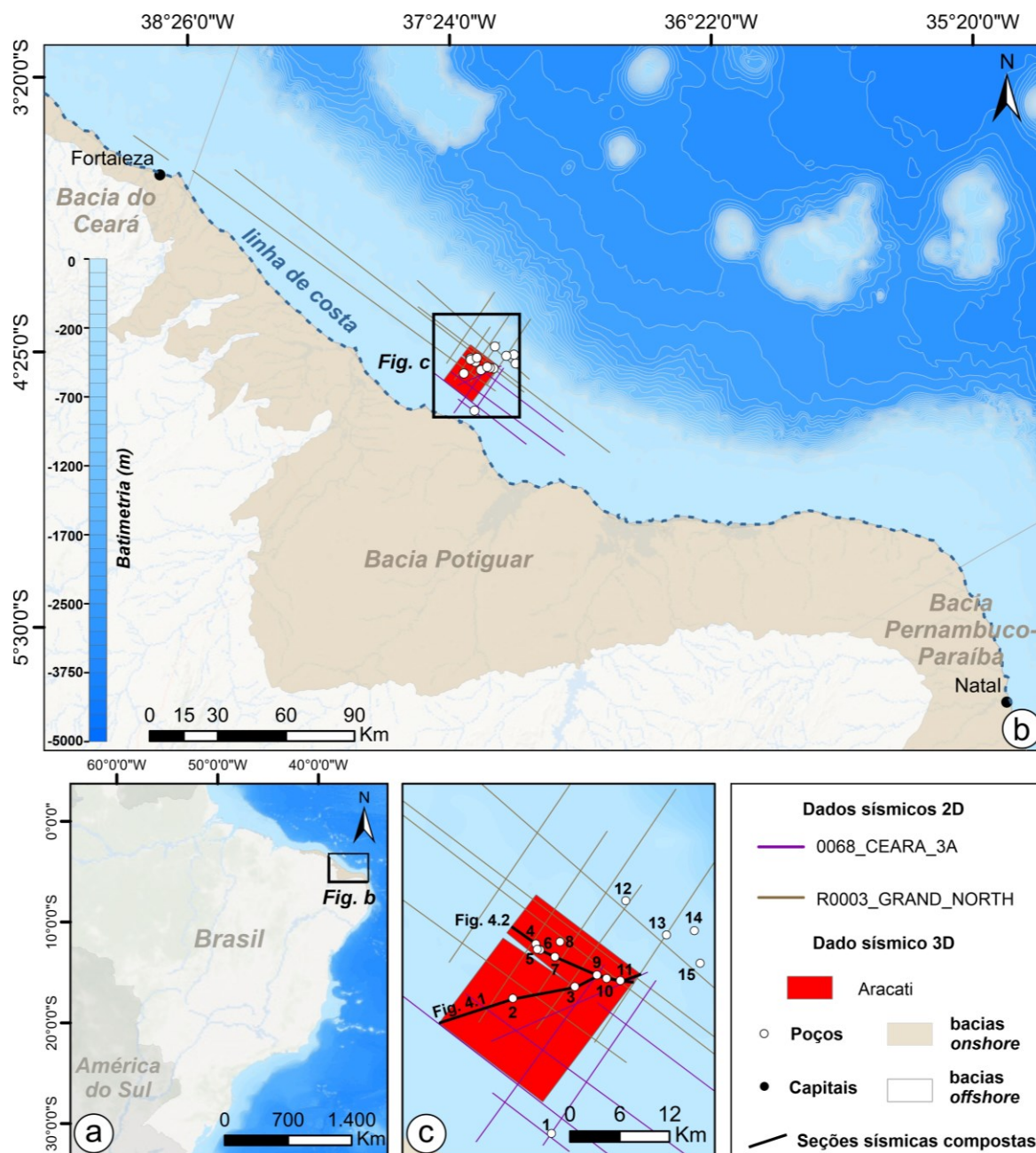


Figura 2.1. (a) Mapa de localização apresentando a Bacia Potiguar no contexto do território brasileiro. Em (b) e (c), tem-se a distribuição dos dados sísmicos (2D e 3D) e de poços utilizados na pesquisa de Doutorado, nas regiões *onshore* e *offshore* da Bacia Potiguar. A base de dados inclui o dado sísmico 3D 0247_ARACATI_06A, as linhas sísmicas 2D dos levantamentos R003_GRAND_NORTH e 0068_CEARA_3A, além de 15 poços de sondagem. Os arquivos vetoriais referentes aos limites territoriais, à batimetria e à área das bacias sedimentares foram fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Já, os *shapefiles* dos dados sísmicos e de poços foram obtidos no sítio eletrônico da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

Tabela 1. Tabela apresentado os dados e as principais informações contidas nos arquivos dos 15 poços de sondagem analisados no trabalho de doutorado.

Poço	Nome original do poço	Dados digitais dos perfis geofísicos					Interpretação litológica	Perfis <i>checkshot</i>	Litoestratigrafia	Cronoestratigrafia	Bioestratigrafia	Discordâncias
		GR	DT	RHOB	NPHI	Resistividade						
1	1-BRSA-81D-CES	X	X	X	X	X (MSFL)	X		X	X		X
2	1-CES-141-CE	X	X	X		X (MSFL)	X	X	X			
3	1-CES-140-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			
4	3-CES-124-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
5	3-CES-130-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
6	1-CES-118-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
7	3-CES-125-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			
8	4-CES-126-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
9	3-CES-139-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X		X			
10	1-CES-127-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
11	1-CES-105-CE	X	X	X	X	X (MSFL and ILD)	X		X	X	X	X
12	1-CES-85A-CE						X	X	X			X
13	1-RNS-10A-RN	X	X	X		X (ILD)	X		X	X	X	X
14	1-CES-117-CE	X	X	X	X	X (LLD and LLS)	X	X	X			
15	1-RNS-8-RN	X	X			X (ILD)	X		X	X	X	X

2.2 MÉTODOS DE TRABALHO

O trabalho teve início com uma pesquisa bibliográfica acerca da Bacia Potiguar, incluindo o que foi discutido sobre a sua gênese, o seu arcabouço estrutural e o seu preenchimento sedimentar. Ademais, também foram obtidas referências relacionadas aos métodos empregados na pesquisa, a exemplo da estratigrafia de sequências, sismoestratigrafia, geomorfologia sísmica e atributos sísmicos.

Em seguida, os dados sísmicos (2D e 3D) e de poços foram carregados no *software* Petrel (2017). A amarração sísmica-poço foi realizada a partir de perfis de *checkshot*, como também por meio da construção de sismogramas sintéticos (Figura 2.2). Os perfis de *checkshot* correspondem a um dado sísmico de poço que fornece os tempos que as ondas sísmicas levam para atingir determinadas profundidades. Esses dados de tempo e profundidade foram inseridos no *software* para estabelecer uma correlação entre o dado de poço e o dado sísmico. Além disso, os perfis de densidade e sônico dos poços foram empregados na construção de sismogramas sintéticos, os quais são constituídos por traços sísmicos sintéticos. Esses traços sintéticos foram comparados com os traços sísmicos do dado real, permitindo um melhor ajuste entre os dados de poços e os dados sísmicos. Após o carregamento dos dados no *software*, deu-se início à análise estratigráfica que abrangeu duas vertentes principais: (1) análise sismoestratigráfica e (2) geomorfologia sísmica e atributos sísmicos.

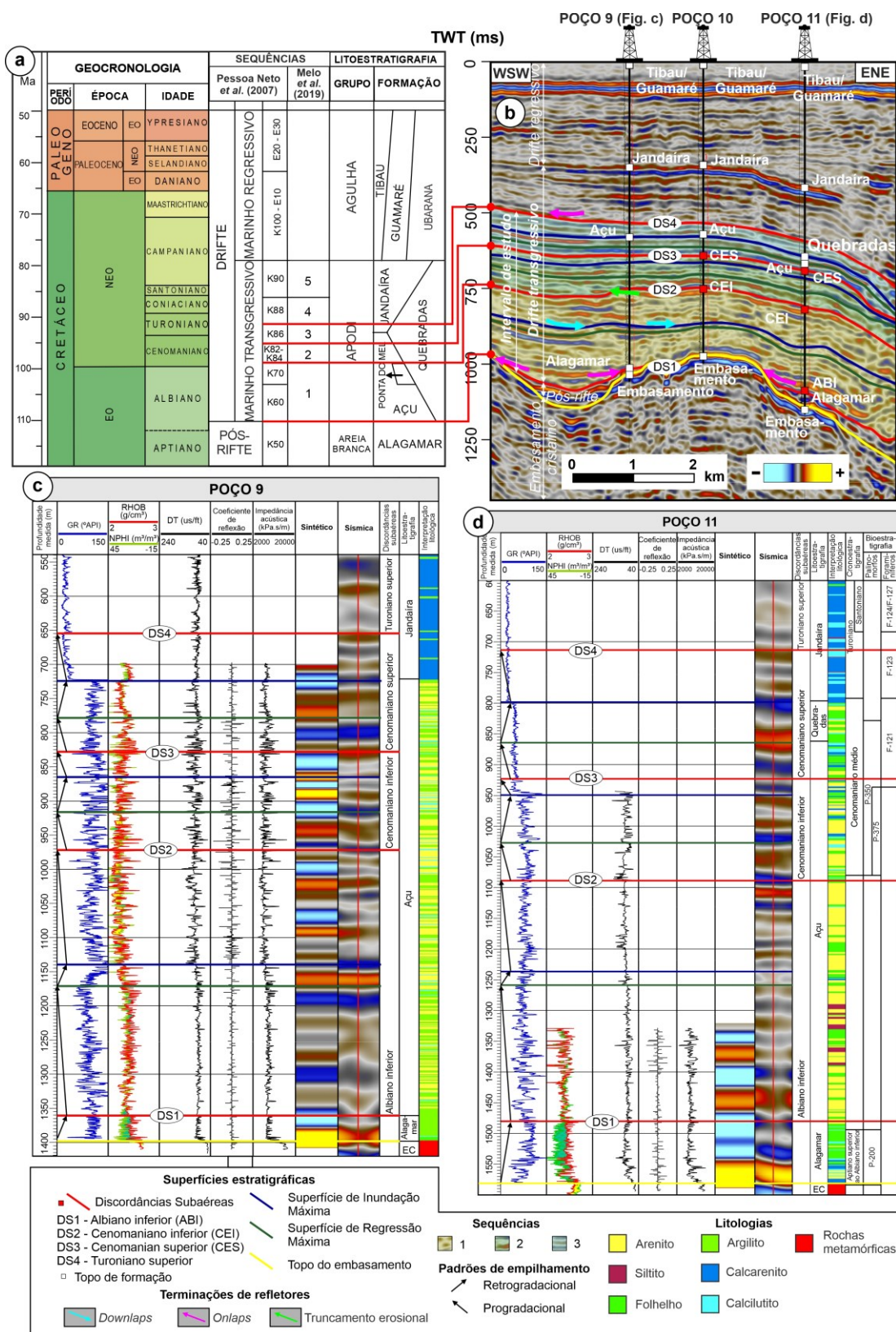


Figura 2.2. (a) Carta estratigráfica simplificada do Aptiano ao Eoceno da Bacia Potiguar apresentando a correlação entre às discordâncias subaéreas identificadas neste trabalho e àqueles reconhecidos por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019). (b) Linha sísmica apresentando as superfícies estratigráficas (topo do embasamento, discordâncias subaéreas, superfícies de inundação máxima e de regressão máximas) e as sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Além

disso, as três fatias proporcionais (PS1, PS2 e PS3) analisadas estão representadas através das linhas brancas. As informações dos poços 9 e 11, amarrados na linha sísmica da figura (b), estão detalhados nas figuras (c) e (d). Entre essas informações estão os perfis de raio gama, densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT); os dados cronoestratigráficos e bioestratigráficos; os perfis litológicos e os topos das formações. As superfícies estratigráficas e os padrões de empilhamentos estratal identificados também estão retratados na figura. Ademais, as figuras (c) e (d) incluem os sismogramas sintéticos utilizados na amarração dos poços na sísmica e os dados de coeficiente de reflexão e de impedância acústica que foram gerados durante o referido processo.

2.2.1 Análise sismoestratigráfica

A sismoestratigrafia consiste em uma ferramenta que permite o estudo das feições estratigráficas em dados sísmicos 2D (Emery & Myers, 1996; Mitchum *et al.*, 1977; Reijenstein *et al.*, 2011). A premissa básica da sismoestratigrafia reside no fato de que as reflexões sísmicas representam linhas de tempo e não mudanças laterais de fácies (Emery & Myers, 1996). A análise sismoestratigráfica realizada neste trabalho foi fundamentada na abordagem metodológica cunhada por Mitchum & Vail (1977), Mitchum *et al.* (1997) e Vail *et al.* (1997) no clássico *memoir* 26 da AAPG. Além disso, essa análise contou com o auxílio das informações dos poços de sondagem.

Inicialmente, a partir da correlação sísmica-poço, foram mapeados onze horizontes sísmicos no intervalo estudado, os quais correspondem a discordâncias subaéreas (DS), superfícies de inundação máxima (SIM), superfícies de regressão máxima (SRM) e ao topo do embasamento (Figura 2.2). As discordâncias subaéreas foram reconhecidas através de diversos critérios. No dado sísmico, os critérios empregados foram o caráter erosivo e as terminações de refletores do tipo *onlap*, acima, e truncamento erosional, abaixo das mesmas (Figura 2.2). Nos dados de poços, por sua vez, as discordâncias subaéreas foram posicionadas em mudanças no padrão de empilhamento e em quebras nos perfis de raio gama, sônico, densidade e porosidade neutrão (Figura 2.2). Dez poços ainda trouxeram informações acerca do posicionamento de discordâncias previamente interpretadas pela Petrobras (Tabela 1; Figura 2.2). A posição dessas superfícies coincidiu com os limites de zonas bioestratigráficas relacionadas a foraminíferos e palinomorfos (Figura 2.2) que constam nos trabalhos de Viviers *et al.* (2000), Araripe & Feijó (1994) e Lana (1997).

As SIM's foram identificadas nos poços através de mudanças no padrão de empilhamento, separando um intervalo inferior, com um padrão retrogradacional, de um intervalo superior, caracterizado por um padrão progradacional (Figura 2.2). No dado sísmico, essas superfícies ainda foram marcadas a partir de terminações dos refletores sobrejacentes em *downlap*. No que concerne às SRM's, estas foram posicionadas na mudança de um padrão de empilhamento progradacional, visto no intervalo inferior, para um padrão retrogradacional, observado no intervalo superior (Figura

2.2). As mudanças no padrão de empilhamento foram observadas essencialmente nas curvas de raio gama (Figura 2.2).

As superfícies estratigráficas identificadas limitaram as sequências deposicionais e os tratos de sistemas do intervalo estudado (Figura 2.2). Conforme Catuneanu (2019), as sequências são definidas por um ciclo de mudança dos padrões de empilhamento estratal, ao passo que os tratos de sistemas são caracterizados por um tipo de padrão de empilhamento específico (Van Wagoner *et al.*, 1990). Assim, os tratos de sistemas transgressivo foram relacionados a um padrão retrogradacional, ao passo que os tratos de sistemas de nível baixo e de nível alto foram associados a padrões de empilhamento progradacionais e/ou agradacionais (Figura 2.2). O trato de sistemas de estágio de queda (ou de regressão forçada, *sensu* Hunt & Tucker, 1992) não foi observado nos dados analisados.

O comportamento dos horizontes relacionados às discordâncias subaéreas ainda foi analisado através de mapas de tempo sísmico. Além disso, esses horizontes serviram para a geração de mapas de espessura do tempo sísmico das sequências deposicionais, permitindo entender a distribuição sedimentar em cada uma delas.

Posteriormente, o objetivo foi caracterizar as diferentes sismofácies, a partir das propriedades apresentadas pelos de refletos, a exemplo da continuidade, frequência, amplitude e configuração (Mitchum & Vail, 1977; Mitchum *et al.*, 1977; Veeken & Van Moerkerken, 2013). Essas sismofácies foram utilizadas para inferências acerca do contexto deposicional das unidades reconhecidas. Nessa etapa, também ocorreu a identificação dos padrões observados nos perfis de raio gama calibrados com os perfis litológicos dos poços de sondagem, sendo eles: funil, sino, cilíndrico, irregular e simétrico. Esses padrões foram interpretados com base nos trabalhos de Hornung & Aigner (1999), Emery & Myers (1996), Rider (1996), Nichols (2009), Miall (2014) e Torrado *et al.* (2020), e serviram para auxiliar, detalhar e/ou corroborar as interpretações deposicionais realizadas a partir da sísmica, com base nos trabalhos de autores prévios.

2.2.2 Geomorfologia sísmica e atributos sísmicos

A geomorfologia sísmica faz uso de técnicas de fatiamento do dado sísmico tridimensional para reconhecer feições geomórficas e elementos arquiteturais que são imprescindíveis na caracterização do arcabouço deposicional das sucessões sedimentares (Posamentier *et al.*, 2007; Reijenstein *et al.*, 2011; Hossain & Imranuzzaman, 2019; Torrado *et al.*, 2020). Conforme Reijenstein *et al.* (2011), a geomorfologia sísmica deve ser empregada juntamente com a sismoestratigrafia, uma

vez que esta última permite o reconhecimento das superfícies estratigráficas e, consequentemente, a organização cronológica das sucessões, bem como o posicionamento das feições geomórficas vistas em planta.

Para a caracterização do intervalo estudado, foram utilizadas principalmente as técnicas de fatias de horizontes (*horizon slices*) e de fatias proporcionais (*proportional slices*). A primeira consiste em fatiar o dado ao longo ou paralelamente a um horizonte-chave mapeado (Zhao, 2013; Kim *et al.*, 2020). As fatias proporcionais (*proportional slices*; Posamentier *et al.*, 2007), por sua vez, são intermediárias a dois horizontes-chave mapeados (Zeng *et al.*, 2011). Nesse contexto, as fatias de horizontes corresponderam às próprias superfícies mapeadas (LS, SIM e SRM), ao passo que as fatias proporcionais foram geradas entre essas superfícies para analisar o comportamento das unidades limitadas por elas (Figura 2.2).

A aplicação da geomorfologia sísmica veio acompanhada da utilização de atributos sísmicos, os quais correspondem a qualquer medida do dado sísmico que ajuda a melhorar visualmente ou quantificar feições de interesse interpretativo (Chopra & Marfurt, 2007; Brown, 2011). No âmbito do trabalho, os atributos que forneceram os melhores resultados foram o *sweetness* e o *RMS amplitude*. Ademais, também foram empregadas diferentes paletas de cores contidas no próprio *software* (*Acoustic impedance*, *DB cycle* e *Green-blue-brown-red*), as quais forneceram diferentes resultados para o processo interpretativo.

Segundo Hart (2008), o atributo de *sweetness* é obtido com a divisão da força de reflexão (amplitude instantânea) pela raiz quadrada da frequência instantânea. Diferentemente, o atributo de *RMS amplitude* calcula a raiz quadrada da soma dos quadrados das amplitudes, dividida pelo número de amostras dentro de uma janela de tempo específica (Barnes, 2006; Nanda, 2016). A utilização desses dois atributos permitiu diferenciar zonas com diferentes composições litológicas e, consequentemente, possibilitou o reconhecimento de feições geomórficas na visão em planta (Azeem *et al.*, 2016; Hossain & Imranuzzaman, 2019; Torrado *et al.*, 2020). Os dados dos poços foram utilizados para fornecer as informações litológicas das feições geomórficas, bem como auxiliar na sua interpretação deposicional.

2.2.3 Análise do sistema petrolífero

Durante a última etapa do trabalho, o arcabouço estratigráfico proposto foi analisado em relação aos seus aspectos petrolíferos. Para tal propósito, as descrições de amostras de calha de cada

poço foram examinadas, buscando principalmente informações acerca dos intervalos com fluorescência indicativa de hidrocarbonetos e dos resultados de testes de formação e análises químicas. Os poços que apresentaram indícios de hidrocarbonetos foram escolhidos para a construção de uma seção estratigráfica. Uma seção sísmica composta, que passa pelos poços selecionados, também foi gerada. Nessa seção, foram aplicados os atributos de *RMS amplitude* (Nanda, 2016) e de *sweetness* (Hart, 2008), objetivando ressaltar os possíveis intervalos preenchidos com hidrocarbonetos.

Além disso, os perfis geofísicos (GR, RHOB, NPHI, MSFL, ILD e ILM) foram examinados, de forma integrada, com o objetivo de se avaliar as características dos reservatórios, como também foram utilizados para o cálculo de parâmetros petrofísicos que auxiliaram a avaliação, sendo eles: o volume de argila (V_{sh} ; Stieber, 1970) e a porosidade (Φ ; Rider, 1996; Asquith e Krygowski, 2004a). O primeiro passo para o cálculo do V_{sh} é a determinação do índice de raio gama (I_{GR}), cuja fórmula se baseia no valor de raio gama lido na formação (GR_{log}), o valor de raio gama medido em um arenito limpo ou em uma rocha carbonática (GR_{min}) e o valor de raio gama medido em um folhelho (GR_{max} ; Asquith e Krygowski, 2004a):

$$I_{GR} = GR_{log} - GR_{min} / GR_{max} - GR_{min}$$

Em seguida, o volume de argila (V_{sh}) foi calculado pela equação de Stieber (1970), empregando o I_{GR} encontrado (Asquith e Krygowski, 2004a):

$$V_{sh} = I_{GR} / 3 - (2 \times I_{GR})$$

O segundo parâmetro petrofísico calculado foi a porosidade, utilizando os perfis de densidade (RHOB). Essa porosidade (Φ_D) pode ser calculada a partir da densidade matriz rochosa (ρ_{ma}), a densidade lida no perfil (densidade total ou ρ_b) e a densidade do fluido (ρ_{fl} ; Rider, 1996; Asquith e Krygowski, 2004b).

$$\Phi_D = \rho_{ma} - \rho_b / \rho_{ma} - \rho_{fl}$$

Após o cálculo dessa porosidade, foi necessário aplicar uma correção para remover o efeito da argila. As duas equações aplicadas foram a de Dewan (1983) e a de Schlumberger (1975). Ambas equações empregam a porosidade medida através do perfil de densidade (Φ_D), o valor dessa porosidade associado a uma camada de folhelho (Φ_{Dshale}) e o volume de argila (V_{sh}):

$$\text{Schlumberger (1975): } \Phi_{Dcor} = \Phi_D - [(\Phi_{Dsh}/0,45) \times 0,13 \times V_{sh}]$$

$$\text{Dewan (1983): } \Phi_{Dcor} = \Phi_D - V_{sh} \times \Phi_{Dsh}$$

CONTEXTO GEOLÓGICO

Capítulo 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 ASPECTOS GERAIS ACERCA DA BACIA POTIGUAR

A Bacia Potiguar encontra-se localizada no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira e compreende segmentos emersos e submersos que somam uma área de 48.000 km² (Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Essa bacia teve a sua gênese associada ao processo de ruptura do supercontinente *Gondwana* durante o Eocretáceo, o qual foi responsável inicialmente pela instalação de um rifte na região *onshore*. Posteriormente, o processo de rifteamento migrou para a região *offshore* e culminou com a implantação de uma margem passiva (Figura 3.1; Matos, 1992; Lopes *et al.*, 2018; Leopoldino Oliveira *et al.*, 2018).

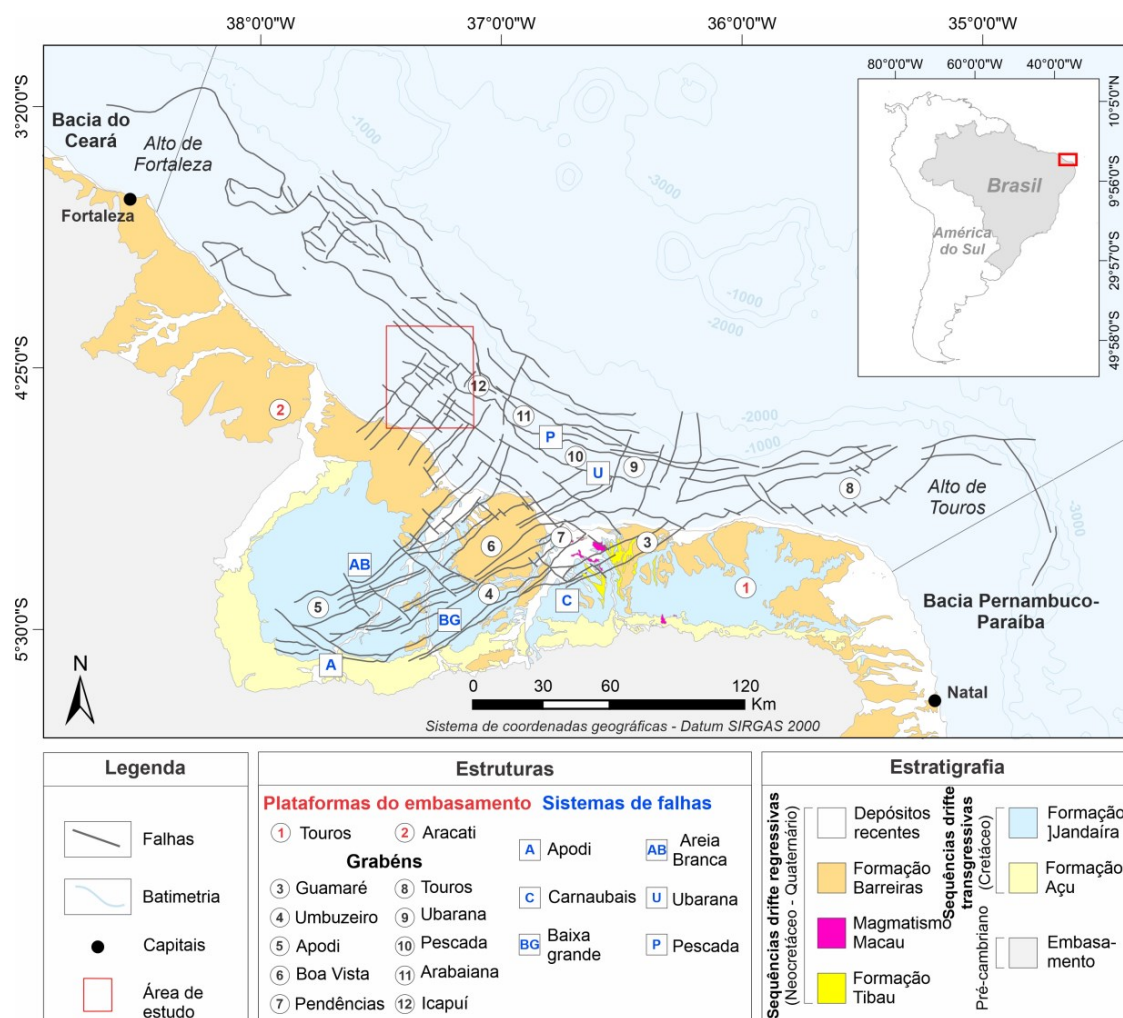


Figura 3.1. Mapa geológico apresentando as unidades litoestratigráficas aflorantes, as principais feições estruturais e os limites da Bacia Potiguar. A confecção deste mapa contou com uma base de dados disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As informações acerca das estruturas foram obtidas em Françaolin & Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) e Pessoa Neto (1999). A área de estudo deste trabalho está representada pelo retângulo em vermelho.

No que diz respeito aos seus limites, a Bacia Potiguar é delimitada a noroeste e a leste por importantes feições estruturais. No primeiro caso, o Alto de Fortaleza a separa da Bacia do Ceará, ao passo que, o limite a leste é dado pelo Alto de Touros, que a isola da Bacia Pernambuco-Paraíba (Figura 3.1). O seu limite a norte é conferido à cota batimétrica de - 2.000 m, enquanto que o limite a sul é dado pelo contato com o substrato cristalino da Província Borborema (Figura 3.1; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

O preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar inclui três superseqüências deposicionais (Rifte, Pós-Rifte e Drifte) relacionadas a estágios evolutivos homônimos. Esses estágios foram responsáveis pela formação da bacia desde o Eocretáceo até o Holoceno (Figura 3.2; Bertani *et al.* 1990; Pessoa Neto 1999; Pessoa Neto *et al.* 2007).

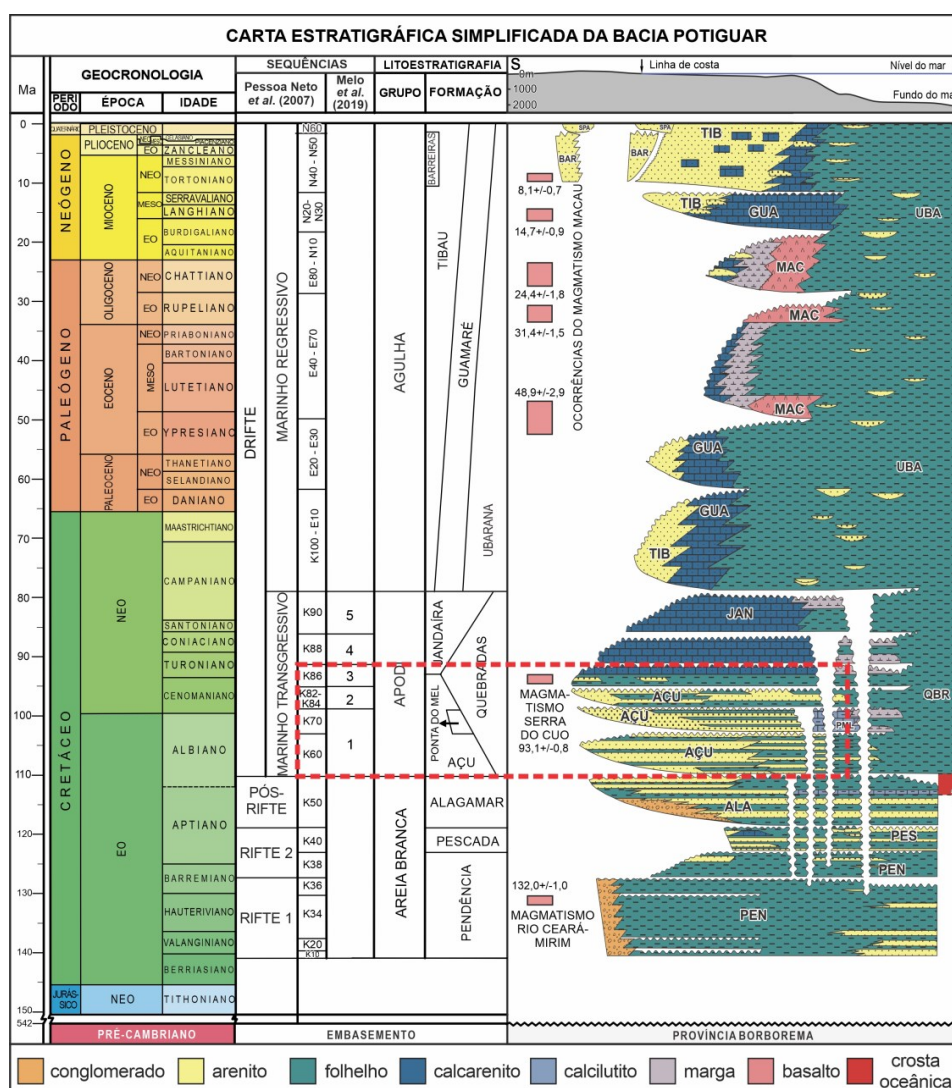


Figura 3.2. Carta estratigráfica da Bacia Potiguar exibindo as seqüências definidas por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019), bem como as unidades litoestratigráficas equivalentes. O intervalo estratigráfico analisado nesta pesquisa está delimitado pelo retângulo vermelho tracejado. Adaptado de Pessoa Neto *et al.* (2007).

3.2 ESTÁGIOS EVOLUTIVOS

3.2.1 Estágio Rifte

O estágio rifte foi associado a um intenso processo de afinamento crustal, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento (Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto *et al.*, 2007). O referido estágio foi subdividido nas fases Rifte I e Rifte II por Pessoa Neto *et al.* (2007; Figura 3.2). Essas divisões equivalem, respectivamente, às fases Sin-Rifte II e Sin-Rifte III de Matos (1992), como também aos estágios Rifte II e Rifte III definidos por Matos *et al.* (2021).

Durante a fase Rifte I (Neoberriasiano – Eobarremiano), esforços distensivos NW-SE resultaram na instalação do “Rifte Potiguar” na região emersa da bacia, o qual integra o Sistema de Riftes do Nordeste do Brasil. O “Rifte Potiguar” emerso é composto por uma série de grábens e altos do embasamento orientados NE-SW, que são controlados pelos sistemas de falhas de Carnaubais, Apodi, Baixa Grande e Areia Branca (Figura 3.1). Além disso, esse rifte emerso é bordejado por duas plataformas do embasamento, sendo elas: Aracati (a oeste) e Touros (a leste; Figura 3.1; Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000; Matos *et al.*, 2021).

A fase Rifte II (Neobarremiano–Eoaptiano), por sua vez, foi caracterizada pela transição dos processos deformacionais atuantes na abertura da margem leste, para aqueles relacionados à ruptura da margem equatorial. Ao longo desta margem, na região da Bacia Potiguar, predominaram condições transtracionais dextrais, associadas a um campo distensivo aproximadamente E-W (Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos *et al.*, 2021). Na referida bacia, esse período é marcado pela interrupção da sedimentação e do rifteamento na porção *onshore*, e o início da atuação desses processos na região *offshore* em grábens submersos orientados NW-SE (Figura 3.1). Tais grábens foram individualizados principalmente por falhas de transferência NW-SE (falhas de Ubarana e Pescada) que foram geradas na fase Rifte I e reativadas nesta fase (Figura 3.1; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000; Matos *et al.*, 2021).

O preenchimento dos grábens originados durante o estágio Rifte foi atribuído à uma supersequência homônima que, em termos litoestratigráficos, equivale às formações Pendência e Pescada, cuja sedimentação se deu através de sistemas flúvio-deltaicos, lacustres e de leques aluviais (Figura 3.2). Os depósitos atribuídos à Formação Pendência são encontrados sobretudo nos grábens *onshore* (fase Rifte I; Figuras 3.1 e 3.2), contudo há registro desses depósitos nos grábens *offshore* (fase Rifte II; Figuras 3.1 e 3.2). Diferentemente, as sucessões relacionadas à Formação Pescada são restritas às estruturas grabeniformes submersas (fase Rifte II; Figuras 3.1 e 3.2; Souza, 1982; Araripe

& Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Soares & Rossetti, 2005). Os depósitos do estágio Rifte ainda foram seccionados por diques de diabásio toleítico E-W relacionados ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim (Figura 3.2; Araripe & Feijó, 1994; Souza *et al.*, 2003).

3.2.2 Estágio Pós-rifte

O estágio pós-rifte decorreu entre o Aptiano e o início do Albiano, sucedendo as fases de intenso afinamento crustal intrínsecas ao estágio Rifte (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Esse período foi caracterizado por uma tectônica relativamente calma, marcada por mecanismos de subsidência termal, devido ao resfriamento da crosta previamente aquecida (Pessoa Neto, 2003). Isso permitiu o desenvolvimento de uma sucessão transicional na Bacia Potiguar (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992).

Nesse estágio, ocorreu a passagem gradual de sistemas continentais para sistemas marinhos, os quais retratam a deposição da Supersequência Pós-Rifte que, no âmbito litoestratigráfico, corresponde à Formação Alagamar (Figura 3.2; Pessoa Neto *et al.*, 2007). A deposição foi inicialmente dominada por uma sedimentação siliciclástica derivada de sistemas flúvio-deltaicos, cujos litotipos estão inclusos dos membros Canto do Amaro e Upanema (Figura 3.2). Consecutivamente, houve um afogamento progressivo desses depósitos flúvio-deltaicos pelas sucessões de ambiente marinho nerítico do Membro Galinhos (Figura 3.2). A máxima inundação desse período foi evidenciada pela sedimentação das Camadas Ponta do Tubarão (CPT; Figura 3.2; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007). A Formação Alagamar, juntamente com as formações Pendência e Pescada, compõe o Grupo Areia Branca (Figura 3.2).

3.2.3 Estágio Drifte

A partir do Eoalbiano até o Pleistoceno, as taxas de subsidência foram mais modestas, sendo controladas principalmente por mecanismos termais e isostáticos (Bertani *et al.*, 1990). Tal configuração proporcionou, em um contexto de mar aberto, a sedimentação da Supersequência Drifte, que foi subdividida em sequências marinhas transgressivas e marinhas regressivas (Figuras 3.1 e 3.2; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Pessoa Neto, 2003).

3.2.3.1 Sequências marinhas transgressivas

Conforme Pessoa Neto *et al.* (2007), seis sequências marinhas transgressivas (K60, K70, K82-K84, K86, K88 e K90) foram depositadas entre o Eoalbiano e o Eocampaniano (Figura 3.2).

Recentemente, analisando o mesmo intervalo estratigráfico, Melo *et al.* (2019) identificaram cinco seqüências de terceira ordem e as subdividiram em tratos de sistemas (Figura 3.2). Em tese, as seqüências reconhecidas por Melo *et al.* (2019) coincidem com àquelas definidas por Pessoa Neto *et al.* (2007), com exceção da seqüência mais antiga (Albiano) que agrupa as seqüências K60 e K70 propostas por Pessoa Neto *et al.* (2007); Figura 3.2). Ademais, o intervalo estudado neste trabalho abrange as seqüências K60, K70, K82-K84 e K86 de Pessoa Neto *et al.* (2007), como também as seqüências 1, 2 e 3 de Melo *et al.* (2019; Figura 3.2).

As seqüências marinhas transgressivas englobam os depósitos de quatro formações que são reunidas no Grupo Apodi, sendo elas: Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra (Figura 3.2; Pessoa Neto *et al.*, 2007). A Formação Açú teve a sua deposição entre o Eoalbiano e o Cenomaniano (Figura 3.2; Pessoa Neto *et al.*, 2007) e foi formalizada por Sampaio & Schaller (1968), os quais reconheceram dois membros clásticos na referida unidade. Os depósitos dessa formação são representados por arenitos intercalados com folhelhos, argilitos e siltitos (Araripe & Feijó, 1994). Esses litotipos recobrem discordantemente os depósitos relacionados à Formação Alagamar e às rochas do embasamento cristalino, são sobrepostos pelas rochas carbonáticas da Formação Jandaíra e encontram-se interdigitados com as sucessões das formações Ponta do Mel e Quebradas (Figura 3.2; Araripe & Feijó, 1994).

Em seu trabalho clássico, Vasconcelos *et al.* (1990) subdividiram os depósitos da Formação Açú em quatro unidades operacionais: Açú-1, Açú-2, Açú-3 e Açú-4. Segundo esses autores, a unidade Açú-1 teria sido depositada a partir de sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados, ao passo que as unidades Açú-2 e Açú-3 estariam associadas a um sistema fluvial entrelaçado que transiciona para um fluvial meandrante em direção ao topo das unidades. A unidade Açú-4, por sua vez, compreenderia depósitos originados por sistemas estuarinos a marinhos rasos. A arquitetura deposicional da unidade Açú-3 foi enfatizada na pesquisa de Menezes (2004), que propôs um sistema fluvial meandrante grosso para esses depósitos. Já, os estudos realizados por Bagnoli (1993), Castro (1993), Reyes Pérez (2003) e Costa *et al.* (2014) se preocuparam com a caracterização detalhada da porção mais superior da Formação Açú (Açú-4) e a sua passagem para a Formação Jandaíra. O trabalho de Castro (1993), em especial, permitiu a interpretação de uma planície costeira formada por sistemas aluvial, de planície de maré, estuarino e marinho, para a porção superior da Formação Açú.

Durante o Neoalbiano, houve a implantação de uma plataforma carbonática restrita e com borda que deu origem às rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel, definindo uma estreita faixa

de ocorrência próxima à borda de plataforma atual e paralela à costa (Figura 3.2; Tibana & Terra, 1981). A partir de uma análise faciológica dessas rochas carbonáticas, Tibana & Terra (1981) definiram associações de fácies de plataforma rasa, planície de maré e mar aberto para a referida formação. Em direção ao continente, as sucessões carbonáticas da Formação Ponta do Mel interdigitam-se com os depósitos siliciclásticos da Formação Açú (Figura 3.2; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994). Recentemente, os litotipos da Formação Ponta do Mel foram incluídos na sequência Albiana-Cenomaniana estabelecida por Alves de Medeiros & Córdoba (2020).

A ampla plataforma/rampa carbonática dominada por maré, associada à Formação Jandaíra (Turoniano–Eocampaniano), foi consolidada acima dos depósitos da Formação Açú, após um importante evento transgressivo que marcou a passagem do Cenomaniano para o Turoniano (Figura 3.2; Tibana & Terra, 1981; Araripe & Feijó, 1994; Lana, 1997; Córdoba, 2001; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Os depósitos da Formação Jandaíra foram analisados detalhadamente por Córdoba (2001) que, empregando dados sísmicos, de poços e afloramentos, reconheceu sete sequências deposicionais de mais alta frequência, agrupadas em três sequências compostas de menor ordem.

Concomitantemente à deposição das formações Açú, Ponta do Mel e Jandaíra, houve a sedimentação das sucessões predominantemente pelíticas incluídas na Formação Quebradas. Em direção ao continente, os litotipos dessa formação se interdigitam lateralmente com aqueles pertencentes às outras formações do Grupo Apodi (Figura 3.2). O arcabouço deposicional da Formação Quebradas foi relacionado a sistemas plataformais, de talude e marinho profundo (Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

3.2.3.2 Sequências marinhas regressivas

O limite entre as sequências marinhas transgressivas e regressivas é dado pela Discordância pré-Ubarana ou do Campaniano superior, que tem a sua gênese atribuída a um importante evento erosivo ocorrido durante o Neocampaniano (Figura 3.2). Esse evento erosivo foi associado a um soerguimento termal na bacia que, segundo os estudos a partir traços de fissão em apatita de Moraes Neto (1999) e Moraes Neto *et al.* (2009), poderia estar associado a processos litosféricos pós-distensionais, amplificados por um *underplating* magmático crustal (Frañolin & Szatmari, 1987; Bertani *et al.*, 1990; Cremonini, 1996; Jardim de Sá *et al.*, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Após o evento erosivo, iniciou-se na bacia um grande período regressivo, caracterizado pela deposição das sequências marinhas regressivas. Pessoa Neto *et al.* (2007) identificou sete sequências

deposicionais para todo este intervalo (Figura 3.2). Cunha *et al.* (2021), por sua vez, subdividiu o intervalo regressivo em cinco sequências deposicionais, empregando dados sísmicos e de poços.

O intervalo marinho regressivo tem a sua litoestratigrafia definida pelo Grupo Agulha que é composto pelas formações Tibau, Guamaré, Ubarana e Barreiras (Figura 3.2). A Formação Barreiras compreende depósitos originados a partir de sistemas fluviais, de leques aluviais e costeiros. Os depósitos dessa formação interdigitam-se com aqueles da Formação Tibau (Figura 3.2), depositados por sistemas de leques costeiros. Em direção às porções mais baciais, os depósitos da Formação Tibau gradam para uma plataforma carbonática atribuída à Formação Guamaré (Figura 3.2). Na região mais distal dessa configuração plataforma-talude-bacia, foi depositada uma espessa seção de pelitos relacionada à Formação Ubarana, que retrata uma deposição em um contexto de talude e bacia (Figura 3.2; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994).

ARTIGO 1

Capítulo 4

4 ARTIGO 1 (submetido à revista *Geologia USP - série científica*)**Estratigrafia e sistema petrolífero dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açú, Campo de Caraúna, Albo-Cenomaniano da Bacia Potiguar**

Stratigraphy and petroleum system of fluvial to shallow marine deposits of the Açú Formation, Caraúna Field, Albian-Cenomanian of the Potiguar Basin

Estratigrafia da Formação Açú, Bacia Potiguar

João Augusto de Oliveira CUNHA^{a,*}, Valéria Centurion CÓRDOBA^b, Debora do Carmo SOUSA^b,
Claiton Marlon dos Santos SCHERER^c

^a Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil.

^b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil.

^c Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil

* Autor correspondente. Endereço atual: Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo I, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, Lagoa Nova, Caixa Postal 1596, CEP 59078-970, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil. Tel.: +55 (084) 3342-2332 (Ramal 325). E-mails: joao.cunha.090@ufrn.edu.br (João Augusto de Oliveira Cunha – ORCID <https://orcid.org/0000-0001-7148-5170>), valeria.cordoba@ufrn.br (Valéria Centurion Córdoba – ORCID <https://orcid.org/0000-0002-1836-4967>), debora.sousa@ufrn.br (Débora do Carmo Sousa – ORCID <https://orcid.org/0000-0003-1079-5938>), claiton.scherer@ufrgs.br (Claiton Marlon dos Santos Scherer – ORCID <https://orcid.org/0000-0002-7520-1187>)

RESUMO

A Formação Açú, unidade estratigráfica albo-cenomaniana da Bacia Potiguar, corresponde a uma sucessão siliciclástica depositada a partir de sistemas fluviais, deltaicos, estuarinos e marinhos rasos. Os depósitos dessa unidade são especialmente importantes, uma vez que eles detêm cerca de 70% das reservas de hidrocarbonetos da bacia. Nesse contexto, a principal finalidade desta pesquisa constitui

a definição do arcabouço da estratigrafia de seqüências e do sistema petrolífero dos depósitos da Formação Açu, no campo de Caraúna. Para isto, foram utilizados dados sísmicos 2D e 3D, além de dados de 15 poços de sondagem. Os registros de indícios de hidrocarbonetos em amostras de calha, nos testes de formação e nas análises químicas de cinco poços, aliados à aplicação de atributos sísmicos em uma seção composta, que passa por esses poços, permitiram elaborar uma discussão acerca dos aspectos petrolíferos da área. As interpretações sismoestratigráficas, concatenadas com a análise dos perfis geofísicos e litológicos dos poços, levaram ao reconhecimento de onze horizontes sísmicos representativos de superfícies estratigráficas (discordâncias subaéreas, superfícies de inundação e de regressão máximas). Esses horizontes limitam três seqüências deposicionais (denominadas 1, 2 e 3), como também subdividem, cada qual, em três tratos de sistemas: de nível baixo, transgressivo e de nível alto. Internamente a essas unidades, ainda foram reconhecidas três sismofácies (A, B e C), tendo em vista os diferentes padrões exibidos pelos refletores. Os depósitos albianos da Seqüência Depositional 1, em particular, apresentam uma importância significativa na configuração do sistema petrolífero do campo de Caraúna.

ABSTRACT

The Açu Formation, an Albian-Cenomanian stratigraphic unit of the Potiguar Basin, corresponds to a siliciclastic succession deposited by fluvial, deltaic, estuarine, and shallow marine systems. The deposits of this unit are particularly important, as they hold about 70% of the hydrocarbon reserves in the basin. In this context, this research aims to define the framework of sequence stratigraphy and the petroleum system of the Açu Formation deposits in the Caraúna field. For this, 2D and 3D seismic data, along with data from 15 drilling wells, were used. The records of hydrocarbon indicators in drill cuttings, formation testing, and chemical analyses from five wells, combined with the application of seismic attributes in a composite section passing through these wells, allowed for the development of a discussion about the petroleum aspects of the area. The seismic stratigraphic interpretations, combined with the analysis of geophysical and lithological profiles from the wells, led to the recognition of 11 seismic horizons representing stratigraphic surfaces (subaerial unconformities, maximum flooding surfaces, and maximum regressive surfaces). These horizons define three depositional sequences (referred to as 1, 2, and 3), and each sequence is further subdivided into three system tracts: lowstand, transgressive, and highstand. Within these units, three seismic facies (A, B, and C) were also identified, considering the different patterns exhibited by the reflectors. The Albian

deposits of Depositional Sequence 1, in particular, hold significant importance in the framework of the petroleum system of the Caraúna field.

Palavras-chave: Formação Açu; Bacia Potiguar; Margem Equatorial; Estratigrafia de Sequências; Sistema Petrolífero; Sismoestratigrafia

Keywords: Açu Formation; Potiguar Basin; Equatorial Margin; Sequence Stratigraphy; Petroleum System; Seismic Stratigraphy

1. INTRODUÇÃO

A Formação Açu abrange uma sucessão de rochas siliciclásticas, depositada na Bacia Potiguar entre o Eoalbiano e o Cenomaniano, por meio de sistemas continentais a marinhos rasos (Vasconcelos *et al.*, 1990; Castro, 1993; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Essa formação representa a unidade de maior importância econômica da bacia, tendo em vista que os seus litotipos concentram cerca de 70% das suas reservas de hidrocarbonetos (Bertani *et al.*, 1990; Vasconcelos *et al.*, 1990; Gushiken e Siqueira, 2008). Além disso, a referida formação engloba um aquífero de água doce que é amplamente utilizado para abastecimento público, irrigação e uso industrial (Bertani *et al.*, 1990; Melo *et al.*, 2012).

As rochas siliciclásticas da Formação Açu foram amplamente analisadas por diversos pesquisadores ao longo do tempo. Vasconcelos *et al.* (1990) subdividiram os depósitos desta formação em quatro unidades operacionais, sendo elas: Açu-1, Açu-2, Açu-3 e Açu-4. Os estudos realizados por Bagnoli (1993), Lana (1997), Castro (1993), Reyes Pérez (2003), Santos (2009), Garcia (2014) e Costa *et al.* (2014) concentraram-se na caracterização da porção superior da Formação Açu (Açu-4) e a sua passagem para a Formação Jandaíra. Os trabalhos mais recentes de Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019) focaram principalmente na proposição de um arcabouço cronoestratigráfico para o intervalo compreendido entre o Eoalbiano e o Neocampaniano.

A maioria desses trabalhos teve por objetivo uma análise sedimentológica e estratigráfica com base em dados de afloramentos, testemunhos e perfis geofísicos. As pesquisas com abordagem sísmica ainda são escassas. Ademais, a maior parte dos autores deteve-se ao estudo da porção superior da Formação Açu, bem como a sua passagem para os depósitos carbonáticos da Formação Jandaíra.

Assim, ainda há uma carência de pesquisas envolvendo a caracterização do arcabouço deposicional, a evolução estratigráfica e o sistema petrolífero da seção inferior da referida formação.

Neste estudo, serão utilizados dados sísmicos (2D e 3D) e de poços, nas adjacências do Campo de Caraúna, com o objetivo de entender o arcabouço estratigráfico e o sistema petrolífero dos depósitos albo-cenomanianos da Bacia Potiguar nessa região. Para esse propósito, a pesquisa enfocará no (i) mapeamento de superfícies estratigráficas e unidades da estratigrafia de sequências; (ii) na compreensão do processo evolutivo desses depósitos, e (iii) na investigação da relação existente entre a configuração deposicional dessas unidades e o sistema petrolífero da área. Embora o alvo da pesquisa seja a Formação Açu, a análise também incluirá as sucessões basais da Formação Jandaíra, de idade eoturoniana a mesoturoniana, uma vez que se encontram geneticamente ligadas à porção superior da Formação Açu.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Potiguar está situada no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira e compreende segmentos emersos e submersos que somam uma área de 48.000 km² (Figura 1; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Essa bacia é delimitada, a noroeste, pelo Alto de Fortaleza, que marca a separação da Bacia do Ceará. O Alto de Touros define, a leste, o limite com a Bacia Pernambuco-Paraíba. Os limites norte e sul, por sua vez, são conferidos, respectivamente, à cota batimétrica de - 2.000 m e ao contato com as rochas cristalinas da Província Borborema (Figura 1; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

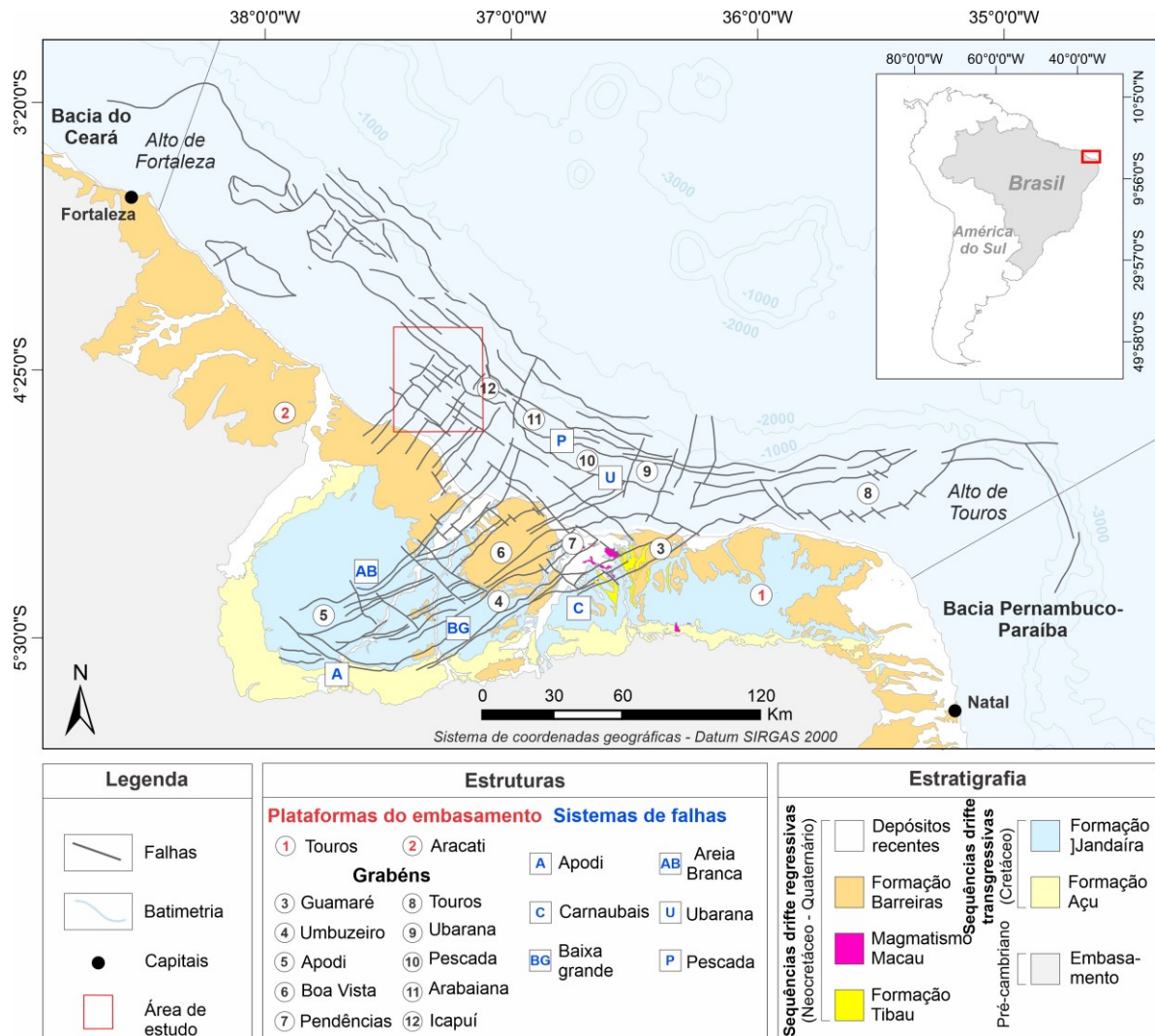


Figura 1. Mapa geológico apresentando as unidades litoestratigráficas aflorantes, as principais feições estruturais e os limites da Bacia Potiguar. A confecção deste mapa contou com uma base de dados disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As informações acerca das estruturas foram obtidas em Françaolin e Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) e Pessoa Neto (1999). A área de estudo está representada pelo retângulo em vermelho.

A gênese da Bacia Potiguar esteve associada ao processo de ruptura do supercontinente *Gondwana* durante o Eocretáceo, o qual foi responsável inicialmente pela instalação de um rifte na região *onshore*. Posteriormente, o processo de rifteamento migrou para a região *offshore* e culminou com a implantação de uma margem passiva (Figura 1; Matos, 1992; Lopes *et al.*, 2018; Leopoldino Oliveira *et al.*, 2018). O processo evolutivo transcorreu entre o Eocretáceo e o Holoceno e pode ser subdividido em três estágios tectonossedimentares distintos: Rifte, Pós-rifte e Drifte. Ao longo desses estágios, foram depositadas três supersequências homônimas que definem o preenchimento sedimentar da bacia (Figura 2; Bertani *et al.* 1990; Pessoa Neto 1999; Pessoa Neto *et al.* 2007).

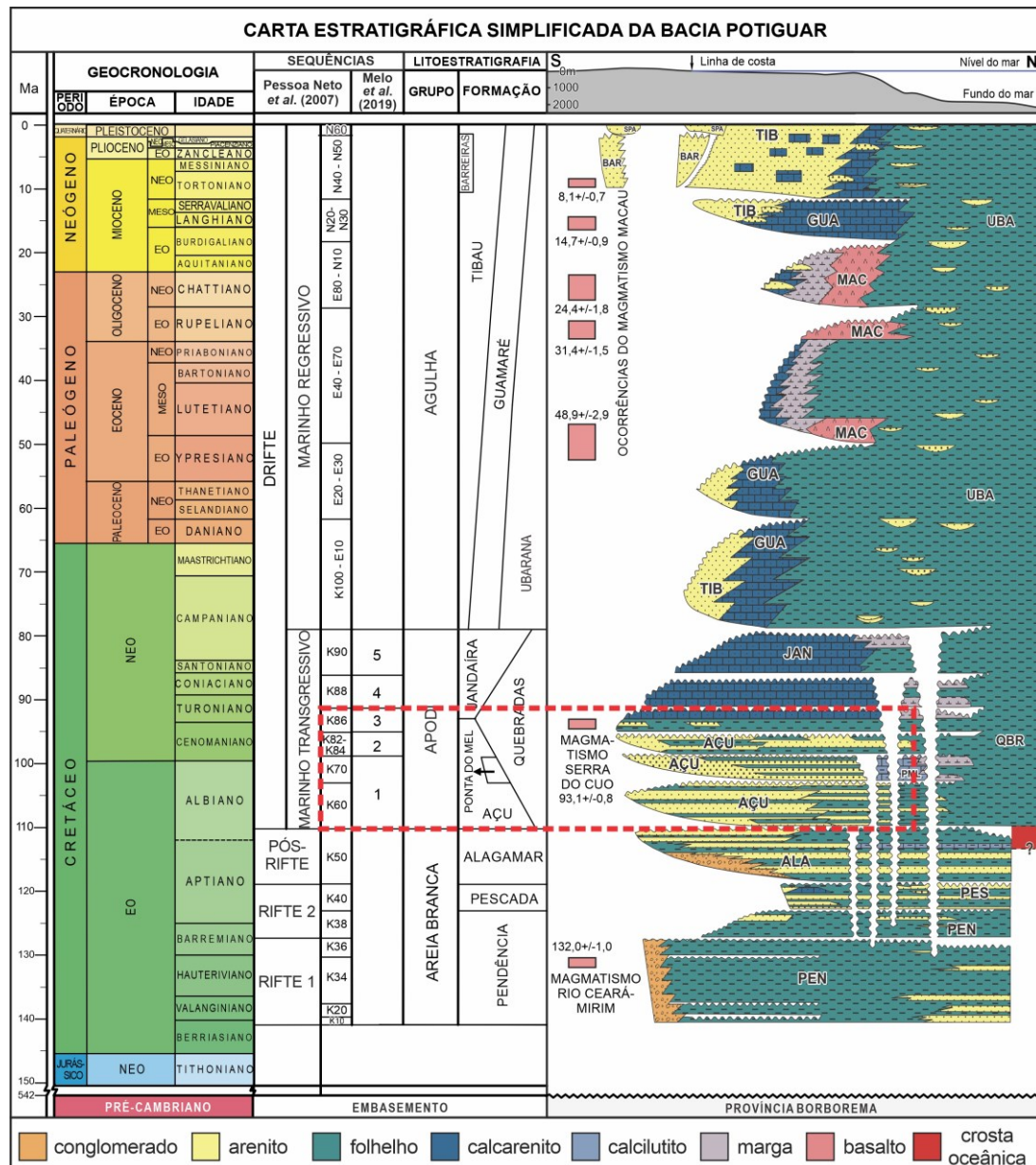


Figura 2. Carta estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar exibindo as sequências definidas por Pessoa Neto et al. (2007) e Melo et al. (2019), bem como as unidades litoestratigráficas equivalentes. O intervalo estratigráfico analisado neste trabalho está delimitado pelo retângulo vermelho tracejado. Adaptado de Pessoa Neto et al. (2007).

O estágio rifte (Neoberriasiano – Eoaptiano) foi relacionado a um intenso processo de afinamento crustal, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento (Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Nesse estágio, a atuação de falhamentos com rejeitos significativos gerou diversos grabéns e altos estruturais, tanto na região *onshore*, quanto na porção *offshore* da bacia (Figura 1; Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000; Matos *et al.*, 2021). Os grabéns, em especial, tiveram o seu preenchimento atribuído à Supersequência Rifte que, em

termos litoestratigráficos, equivale às formações Pendência e Pescada, cuja sedimentação se deu através de sistemas flúvio-deltaicos, lacustres e de leques aluviais (Figura 2; Souza, 1982; Araripe e Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Soares e Rossetti, 2005).

Durante o estágio pós-rifte (Aptiano – Albiano), prevaleceu uma tectônica relativamente calma, marcada por mecanismos de subsidência termal, devido ao resfriamento da crosta previamente aquecida (Pessoa Neto, 2003). Tal configuração possibilitou a passagem gradual de sistemas continentais para sistemas marinhos, os quais retratam a deposição da Supersequência Pós-Rifte que, no âmbito litoestratigráfico, corresponde à Formação Alagamar (Figura 2; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

O estágio drifte transcorreu em um período que vai do Eoalbiano ao Pleistoceno e foi marcado por taxas de subsidência mais modestas, controladas principalmente por mecanismos termais e isostáticos (Bertani *et al.*, 1990). Tal configuração proporcionou, em um contexto de mar aberto, a sedimentação da Supersequência Drifte, que pode ser subdividida em sequências marinhas transgressivas e marinhas regressivas (Figuras 1 e 2; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Pessoa Neto, 2003).

Pessoa Neto *et al.* (2007) individualizaram seis sequências marinhas transgressivas (K60, K70, K82-K84, K86, K88 e K90), que foram depositadas entre o Eoalbiano e o Eocampaniano (Figura 2). Recentemente, analisando o mesmo intervalo estratigráfico, Melo *et al.* (2019) identificaram cinco sequências de terceira ordem e as subdividiram em tratos de sistemas (Figura 2). O intervalo estudado neste trabalho abrange as sequências K60, K70, K82-K84 e K86 de Pessoa Neto *et al.* (2007), como também as sequências 1, 2 e 3 de Melo *et al.* (2019; Figura 2). As sequências marinhas transgressivas englobam os depósitos de quatro formações que são reunidas no Grupo Apodi, sendo elas: Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra (Figura 2; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

A Formação Açú teve a sua deposição entre o Eoalbiano e o Cenomaniano (Figura 2; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Os depósitos dessa formação são representados por arenitos intercalados com folhelhos, argilitos e siltitos (Araripe e Feijó, 1994). Esses litotipos recobrem discordantemente os depósitos relacionados à Formação Alagamar e às rochas do embasamento cristalino, são sobrepostos pelas rochas carbonáticas da Formação Jandaíra e encontram-se interdigitados com as sucessões das formações Ponta do Mel e Quebradas (Figura 2; Araripe e Feijó, 1994). Em seu trabalho clássico, Vasconcelos *et al.* (1990) subdividiram os depósitos da Formação Açú em quatro unidades operacionais: Açú-1, Açú-2, Açú-3 e Açú-4. Segundo esses autores, a unidade Açú-1 teria sido depositada a partir de sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados, ao passo que as unidades Açú-2 e Açú-3 estariam associadas a um sistema fluvial entrelaçado que transiciona para um fluvial

meandrade em direção ao topo das unidades. A unidade Açú-4, por sua vez, compreenderia depósitos originados por sistemas estuarinos a marinhos rasos.

Durante o Neoalbiano, houve a implantação de uma plataforma carbonática restrita e com borda que deu origem às rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel, definindo uma estreita faixa de ocorrência próxima a borda da plataforma atual e paralela à costa (Figura 2; Tibana e Terra, 1981). A partir de uma análise faciológica dessas rochas carbonáticas, Tibana e Terra (1981) definiram associações de fácies de plataforma rasa, planície de maré e mar aberto para a referida formação.

A ampla plataforma/rampa carbonática dominada por maré, referente à Formação Jandaíra (Turoniano–Eocampaniano), foi consolidada acima dos depósitos da Formação Açú, após um importante evento transgressivo que marcou a passagem do Cenomaniano para o Turoniano (Figura 2; Tibana e Terra, 1981; Araripe e Feijó, 1994; Lana, 1997; Córdoba, 2001; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Concomitantemente à deposição das formações Açú, Ponta do Mel e Jandaíra, houve a sedimentação das sucessões predominantemente pelíticas incluídas na Formação Quebradas. Em direção ao continente, os litotipos dessa formação se interdigitam lateralmente com aqueles pertencentes às outras formações do Grupo Apodi (Figura 2). O arcabouço deposicional da Formação Quebradas foi relacionado a sistemas plataformais, de talude e marinho profundo (Souza, 1982; Araripe e Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Após um expressivo evento erosivo, retratado pela Discordância do Campaniano superior, iniciou-se um período regressivo na bacia, caracterizado pela deposição das sequências marinhas regressivas (Figura 2; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Cunha *et al.*, 2021). O intervalo marinho regressivo tem a sua litoestratigrafia definida pelo Grupo Agulha que é composto pelas formações Tibau, Guamaré, Ubarana e Barreiras (Figura 2). A Formação Barreiras compreende depósitos originados a partir de sistemas fluviais, de leques aluviais e costeiros. Os depósitos dessa formação interdigitam-se com aqueles da Formação Tibau (Figura 2), depositados por sistemas de leques costeiros. Em direção às porções mais baciais, os depósitos da Formação Tibau gradam para uma plataforma carbonática atribuída à Formação Guamaré (Figura 2). Na região mais distal dessa configuração plataforma-talude-bacia, foi depositada uma espessa seção de pelitos relacionada à Formação Ubarana, que retrata uma deposição em um contexto de talude e bacia (Figura 2; Souza, 1982; Araripe e Feijó, 1994).

3. DADOS E MÉTODOS

3.1 Base de dados

A base de dados compreende um levantamento sísmico 3D (0247_ARACATI_06A), oito linhas sísmicas do levantamento R003_GRAND_NORTH (606 km de comprimento) e sete linhas sísmicas do levantamento 0068_CEARA_3A (236 km de comprimento; Figura 3). As linhas sísmicas foram utilizadas como dados auxiliares para a interpretação do dado sísmico 3D. Todos os dados sísmicos passaram pelo processo de migração pós-stack no domínio do tempo e encontram-se distribuídos nas regiões de plataforma, central e noroeste, da Bacia Potiguar (Figura 3).

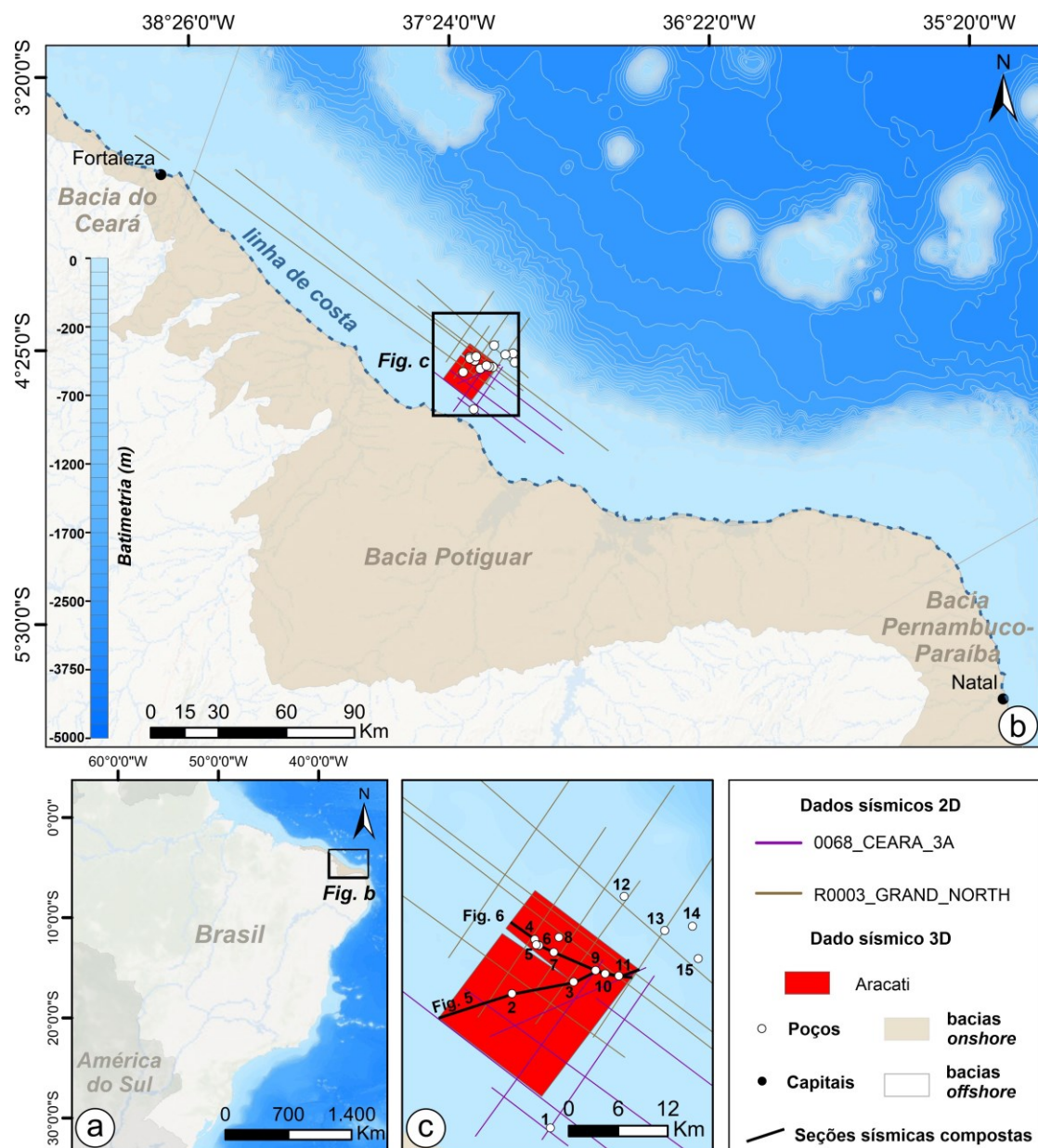


Figura 3. (a) Mapa de localização apresentando a Bacia Potiguar no contexto do território brasileiro. Em (b) e (c), tem-se a distribuição dos dados sísmicos (2D e 3D) e de poços utilizados na pesquisa, os quais estão distribuídos na região offshore da Bacia Potiguar. Os arquivos vetoriais referentes aos limites territoriais, à batimetria e à área das bacias

sedimentares foram fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Já, os shapefiles dos dados sísmicos e de poços foram obtidos no sítio eletrônico da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

As frequências dominantes dos levantamentos são, respectivamente, 22 Hz, 24 Hz e 17 Hz. Já, a velocidade sísmica média obtida a partir dos dados de poços foi de 2567.69 m/s. Os valores das frequências (f) e da velocidade sísmica (v) foram empregados na fórmula $v = \lambda.f$ para a obtenção dos comprimentos de onda (λ). Esses comprimentos de onda, por sua vez, foram utilizados para calcular as resoluções verticais de cada levantamento, haja vista que a resolução vertical corresponde a um quarto do comprimento de onda (Simm e Bacon, 2014). As resoluções encontradas foram de 29 m para o dado 0247_ARACATI_06A, de 28 m para o levantamento R003_GRAND_NORTH e de 38 m para o dado 0068_CEARA_3A. No dado 0247_ARACATI_06A, a distância entre as *inlines* é de 27,34 m, ao passo que as *crosslines* estão distantes 13,33 m. O intervalo de amostragem dos levantamentos é de 4 s.

Além dos levantamentos sísmicos, foram utilizados dados de 15 poços de sondagem (Figura 3). Esses dados incluíram a suíte básica de perfis geofísicos (raio gama, sônico, densidade, porosidade neutrão e resistividade) e a sua interpretação litológica. Em alguns dos poços, ainda é possível encontrar dados de *checkshot*, descrições de amostras de calha, registros de testes de formação e de análises químicas de hidrocarbonetos, informações bioestratigráficas, cronoestratigráficas e sobre o posicionamento de algumas discordâncias (Tabela 1).

A base de dados utilizada na pesquisa foi disponibilizada pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), por meio da política de cessão de dados de forma gratuita para instituições de pesquisa.

Poço	Nome original do poço	Dados digitais dos perfis geofísicos					Interpretação litológica	Perfis <i>checkshot</i>	Litoestratigrafia	Cronoestratigrafia	Bioestratigrafia	Discordâncias
		GR	DT	RHOB	NPHI	Resistividade						
1	1-BRSA-81D-CES	X	X	X	X	X (MSFL)	X		X	X		X
2	1-CES-141-CE	X	X	X		X (MSFL)	X	X	X			
3	1-CES-140-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X			
4	3-CES-124-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X			X
5	3-CES-130-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X			X

6	1-CES-118-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X	X
7	3-CES-125-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X	
8	4-CES-126-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X	X
9	3-CES-139-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X		X	
10	1-CES-127-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM e ILD)	X	X	X	X
11	1-CES-105-CE	X	X	X	X	X (MSFL e ILD)	X		X	X
12	1-CES-85A-CE						X	X	X	X
13	1-RNS-10A-RN	X	X	X		X (ILD)	X		X	X
14	1-CES-117-CE	X	X	X	X	X (LLD e LLS)	X	X	X	
15	1-RNS-8-RN	X	X			X (ILD)	X		X	X

Tabela 1. Tabela apresentado os dados e as principais informações contidas nos arquivos dos 15 poços de sondagem utilizados na pesquisa.

3.2 Métodos

A primeira etapa do trabalho consistiu no carregamento dos dados sísmicos (2D e 3D) e de poços no *software* Petrel (2017). A amarração sísmica-poço foi realizada a partir de perfis de *checkshot*, como também por meio da construção de sismogramas sintéticos (Figura 4). Os perfis de *checkshot* correspondem a um dado sísmico de poço que fornece os tempos que as ondas sísmicas levam para atingir determinadas profundidades. Esses dados de tempo e profundidade foram inseridos no *software* para estabelecer uma correlação entre o dado de poço e o dado sísmico. Além disso, os perfis de densidade e sônico dos poços foram empregados na construção de sismogramas sintéticos, os quais são constituídos por traços sísmicos sintéticos. Esses traços sintéticos foram comparados com os traços sísmicos do dado real, permitindo um melhor ajuste entre os dados de poços e os dados sísmicos.

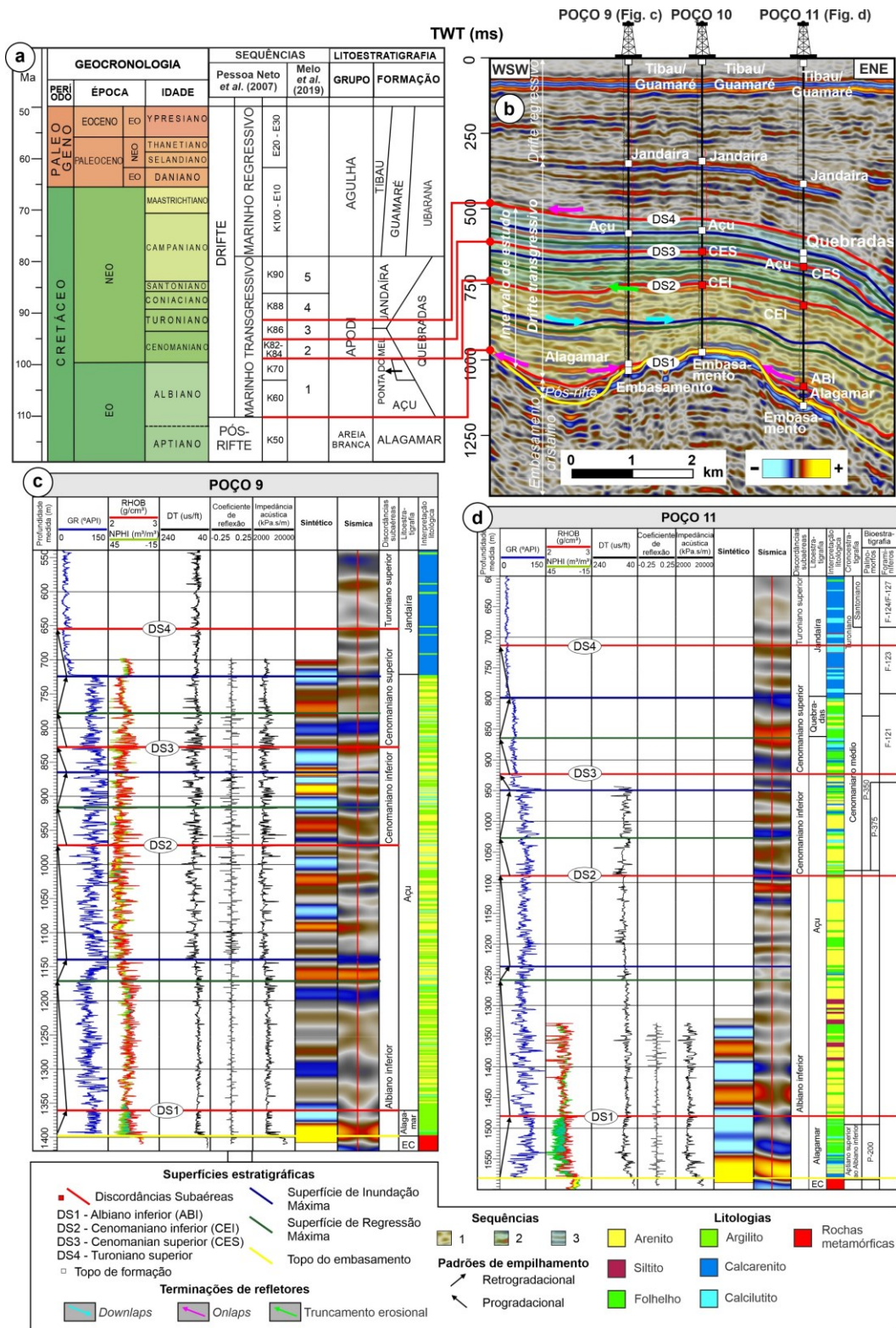


Figura 4. (a) Carta estratigráfica simplificada do Aptiano ao Eoceno da Bacia Potiguar apresentando a correlação entre as discordâncias subaéreas identificadas neste trabalho e aquelas reconhecidas por Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019). (b) Linha sísmica apresentando as onze superfícies estratigráficas (topo do embasamento, discordâncias subaéreas, superfícies de inundação máxima e de regressão máximas) reconhecidas no trabalho. As informações dos poços 9 e 11, amarrados na linha sísmica da figura (b), estão detalhados nas figuras (c) e (d). Entre essas informações estão os perfis de raio gama (GR), densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT); os dados cronoestratigráficos e

bioestratigráficos; os perfis litológicos e os topos das formações. As superfícies estratigráficas e os padrões de empilhamentos estratal identificados também estão retratados na figura. Ademais, as figuras (c) e (d) incluem os sismogramas sintéticos utilizados na amarração dos poços na sísmica e os dados de coeficiente de reflexão e de impedância acústica que foram gerados durante o referido processo.

Após o carregamento dos dados no *software*, deu-se início à análise sismoestratigráfica, que foi fundamentada na abordagem metodológica cunhada por Mitchum e Vail (1977), Mitchum *et al.* (1997) e Vail *et al.* (1997), no clássico *memoir* 26 da AAPG. Essa análise contou com o auxílio das informações dos poços de sondagem.

A partir da correlação sísmica-poço, foram mapeados onze horizontes sísmicos no intervalo estudado, os quais corresponderam a discordâncias subaéreas (DS), superfícies de inundação máxima (SIM), superfícies de regressão máximas (SRM) e ao topo do embasamento (Figura 4). As discordâncias subaéreas foram reconhecidas através de diversos critérios. No dado sísmico, os critérios empregados foram o caráter erosivo e as terminações de refletores do tipo *onlap*, acima, e truncamento erosional, abaixo dos mesmos (Figura 4). Nos dados de poços, por sua vez, as discordâncias subaéreas foram posicionadas em mudanças no padrão de empilhamento e em quebras nos perfis de raio gama, sônico, densidade e porosidade neutrão (Figura 4). Dez poços ainda trouxeram informações acerca do posicionamento de três discordâncias previamente interpretadas pela Petrobras (Tabela 1; Figura 4). A posição dessas superfícies coincidiu com os limites de zonas bioestratigráficas relacionadas a foraminíferos e palinomorfos (Figura 4) que constam nos trabalhos de Viviers *et al.* (2000), Araripe e Feijó (1994) e Lana (1997).

As SIM's foram identificadas nos poços através de mudanças no padrão de empilhamento, separando um intervalo inferior, com um padrão retrogradacional, de um intervalo superior, caracterizado por um padrão progradacional (Figura 4). No dado sísmico, essas superfícies ainda foram marcadas a partir de terminações dos refletores sobrejacentes em *downlap*. No que concerne às SRM's, estas foram posicionadas na mudança de um padrão de empilhamento progradacional, visto no intervalo inferior, para um padrão retrogradacional, observado no intervalo superior (Figura 4). As mudanças no padrão de empilhamento foram observadas essencialmente nas curvas de raio gama (Figura 4).

As superfícies estratigráficas identificadas limitaram as sequências deposicionais e os tratos de sistemas do intervalo estudado (Figura 4). Conforme Catuneanu (2019), as sequências são definidas por um ciclo de mudança dos padrões de empilhamento estratal, ao passo que os tratos sistemas são caracterizados por um tipo de padrão de empilhamento específico (Van Wagoner *et al.*,

1990). Assim, os tratos de sistemas transgressivo foram relacionados a um padrão retrogradacional, ao passo que os tratos de sistemas de nível baixo e de nível alto foram associados a padrões de empilhamento progradacionais e/ou agradacionais (Figura 4). O trato de sistemas de estágio de queda (ou de regressão forçada, *sensu* Hunt e Tucker, 1992) não foi observado nos dados analisados.

O comportamento dos horizontes relacionados às discordâncias ainda foi analisado através de mapas de tempo sísmico. Além disso, esses horizontes serviram para a geração de mapas de espessura do tempo sísmico das sequências deposicionais, permitindo entender a distribuição sedimentar em cada uma delas.

Posteriormente, o objetivo foi caracterizar as diferentes sismofácies, a partir das propriedades apresentadas pelos refletores, a exemplo da continuidade, frequência, amplitude e configuração (Mitchum e Vail, 1977; Mitchum *et al.*, 1977; Veeken e Van Moerkerken, 2013). Essas sismofácies foram utilizadas para inferências acerca do contexto deposicional das unidades reconhecidas. Nessa etapa, também ocorreu a identificação dos padrões observados nos perfis de raio gama calibrados com os perfis litológicos dos poços de sondagem, sendo eles: funil, sino, cilíndrico, irregular e simétrico. Esses padrões foram interpretados com base nos trabalhos de Hornung e Aigner (1999), Emery e Myers (1996), Rider (1996), Nichols (2009), Miall (2014) e Torrado *et al.* (2020), e serviram para auxiliar, detalhar e/ou corroborar as interpretações deposicionais realizadas a partir da sísmica, com base nos trabalhos de autores prévios.

A etapa seguinte compreendeu a análise dos aspectos petrolíferos da área. Para tal propósito, as descrições de amostras de calha de cada poço foram examinadas e aqueles que apresentaram indícios de hidrocarbonetos foram escolhidos para a construção de uma seção estratigráfica. Uma seção sísmica composta, que passa pelos poços selecionados, também foi gerada. Nessa seção, foram aplicados os atributos de amplitude RMS (Nanda, 2016) e de *sweetness* (Hart, 2008), objetivando ressaltar os possíveis intervalos preenchidos com hidrocarbonetos.

Além disso, os perfis geofísicos (GR, RHOB, NPHI, MSFL, ILD e ILM) foram examinados, de forma integrada, com o objetivo de se avaliar as características dos reservatórios, como também foram utilizados para o cálculo de parâmetros petrofísicos que auxiliaram a avaliação, sendo eles: o volume de argila (V_{sh} ; Stieber, 1970) e a porosidade (Φ ; Rider, 1996; Asquith e Krygowski, 2004a). O primeiro passo para o cálculo do V_{sh} é a determinação do índice de raio gama (I_{GR}), cuja fórmula se baseia no valor de raio gama lido na formação (GR_{log}), o valor de raio gama medido em um arenito

limpo ou em uma rocha carbonática ($GR_{\min}$) e o valor de raio gama medido em um folhelho ($GR_{\max}$; Asquith e Krygowski, 2004a):

$$IGR = GR_{\log} - GR_{\min} / GR_{\max} - GR_{\min}$$

Em seguida, o volume de argila (V_{sh}) foi calculado pela equação de Stieber (1970), empregando o IGR encontrado (Asquith e Krygowski, 2004a):

$$V_{sh} = IGR / 3 - (2 \times IGR)$$

O segundo parâmetro petrofísico calculado foi a porosidade, utilizando os perfis de densidade ($RHOB$). Essa porosidade (Φ_D) pode ser calculada a partir da densidade matriz rochosa (ρ_{ma}), a densidade lida no perfil (densidade total ou ρ_b) e a densidade do fluido (ρ_f ; Rider, 1996; Asquith e Krygowski, 2004b).

$$\Phi_D = \rho_{ma} - \rho_b / \rho_{ma} - \rho_f$$

Após o cálculo dessa porosidade, foi necessário aplicar uma correção para remover o efeito da argila. As duas equações aplicadas foram a de Dewan (1983) e a de Schlumberger (1975). Ambas equações empregam a porosidade medida através do perfil de densidade (Φ_D), o valor dessa porosidade associado a uma camada de folhelho (Φ_{Dshale}) e o volume de argila (V_{sh}):

$$\text{Schlumberger (1975): } \Phi_{Dcor} = \Phi_D - [(\Phi_{Dsh}/0,45) \times 0,13 \times V_{sh}]$$

$$\text{Dewan (1983): } \Phi_{Dcor} = \Phi_D - V_{sh} \times \Phi_{Dsh}$$

A última etapa do trabalho compreendeu a integração dos resultados obtidos, a qual resultou na construção de um modelo evolutivo para os depósitos analisados, como também na elaboração do arcabouço do sistema petrolífero presente na área de estudo.

4. RESULTADOS

Os diferentes padrões de refletores observados no dado sísmico possibilitaram o reconhecimento de três sismofácies: A, B e C (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b). A análise estratigráfica, por sua vez, permitiu a identificação de quatro discordâncias subaéreas (DS) que individualizaram três sequências deposicionais (Figuras 5a, 5c, 6a, 6c, 7 e 8). As discordâncias 1, 2 e 3 coincidiram, respectivamente, com o posicionamento das discordâncias do Albiano inferior, do Cenomaniano inferior e do Cenomaniano superior. Essas últimas superfícies foram previamente interpretadas pela Petrobras e estão ilustradas pelos quadrados vermelhos nos poços amarrados às seções sísmicas

(Figuras 4, 5 e 6). Ademais, foram reconhecidas três superfícies de regressão máximas (SRM) e três superfícies de inundação máxima (SIM), as quais representam os limites entre os tratos de sistemas de Nível Baixo (TSNB) e o Transgressivo (TST), e entre este e o Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA), respectivamente; estes três tratos constituem as unidades internas das seqüências deposicionais (Figuras 5a, 5c, 6a, 6c, 7 e 8).

De forma geral, os refletores das seqüências deposicionais e dos tratos de sistemas internos apresentam um mergulho para NE (Figura 5). As características intrínsecas a cada uma dessas unidades e superfícies serão detalhadas nas seções subsequentes.

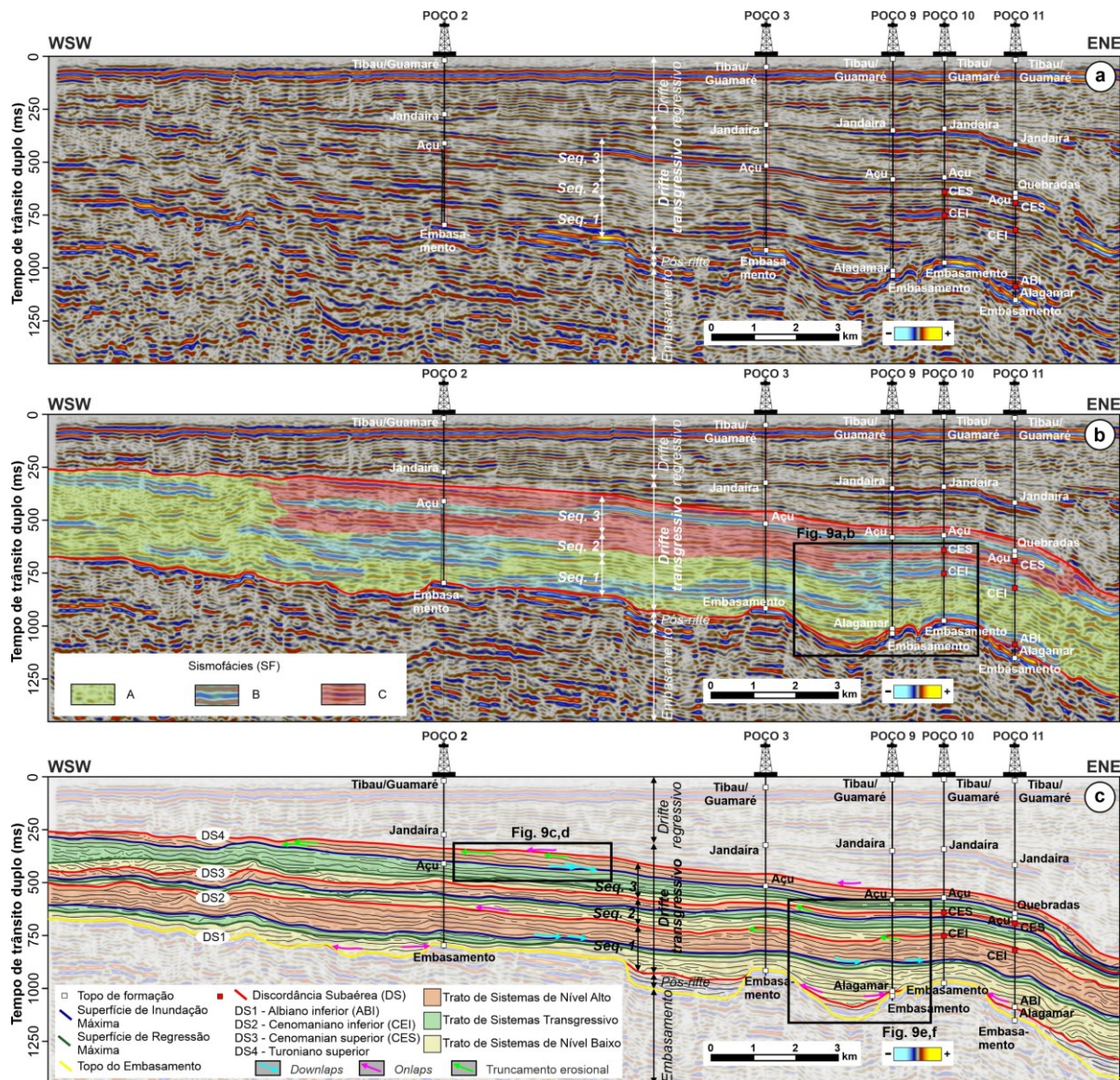


Figura 5. Seção sísmica composta com uma orientação aproximadamente *dip* (ENE-WSW). Nesta seção, estão amarrados os poços 2, 3, 9, 10 e 11. Em (a), tem-se a linha não interpretada; em (b), estão representadas as sismofácies identificadas e, em (c), estão caracterizadas as superfícies estratigráficas, os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais mapeadas no trabalho. A localização desta seção sísmica consta na figura 3.

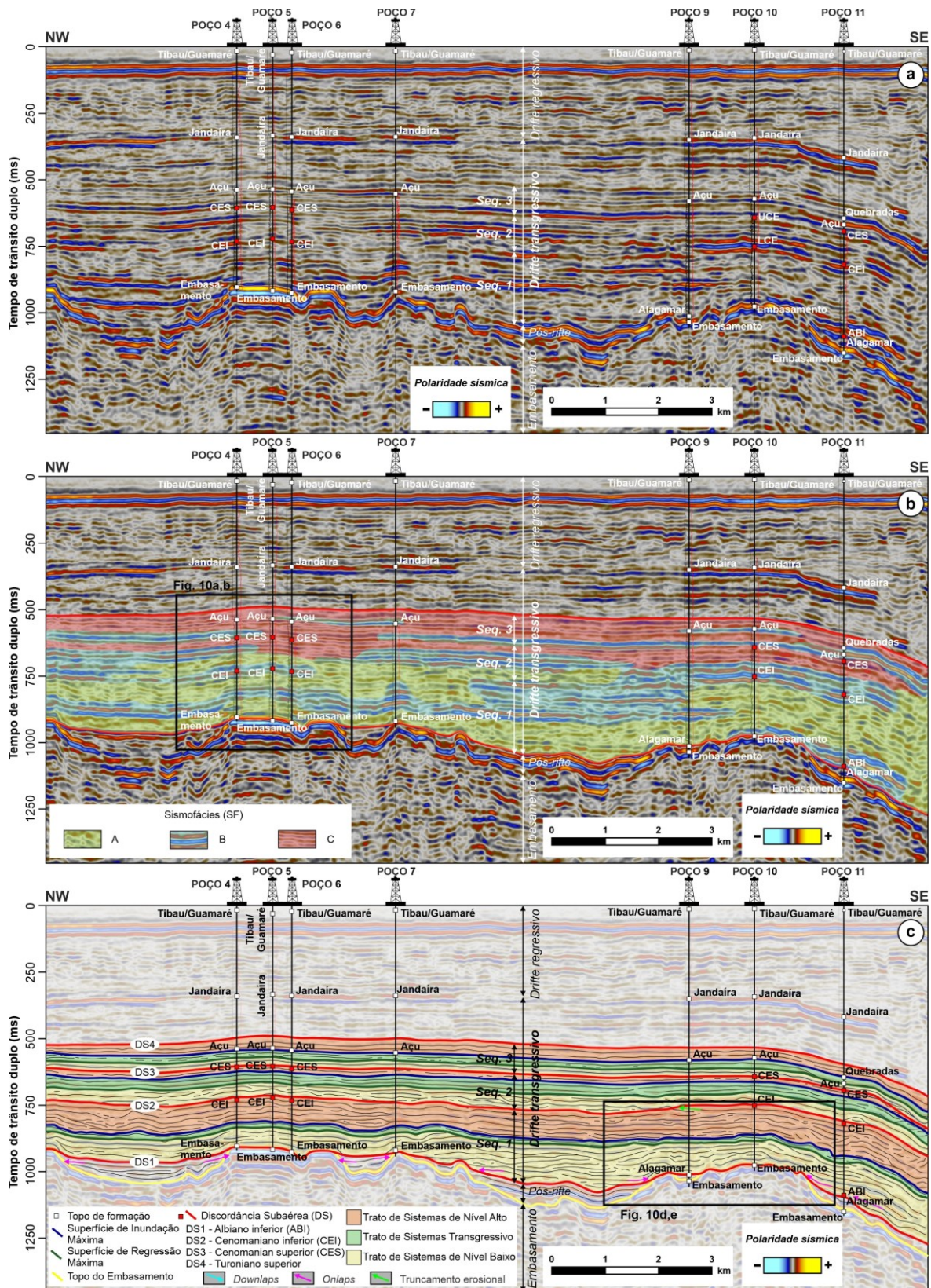


Figura 6. Seção sísmica composta com uma orientação *strike* (NW-SE). Nesta seção, estão amarrados os poços 4, 5, 6, 7, 9, 10 e 11. Em (a), tem-se a linha não interpretada; em (b), estão representadas as sismofácies identificadas e, em (c), estão caracterizadas as superfícies estratigráficas, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais mapeadas no trabalho. A localização desta seção sísmica consta na figura 3.

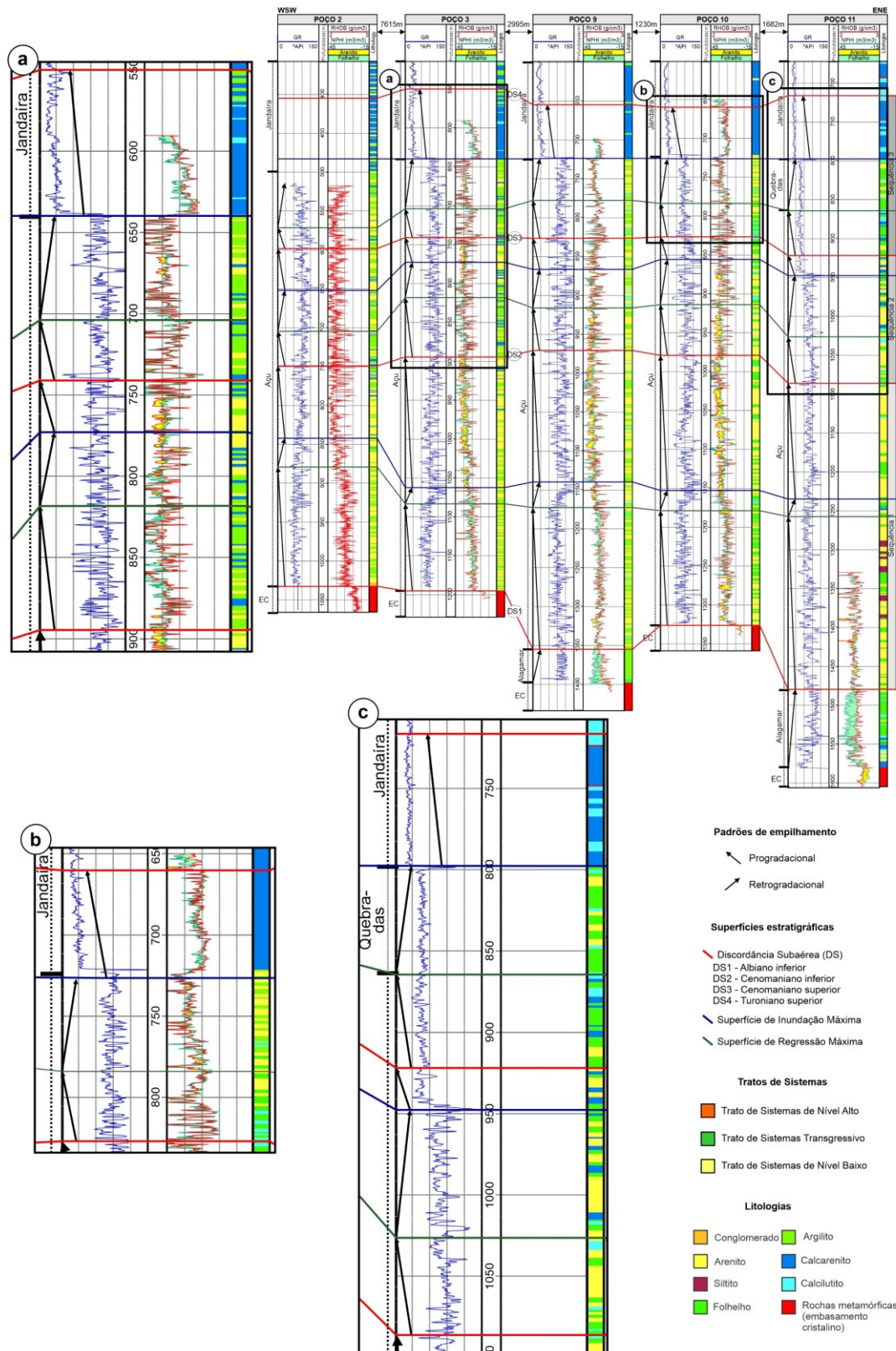


Figura 7. Seção de correlação, aproximadamente *dip* (ENE-WSW), entre os poços amarrados na seção sísmica composta da figura 5, sendo eles: 2, 3, 9, 10 e 11. Nesta seção, estão representados os limites litoestratigráficos, os perfis de raio gama (GR), de densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e litológicos de cada poço. Além disso, estão retratadas as superfícies estratigráficas, tratos de sistemas e sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Esta seção foi elaborada adotando-

se a superfície de inundação máxima da Sequência 3 como *datum*. Em (a), (b) e (c), tem-se porções ampliadas da seção de correlação.

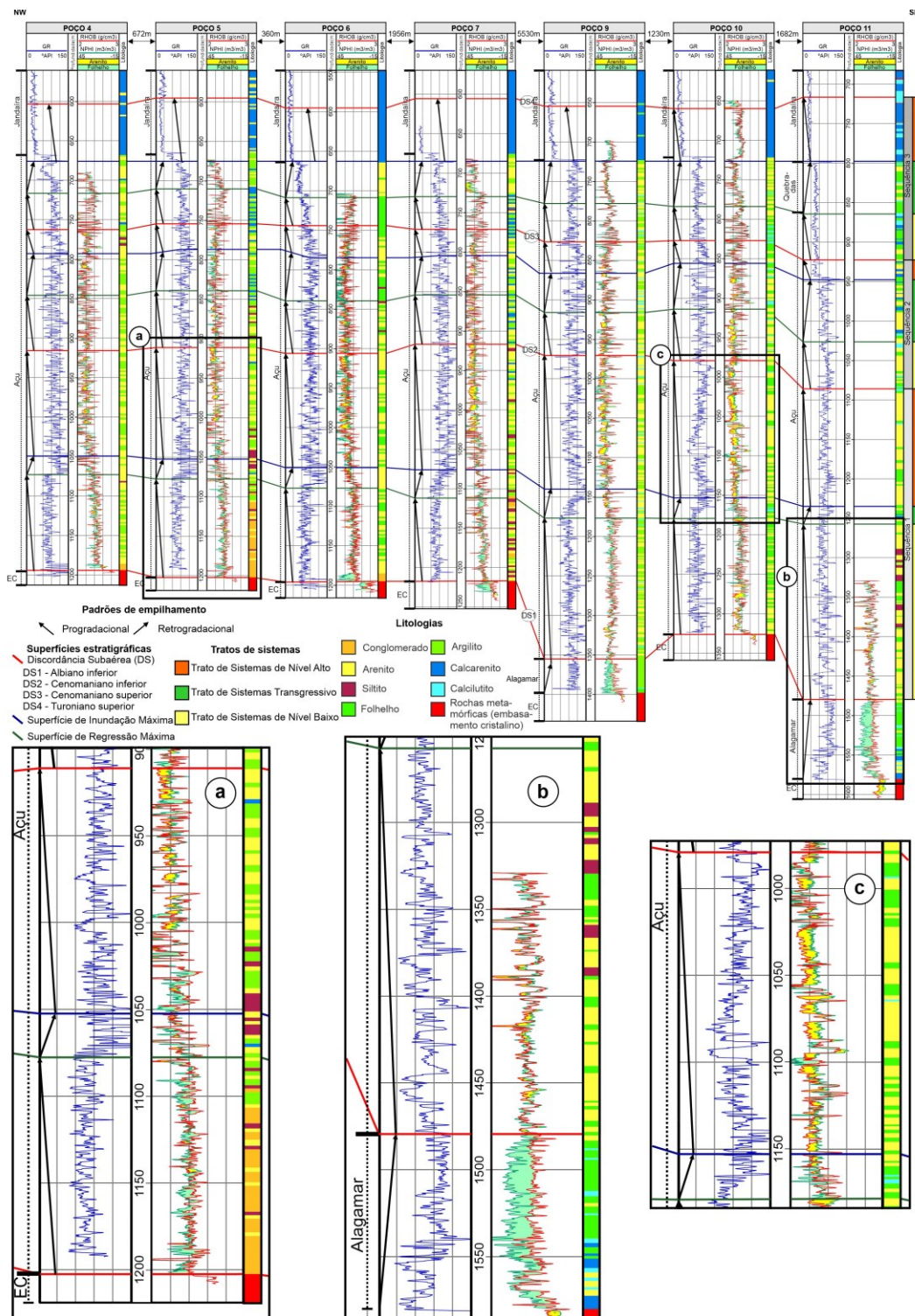


Figura 8. Seção de correlação *strike* (NW-SE) entre os poços amarrados na seção sísmica composta da figura 6, sendo eles: 4, 5, 6, 7, 9, 10 e 11. Nesta seção, estão representados os limites litoestratigráficos, os perfis de raio gama (GR), de densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e litológicos de cada poço. Além disso, estão retratadas as superfícies estratigráficas, tratos de sistemas e sequências deposicionais reconhecidas no trabalho. Esta seção foi elaborada adotando-se a superfície de inundação máxima da Sequência 3 como *datum*. Em (a), (b) e (c), tem-se porções ampliadas da seção de correlação.

4.1 Sismofácies

A sismofácies A é caracterizada por um conjunto de refletores subparalelos, de baixa amplitude, descontínuos e de baixa frequência (Figuras 5a, 5b, 6a, 6b, 9a, 9b, 10a e 10b). Via de regra, as zonas atribuídas à essa sismofácies estão associadas, nos poços, a intervalos com baixos valores nas curvas de raio gama que definem preferencialmente padrões do tipo cilíndrico e funil (Figura 10c). A relação com os poços indica ainda que esta sismofácies está relacionada, principalmente, a arenitos e conglomerados (Figuras 8a, 4, 6a, 10b e 10c). A sismofácies A foi identificada principalmente na porção basal do intervalo estudado, ocorrendo inclusive internamente aos vales incisos alojados em baixos estruturais (Figuras 5a, 5b, 6a, 6b, 9a, 9b, 10a e 10b).

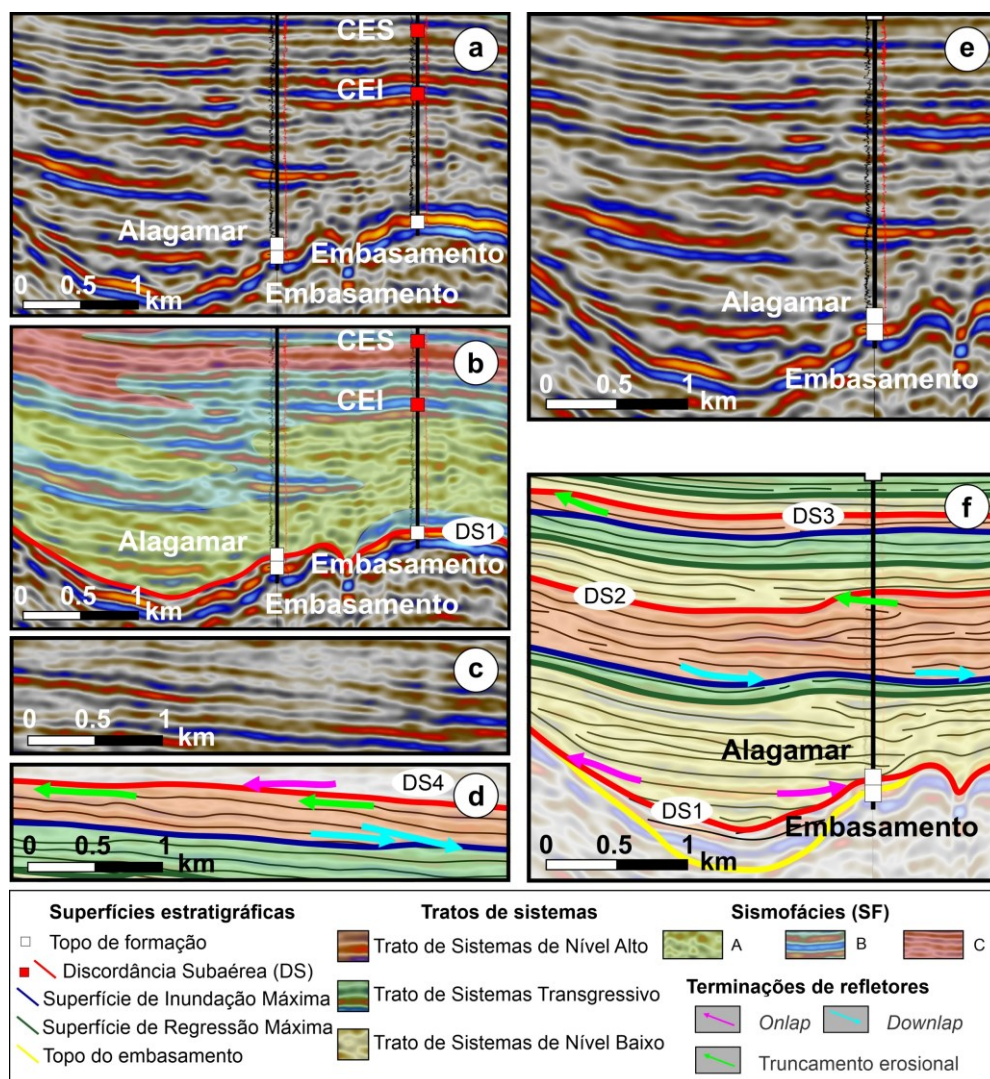


Figura 9. Porções amplificadas da seção sísmica composta de orientação aproximadamente *dip* (ENE-WSW), que está inserida na figura 5. (a,b) Detalhe das três sismofácies interpretadas (A, B e C). (c,d) Terminações em *downlap* (setas

azuis) dos depósitos do TSNA da Sequência Depositional 3 contra a SIM, truncamentos erosionais (setas verdes) e terminação em *onlap* (seta roxa) contra a DS4. (e,f) Terminações em *onlap* (setas roxas) dos depósitos do TSNB contra a DS1, terminações em *downlap* (setas azuis) contra a SIM da Sequência Depositional 1 e truncamentos erosionais (setas verdes) que evidenciam a DS2 e a DS3.

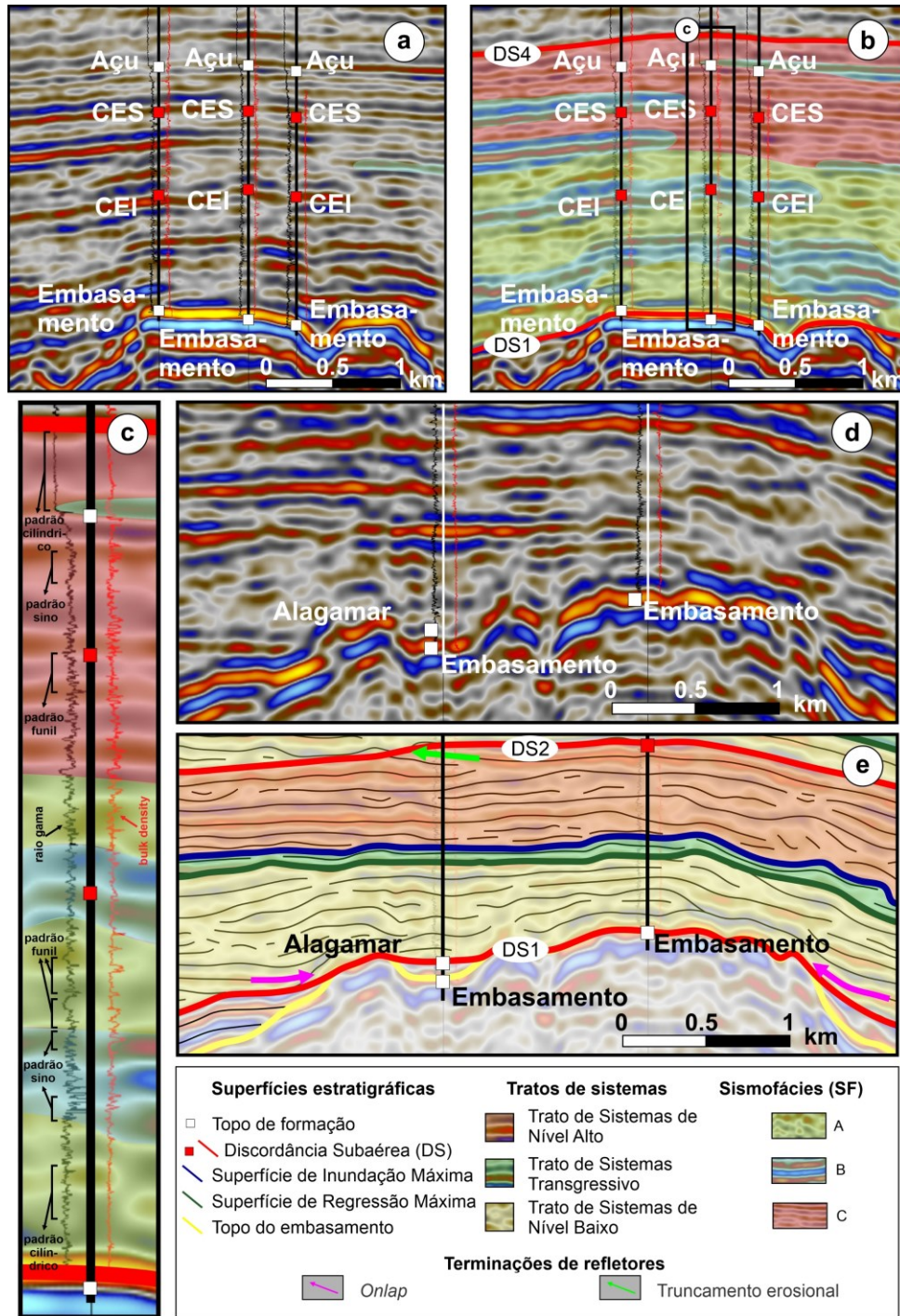


Figura 10. Porções amplificadas da seção sísmica composta de orientação aproximadamente *strike* (NW-SE), que está inserida na figura 7. (a,b) mostram, em detalhe, as três sismofácies interpretadas (A, B e C). (c) exhibe padrões das curvas de raio gama do poço 5 associados às sismofácies observadas na figura (b). (d,e) ilustram terminações em *onlap* (setas roxas) dos depósitos do TSNB contra a DS1 e detalhe do truncamento erosional que evidencia a DS2.

A sismofácies B é caracterizada por refletores paralelos, com boa continuidade lateral, alta amplitude e baixa frequência (Figuras 5a, 5b, 6a, 6b, 9a, 9b, 10a e 10b). Os intervalos dos poços, que seccionam as zonas associadas à essa sismofácies, exibem uma alternância de altos e baixos valores de raio gama e apresentam predominantemente padrões do tipo sino e, de maneira acessória, padrões do tipo funil nesses perfis (Figuras 10a, 10b e 10c). A ocorrência da sismofácies B é mais significativa nas porções intermediárias das sequências reconhecidas no trabalho (Figuras 5 e 6).

A sismofácies C se distribui nas porções média e superior do intervalo de estudo (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b) e é composta por refletores paralelos/subparalelos, de baixa amplitude e alta frequência, com uma continuidade lateral variando entre boa a intermediária (Figuras 5a, 5b, 6a, 6b, 9a, 9b, 10a e 10b). As curvas de raio gama dos poços, que seccionam a sismofácies C, apresentam, no geral, valores elevados e mostram a alternância de padrões do tipo sino, funil e cilíndrico (Figuras 10a, 10b e 10c). Os dois primeiros padrões estão associados aos litotipos da Formação Açu e são vistos na porção média a superior do intervalo analisado (Figuras 10a, 10b e 10c). Por outro lado, o padrão cilíndrico está restrito à porção superior do intervalo e está correlacionado aos litotipos carbonáticos da Formação Jandaíra (Figura 10a, 10b e 10c).

4.2 Seção sotoposta ao intervalo estudado

O substrato ou seção sotoposta às unidades identificadas é composto por rochas do embasamento cristalino ou pelos litotipos relacionados à Formação Alagamar, cuja deposição se deu durante o estágio pós-rifte. De maneira geral, o embasamento se encontra mais elevado na região SW da área, ao passo que na região NE ele se apresenta mais rebaixado (Figura 11a e b). O embasamento foi seccionado por diversos falhamentos com rejeito de mergulho normal, que deram origem a altos e baixos estruturais (Figura 11). Essas feições estruturais possuem uma orientação preferencial NE-SW no volume sísmico (Figura 11a e b). Por outro lado, na porção NE da área, além das estruturas NE-SW, ocorrem alguns altos e baixos estruturais que exibem uma orientação NW-SE (Figura 11a e b).

Os baixos estruturais NE-SW alojaram vales incisos que possuem uma largura variando entre 0,5 km e 5 km, ao passo que a profundidade desses vales pode variar entre 84 m e 196 m (Figura 11). Na porção S/SW da área, os vales são representados por uma ampla e rasa região rebaixada (Figura 11c). Na porção central do volume sísmico, os vales 1 e 4, localizados respectivamente a NW e SE da área, apresentam os maiores valores de largura e profundidade (Figura 11a, b e d). Por outro lado,

os vales 2 e 3 são mais estreitos e rasos (Figura 11 a, b e d). Em direção a região NE do volume sísmico, os vales se tornam mais largos e mais profundos, principalmente o vale 4 (Figura 11e).

No tocante aos depósitos da Formação Alagamar, estes são comumente representados por refletores de alta amplitude que ocorrem na porção basal dos vales situados na região centro-NE da área de estudo. Tal fato pode ser visualizado no mapa de espessura sísmica desses depósitos, o qual exibe os maiores valores de espessura exatamente na área de ocorrência dos vales incisos (Figura 12a).

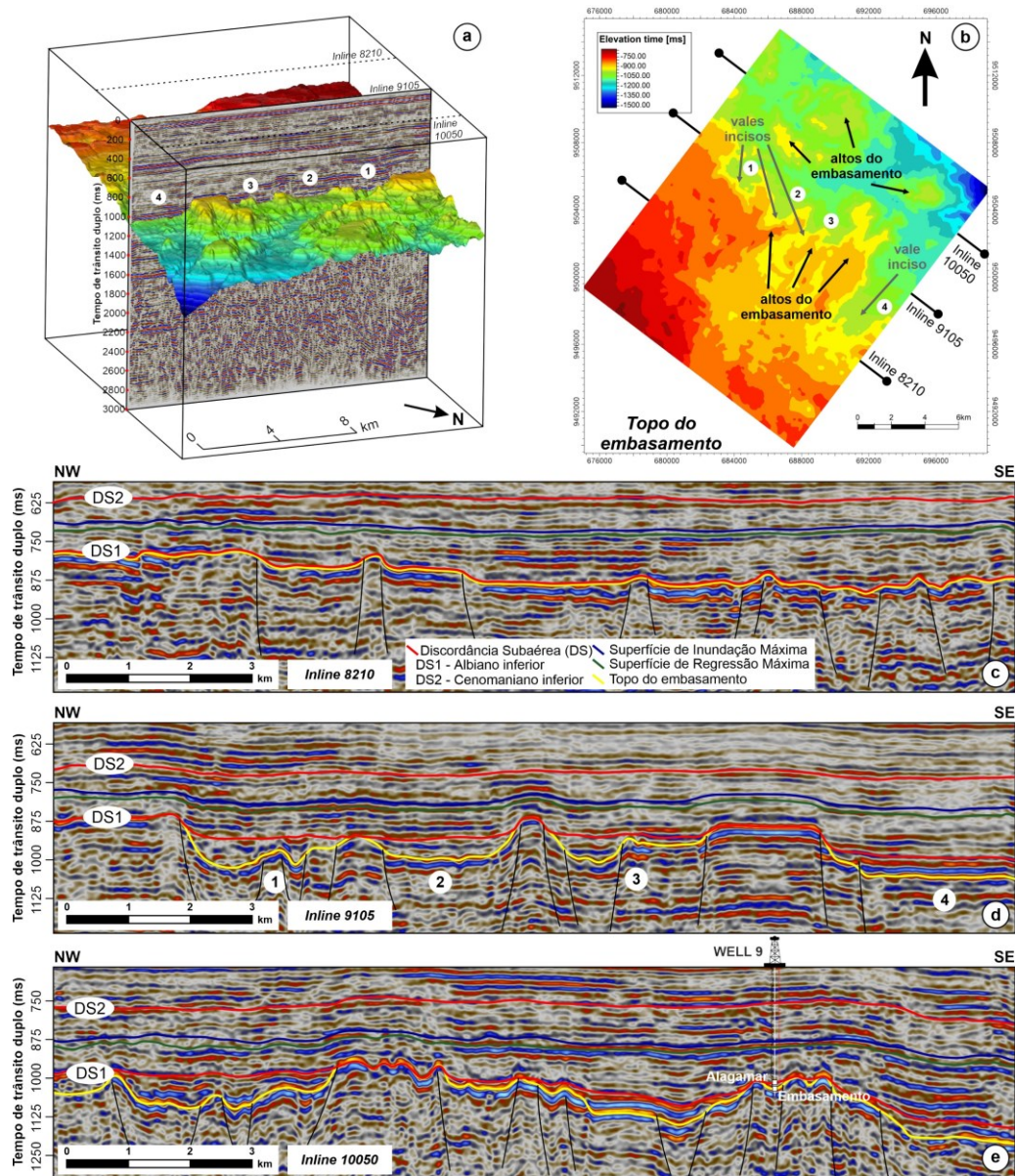


Figura 11. (a) Configuração dos vales incisos 1, 2, 3 e 4 no horizonte representativo do topo do embasamento cristalino, bem como na *inline* 9105. (b) Mapa de tempo sísmico do topo do embasamento cristalino mostrando o comportamento

dos vales incisos na visão em planta. O embasamento se apresenta mais elevado na região SW da área, em comparação à região NE. Além disso, é perceptível a dominância de feições estruturais orientadas NE-SW, principalmente na região SW da área. Na região NE, alguns altos e baixos estruturais exibem uma orientação NW-SE. (c) *Inline 8210* exibindo uma depressão ampla e muito rasa intrínseca à região SW da área. (d) *Inline 9105* evidenciando a configuração dos vales na região central da área, os quais se tornam mais rasos e estreitos. (e) *Inline 10050* retratando vales incisos amplos e profundos reconhecidos na porção NE da área.

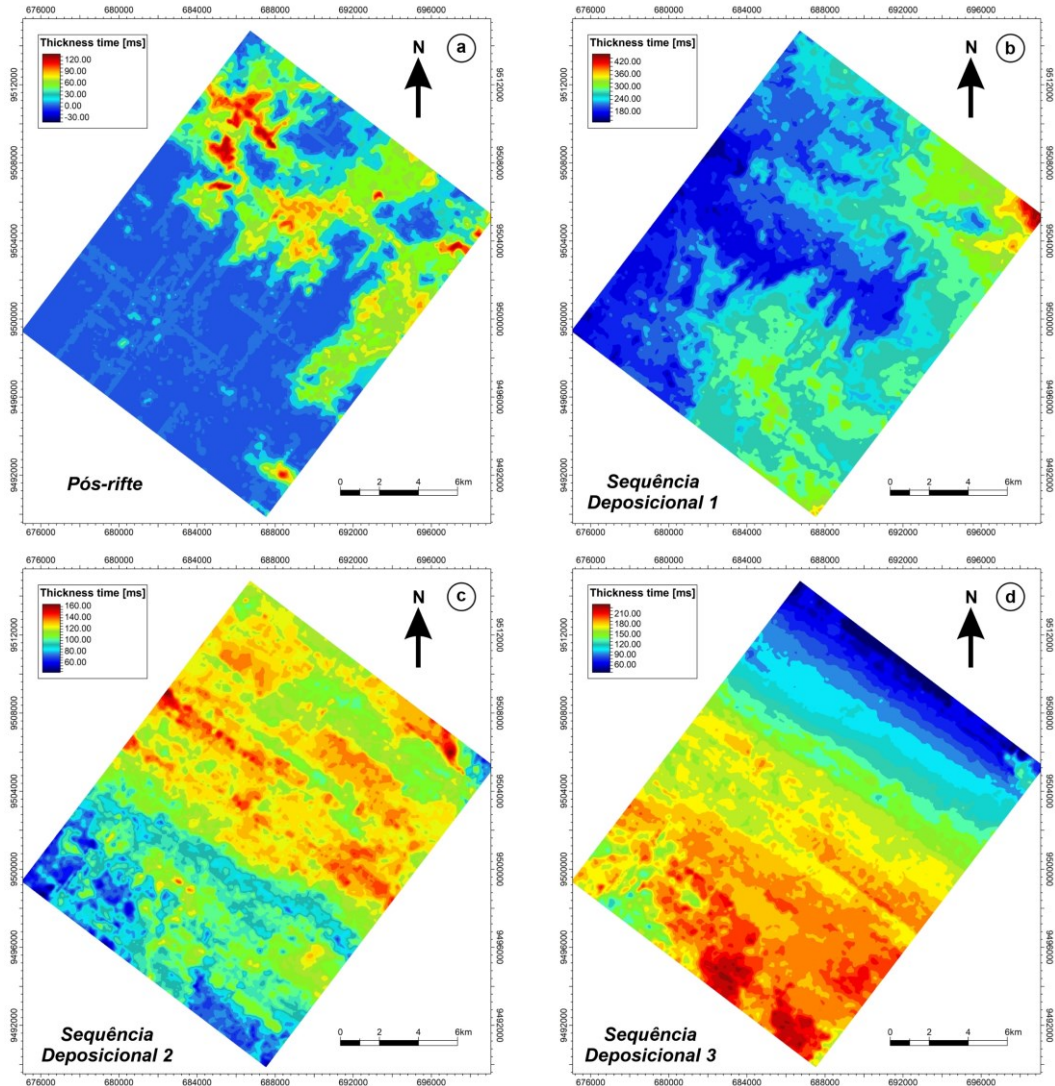


Figura 12. (a) Mapa de espessura sísmica dos depósitos formados durante o estágio pós-rifte (Fm. Alagamar), os quais se concentraram nos vales incisos da região centro-NE da área. (b) Mapa de espessura sísmica da Sequência Depositional 1, revelando uma maior acumulação dos seus depósitos nas porções NE e S do volume sísmico. (c) Mapa de espessura sísmica dos depósitos da Sequência Depositional 2. Nessa sequência, os depósitos estão centralizados especialmente na região centro-NE da área e apresentam uma distribuição mais uniforme em relação aos depósitos da primeira sequência deposicional. (d) Mapa de espessura sísmica da Sequência Depositional 3 exibindo uma acumulação mais efetiva das suas sucessões na região centro-SW da área.

4.3 Sequência Depositional 1

Esta sequência tem sua base marcada pela Discordância Subaérea 1 (DS1; Albiano inferior) e o seu topo definido pela Discordância Subaérea 2 (Cenomaniano inferior; Figuras 4d, 5, 6, 7 e 8). Assim, uma idade albiana foi conferida aos seus depósitos. A Sequência 1 possui uma espessura média de 333 metros (Figuras 7 e 8). De acordo com o mapa de espessura do tempo sísmico, os depósitos desta sequência estão distribuídos especialmente na porção NE e S do volume sísmico (Figura 12b). Comparando esse mapa de espessura com o mapa de tempo sísmico da DS1, verifica-se que os depósitos da Sequência 1 ocorrem preenchimento as regiões topograficamente mais rebaixadas (Figuras 12b e 13a).

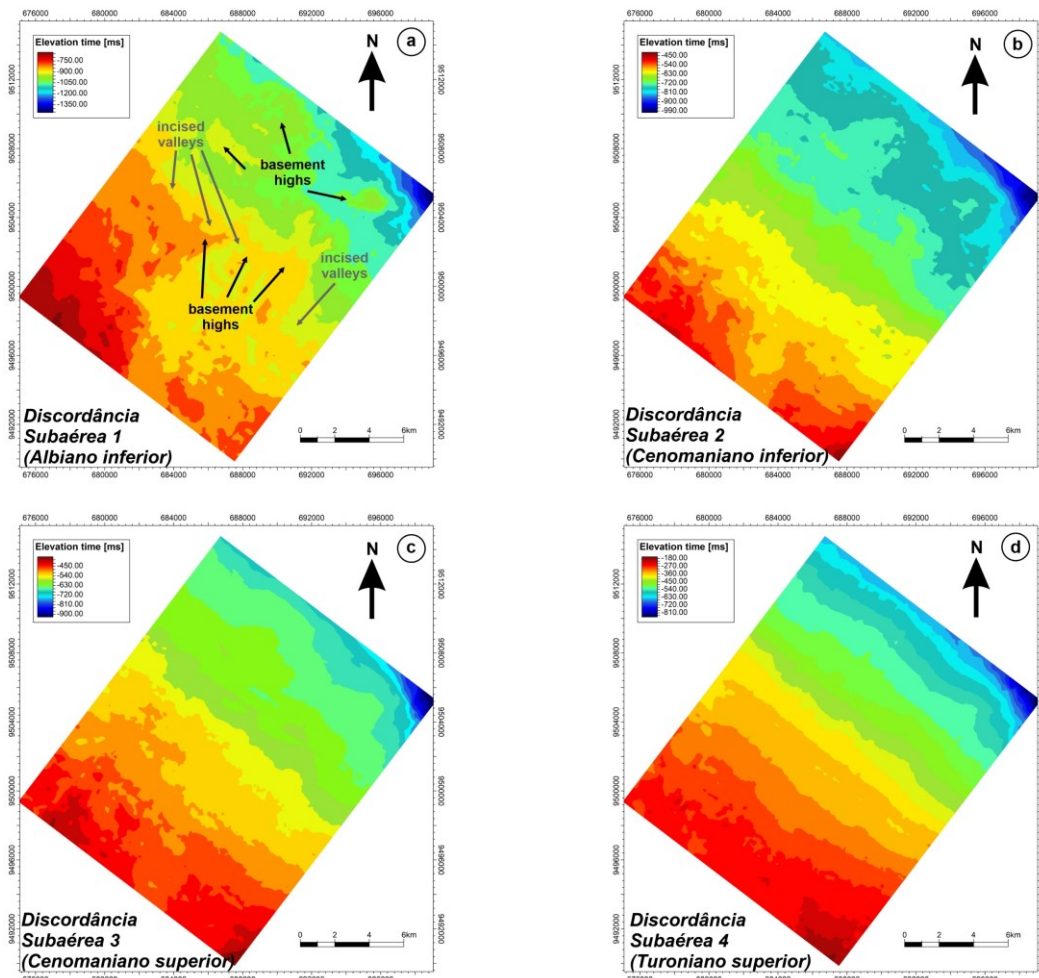


Figura 13. (a) Mapa de tempo sísmico do horizonte atribuído à Discordância Subaérea 1, exibindo altos do embasamento e vales incisos com uma orientação NE-SW especialmente na porção centro-SW da área. Diferentemente, na porção NE, além da orientação NE-SW, são observadas feições estruturais com orientação NW-SE. Mapas de tempo sísmico das discordâncias subaéreas (b) 2, (c) 3 e (d) 4, mostrando uma topografia mais regular, em comparação àquela vista no mapa da Discordância Subaérea 1.

A DS1 representa uma superfície de idade eoalbiana (Figura 13a) que coincide com o topo da biozona P-200 (Figura 4d). Os trabalhos acerca da bioestratigrafia da bacia não mencionam essa biozona em seu arcabouço (Araripe e Feijó, 1994; Lana, 1997; Viviers *et al.*, 2000). Acredita-se que a P-200 tenha sido empregada de forma indivisa, englobando as biozonas P-220, P-230, P-260 e P-270. No caso do trabalho, infere-se que a P-200 esteja representando a P-270 (*Sergipea variverrucata*), tendo em vista a relação dessa última com os depósitos neoaptianos da Formação Alagamar (Araripe e Feijó, 1994; Lana, 1997; Viviers *et al.*, 2000). Nos altos estruturais, a DS1 recobre as rochas do embasamento cristalino, separando-as dos depósitos do intervalo drifte transgressivo (Formação Açú) sobrejacentes (Figuras 5, 6, 10d e 10e). Nesse contexto, a DS1 apresenta uma alta amplitude nas seções sísmicas (Figuras 5, 6, 10d e 10e), além de ser marcado por uma quebra importante nos perfis sônico, de densidade e neutrão (Figuras 4c, 7 e 8). Por outro lado, nos vales incisos alojados em baixos estruturais, a DS1 encontra-se sobreposta aos refletores de alta amplitude atribuídos aos depósitos da fase pós-rifte (Formação Alagamar; Figuras 5, 6, 9e e 9f). Nas curvas de raio gama (GR), a DS1 foi posicionada no fim de um padrão retrogradacional, característico dos depósitos da fase pós-rifte (Figuras 8b). Já, nos perfis de densidade (RHOB) e neutrão (NPHI), a DS1 marca a passagem entre um intervalo sotoposto, com valores elevados de NPHI e intermediários de RHOB, e um intervalo sobreposto, que mostra uma maior uniformidade de valores nas duas curvas, resultando em uma maior aproximação das mesmas (Figuras 8b).

Os depósitos do TSNB apresentam uma espessura média de 154 m (Figuras 7 e 8) e ocorrem preenchendo as porções superiores dos vales incisos, como também se distribuem externamente a eles (Figuras 5, 6, 9e, 9f, 10d e 10e). Esses depósitos são caracterizados predominantemente pela sismofácies A (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a e 10b) e exibem terminações em *onlap* contra a discordância erosiva basal que contorna os vales incisos (Figuras 5a, 5c, 6a, 6b, 9e e 9f). Nos perfis de GR, o TSNB é caracterizado por valores muito baixos e padrões cilíndricos (Figuras 8a e 10c). Em direção às porções mais distais da plataforma, ainda podem ocorrer significativos padrões do tipo funil (Poço 11; Figura 8b). No geral, as curvas de RHOB mostram valores intermediários, enquanto que as curvas de NPHI exibem valores relativamente mais altos, indicando baixas porosidades para o intervalo (Figura 8b). Diferentemente, nos poços 9, 10 e 11, percebe-se uma inversão entre as curvas de RHOB e NPHI, especificamente na porção basal do trato em questão, denotando uma região com melhores porosidades (Figura 8b). Em relação a sua litologia, esse trato é marcado por intercalações de camadas de arenito e pelito e, subordinadamente, de conglomerado (Figuras 8a e b). Ressalta-se que o TSNB é a única unidade do intervalo estudado que apresenta camadas de conglomerado de até 22 m (Figura

8a). A SRM é retratada por um refletor contínuo de alta amplitude (Figuras 5, 6, 9e, 9f, 10d e 10e). Nas curvas de GR, essa superfície marca a passagem de um padrão progradacional, sotoposto, para um padrão retrogradacional, sobreposto (Figuras 8a).

O TST é a unidade mais delgada da Sequência 1, abrangendo cerca de 28 m de espessura (Figuras 8a). Nesse trato, nota-se uma importante expressão da sismofácies B e, secundariamente, da sismofácies A (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a e 10b). Os depósitos transgressivos são marcados por um aumento nos valores nos perfis de raio gama e são representados ora por uma predominância de pelitos com algumas camadas de rocha carbonática intercaladas (Poços 10, 11 e 5; Figuras 5 e 6), ora por espessas camadas de arenito (Poços 2, 4, 6 e 9; Figuras 5 e 6). A SIM, que encerra o TST, é evidenciada por uma alta amplitude e boa continuidade lateral (Figuras 5, 6, 9e, 9f, 10d e 10e), como também por terminações em *downlap* relacionadas aos refletores do TSNA sobreposto (Figuras 9e e 9f). Nos poços, a SIM marca a mudança de um padrão retrogradacional, típico do TST, para um padrão progradacional associado ao TSNA (Figuras 8a).

O intervalo atribuído ao TSNA engloba uma espessura média de 150 m e é definido por espessas camadas de arenito, as quais são intercaladas com pelitos e raras rochas carbonáticas (Figuras 8a e c). As camadas de arenito mostram um aumento na quantidade e espessura em direção ao topo do trato, delineando o *trend* progradacional inerente a esta unidade (Figuras 8a e c). Os perfis de raio gama mostram padrões do tipo funil concentrados na porção basal do trato, enquanto que a porção superior é marcada por padrões do tipo sino (Figuras 8a e c). As curvas de sônico mostram um aumento nos valores, como também padrões mais irregulares, em comparação ao TSNB e TST (Figuras 4c). Os perfis de densidade e neutrão, por sua vez, indicam que as camadas de arenito encontradas nesse intervalo detêm as melhores porosidades da seção de estudo, tendo em vista os baixos valores nas curvas de RHOB, em comparação às curvas de NPHI (Figuras 8a e c). No dado sísmico, os depósitos referentes ao TSNA são representados pelas sismofácies A e B, tendo a primeira prevalecendo em comparação à segunda (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a e 10b).

4.4 Sequência Depositional 2

A Sequência 2 engloba os depósitos cenomanianos compreendidos entre as discordâncias subaéreas 2 (Cenomaniano inferior) e 3 (Cenomaniano superior; Figuras 4d, 5, 6, 7 e 8). Esta sequência exibe uma espessura em torno de 154 m (Figuras 7a e 7c) e os seus depósitos estão concentrados principalmente na porção centro-NE do volume sísmico (Figura 12c). Em relação à

Sequência 1, os depósitos desta sequência apresentam uma distribuição mais uniforme ao longo da plataforma (Figura 12c).

A Discordância Subaérea 2 (DS2) é retratada por um refletor que apresenta uma boa continuidade lateral e alta amplitude na região ENE (Figuras 5 e 6). Nessa região, encontram-se ainda truncamentos erosionais dos depósitos do TSNA da Sequência 1 contra a referida superfície (Figuras 5a, 5c, 9e e 9f). Diferentemente, em direção a região WSW, esse refletor diminui de amplitude e se torna mais descontínuo (Figuras 5 e 6). Nos poços 10 e 11, essa superfície coincide com quebras importantes nas curvas de raio gama (Figuras 7 e 8). Além disso, nos poços 3, 4, 5, 6 e 7, a DS2 marca a separação entre um intervalo sotoposto (TSNA da Sequência 1), que apresenta baixos valores nas curvas de RHOB e intermediários nas curvas de NPHI, de um intervalo sobreposto (Sequência 2), que exibe valores mais altos de RHOB e mais baixos de NPHI, indicando baixas porosidades para esse último intervalo (Figuras 4c, 7a e 8). A posição da DS2 se aproxima da base da palinozona P-375 (*Gnetaceaepollenites diversus*) que, conforme Lana (1997), é diagnóstica do Mesocenomaniano (Figura 4d). A expressão dessa superfície no mapa de tempo sísmico evidencia uma paleogeografia mais regular, com uma menor influência da estruturação do substrato (Figura 13b). Nos trabalhos prévios, realizados por Alves de Medeiros e Córdoba (2020), Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019), o DS2 coincide com o topo da Formação Ponta do Mel.

O TSNB desta sequência engloba cerca de 64 m de espessura (Figuras 7 e 8) e neste trato, observa-se a predominância da sismofácies A, além das sismofácies B e C, que ocorrem de forma subordinada (Figuras 5 e 6). Os depósitos de nível baixo estão associados a camadas espessas de arenito, as quais ocorrem intercaladas com delgadas camadas de pelito e poucas camadas de rocha carbonática (Figuras 7c). Nesta unidade, os perfis de raio gama exibem uma dominância de padrões do tipo funil, no entanto, ocorrem padrões do tipo sino de forma isolada (Figuras 7a e 7c).

O intervalo transgressivo (TST) é definido por refletores contínuos e de amplitude variável, os quais estão associados às sismofácies B e C (Figuras 5 e 6). Em relação ao TSNB sotoposto, o TST apresenta uma maior quantidade de rochas carbonáticas (Figuras 7 e 8). Nas curvas de GR, são observados padrões em sino e em funil internamente ao *trend* retrogradacional (Figuras 7a e 7c). A espessura média do TST corresponde a 57 m (Figuras 7 e 8).

O TSNA abrange cerca de 35 m de espessura (Figuras 7 e 8). Em direção à região WSW, os depósitos deste trato são caracterizados por espessas camadas de arenito intercaladas com pelitos (Figura 7a). Por outro lado, nos poços localizados na porção ENE, as camadas de pelito e de rocha

carbonática se tornam mais expressivas (Figura 7c). No dado sísmico, esse intervalo é retratado majoritariamente pelas sismofácies B e C (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a e 10b). Ademais, as curvas de raio gama exibem uma dominância de padrões do tipo funil compondo o *trend* progradacional do TSNA (Figuras 7a e c).

4.5 Sequência Depositional 3

A última sequência do intervalo estudado possui uma idade neocenomaniana-mesoturoniana, tendo em vista que a sua base e o topo são definidos, respectivamente, pelas discordâncias subaéreas 3 (Cenomaniano superior) e 4 (Turoniano superior; Figuras 4, 5, 6, 7 e 8). Este intervalo exibe uma espessura de aproximadamente 178 m e os seus depósitos foram sedimentados majoritariamente na porção centro-SW do volume sísmico (Figura 12d).

A Discordância Subaérea 3 (DS3) é retratada por uma superfície contínua que apresenta uma variação na amplitude ao longo da sua extensão (Figuras 5 e 6). Essa superfície é marcada por um aumento nos perfis de GR e densidade, enquanto que os perfis sônico e neutrão mostram uma diminuição em seus valores (Figuras 4c e 7a). A DS3 ocorre adjacente ao topo da biozona P-375 (*Gnetaceaepollenites diversus*) e à base da F-121 (*Rotalipora appenninica*), ambas indicativas do Mesocenomaniano (Figura 4d). Segundo os arquivos dos poços, uma idade neocenomaniana é atribuída à DS3 (Figura 4d). De forma análoga ao que foi observado no mapa de tempo sísmico da DS2, o mapa do DS3 também apresenta uma paleogeografia regular (Figura 13c).

O TSNB é constituído por camadas pelito, calcarenito, arenito e calcilutito (Figuras 7 e 8). Via de regra, a quantidade e a espessura das camadas de arenito são maiores em direção ao topo desse trato (Figuras 7a e c). As curvas de GR indicam uma dominância de padrões em funil, entretanto, também são observados padrões do tipo sino (Figuras 7a e c). As curvas de RHOB e NPHI, por sua vez, encontram-se sobrepostas e apresentam uma grande variação nos seus valores (Figura 7a). No dado sísmico, essa unidade é definida por refletores de boa continuidade lateral e amplitude variável, típicos das sismofácies B e C (Figuras 5 e 6). Este trato tem uma espessura em torno de 43 m (Figuras 7 e 8).

O TST possui cerca de 59 m de espessura (Figuras 7 e 8) e os seus depósitos são representados por refletores agrupados principalmente na sismofácies B e, secundariamente, na sismofácies C (Figuras 5 e 6). Esse trato de sistemas é caracterizado por expressivas camadas de arenito intercaladas com pelitos e calcarenitos (Figuras 7 e 8). As camadas de pelito se tornam mais importante em direção

a região ENE (Figura 7c). As curvas de raio gama mostram um *trend* retrogradacional que possui internamente padrões tipo sino e funil (Figuras 7a e 7c). No geral, as curvas de NPHI e RHOB exibem uma sobreposição, refletindo intervalos com baixas porosidade (Figura 7a). No entanto, algumas camadas de arenito mostram baixos valores de RHOB e valores elevados de NPHI, o que caracteriza intervalos porosos (Figura 7a).

O limite superior do TST desta sequência corresponde a superfície de máxima inunda  o que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano na Bacia Potiguar (Gil, 1997; Córdoba, 2001). Essa SIM    atribuída a um refletor de elevada amplitude e muito contínuo, o qual é evidenciado por terminações do tipo *downlap* relacionadas aos refletores do TSNA, sobrepostos (Figuras 5a, 5c, 9c e 9d). Via de regra, essa superfície se aproxima do contato litoestratigráfico entre as formações Açu e Janda  ira, na maior parte da área, ou entre as formações Quebradas e Janda  ira, no extremo ENE da   rea (Figuras 5, 6, 7 e 8). Dessa forma, por separar um intervalo dominado por rochas siliciclásticas (Açu e Quebradas) de um intervalo de rochas carbonáticas (Janda  ira), essa superfície é bem marcada por quebras importantes em todos os perfis geofísicos (Figuras 7a, 7b e 7c). Ademais, a SIM desta seqüência coincide com a base da biozona F-123 (*Whiteinella báltica*), diagnóstica do período entre o Neocenomaniano ao Eoturoniano (Figura 4d; Vivers e Regali, 1987; Lana, 1997; Viviers *et al.*, 2000). Tal coincidência já foi previamente apontada por Lana (1997).

Os depósitos do TSNA englobam uma espessura média de 76 m (Figuras 7 e 8) e são representados basicamente por espessos pacotes de calcarenito com delgadas intercalações de calcilutitos, arenitos ou pelitos (Figuras 7a, 7b e 7c). Esse intervalo equivale a porção mais basal da Formação Janda  ira e, em alguns casos, inclui litotipos da porção mais superior da Formação Açu (Figuras 5, 6, 7 e 8). Os perfis de raio gama dessa unidade exibem padrões cilíndricos que são caracterizados pelos menores valores de GR registrados na seção de estudo (Figuras 7a, 7b e 7c). Além disso, os perfis de NPHI apresentam uma redução nos seus valores, enquanto que os perfis de densidade apresentam um aumento ao longo da extensão do TSNA (Figuras 7a e 7b). No dado sísmico, o TSNA é representado por refletores inseridos na sismofácies C (Figuras 5 e 6).

A Discordância Subaérea 4 (DS4; Figura 13d) não foi facilmente rastreada na sísmica, pois está associada a um refletor de baixa amplitude que não mostra uma boa continuidade lateral (Figuras 5, 6, 9c e 9d). Porém, as terminações em *onlap* dos refletores subjacentes auxiliaram no mapeamento dessa superfície (Figuras 5, 6, 9c e 9d). Nas curvas de raio gama, a DS4 marca o topo de um *trend* progradacional e separa um intervalo com um padrão mais cilíndrico, abaixo, de um

intervalo com um padrão mais irregular, acima (Figuras 7 e 8). Nas curvas de RHOB e NPHI, a DS4 é caracterizada por uma quebra importante, com uma diminuição abrupta nos valores de RHOB e aumento abrupto nos valores de NPHI (Figura 7b). No tocante às biozonas, essa superfície se aproxima do contato entre a F-123 (*Whiteinella báltica*), característica do Neocenomaniano-Eoturoniano, e a F-124 (*Helvetoglobotruncana helvética*), diagnóstica do Eoturoniano-Mesoturoniano (Figura 4). Além disso, a DS4 ocorre dentro da zona cronoestratigráfica atribuída ao Turoniano (Figura 4). Tendo em vista as informações de poços, assume-se que a DS4 possui uma idade neoturoniana.

4.6 Aspectos petrolíferos da área de estudo

Os registros das descrições de amostras de calha, encontrados nos dados dos poços, indicam a presença de indícios de hidrocarbonetos nos poços 5, 6, 3, 9 e 10 (Figura 14). Somado a isso, os testes de formação e as análises químicas, conduzidos previamente pela Petrobras, possibilitaram identificar o tipo de fluido encontrado em determinadas profundidades destes poços. O poço 5 apresentou água nos intervalos 1, 2 e 3, ao passo que, nos intervalos 4 e 5, foi amostrado óleo com 25,1 e 22,1 °API, respectivamente (Figura 14). No poço 6, a água foi encontrada em 1 e 2, já o óleo foi observado nos pontos 3, 4 e 6, exibindo um °API entre 22,8 e 23,5 (Figura 14). Os testes no poço 3 reconheceram óleo nas zonas 1, 2 e 3, com uma densidade de 19,2 °API, aproximadamente (Figura 14). O poço 9 foi testado nos intervalos 1 e 2, sendo constatado óleo com °API variando entre 15,5 e 17,8 (Figura 14). No extremo SE da área, em quatro intervalos amostrados no poço 10, foi identificado óleo com uma densidade entre 19,8 e 23,7 °API (Figura 14).

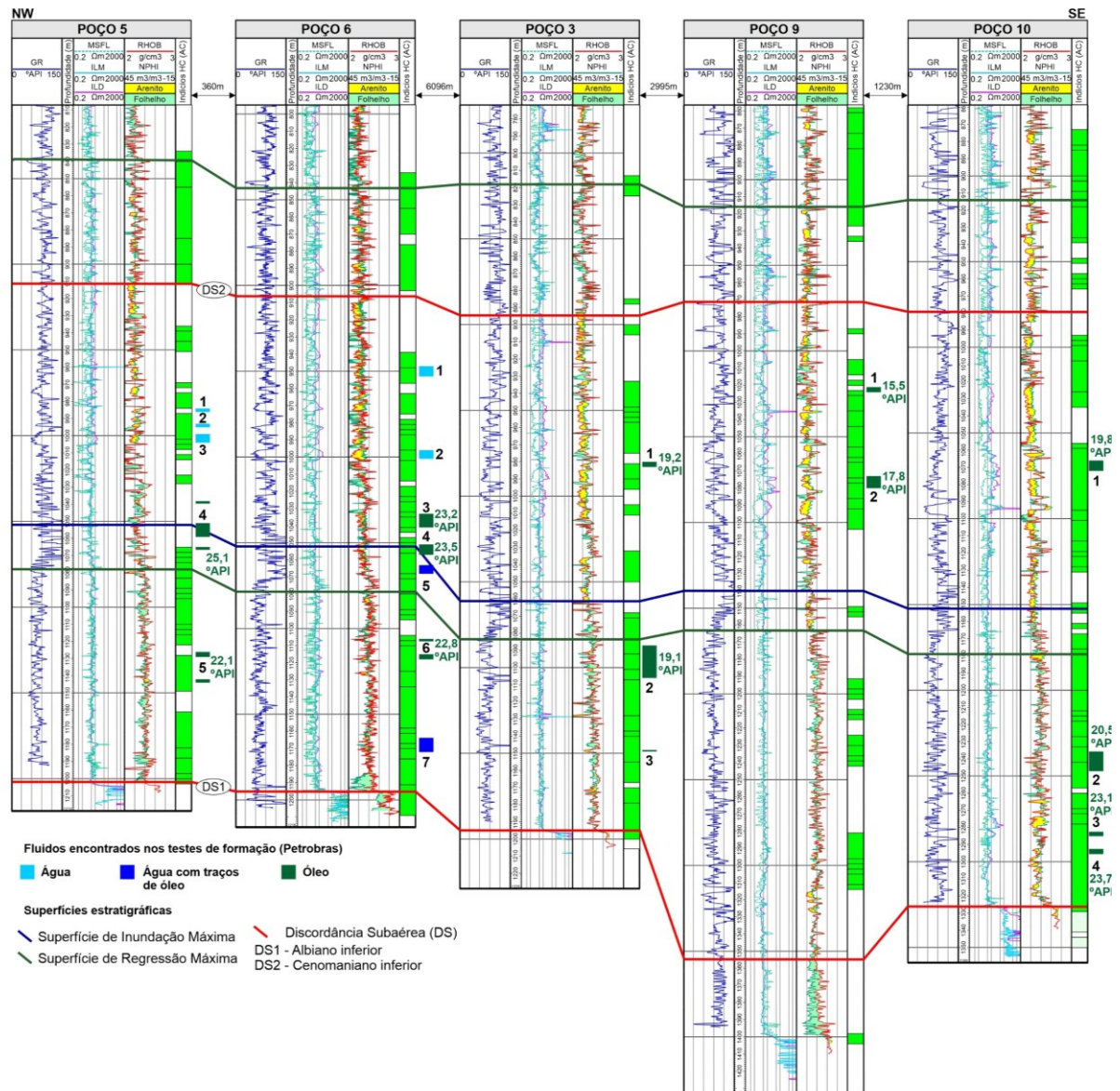


Figura 14. Seção estratigráfica, com orientação NW-SE, entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10. Nesta seção, estão representados os perfis de raio gama (GR), os de resistividade (ILD, ILD e MSFL), densidade (RHOB) e neutrão (NPHI). Além disso, estão caracterizados os intervalos de amostra de calha que possuem indícios de óleo e os tipos de fluidos identificados nos testes de formação realizados pela Petrobras.

Tomando o poço 3 como exemplo e analisando-o de forma mais detalhada, constata-se que os indícios de óleo estão concentrados substancialmente ao longo da Sequência Depositional 1 (Figura 15). Por essa razão, esta seção destacará a referida sequência. Nessa sequência deposicional, tanto o TSNB, quanto a porção intermediária do TSNA exibem camadas de arenito com baixos valores nos perfis de raio gama, indicando litotipos pouco argilosos (Figura 15a). Isso é corroborado pelas curvas de volume de argila, que mostram uma média de 7% para o intervalo correspondente ao TSNB e

cerca de 15% para o TSNA (Figura 15b). No tocante ao TST, as suas poucas camadas de arenito apresentam um volume de argila semelhante àquele observado na porção basal do TSNA, que corresponde a 20-30% (Figura 15b).

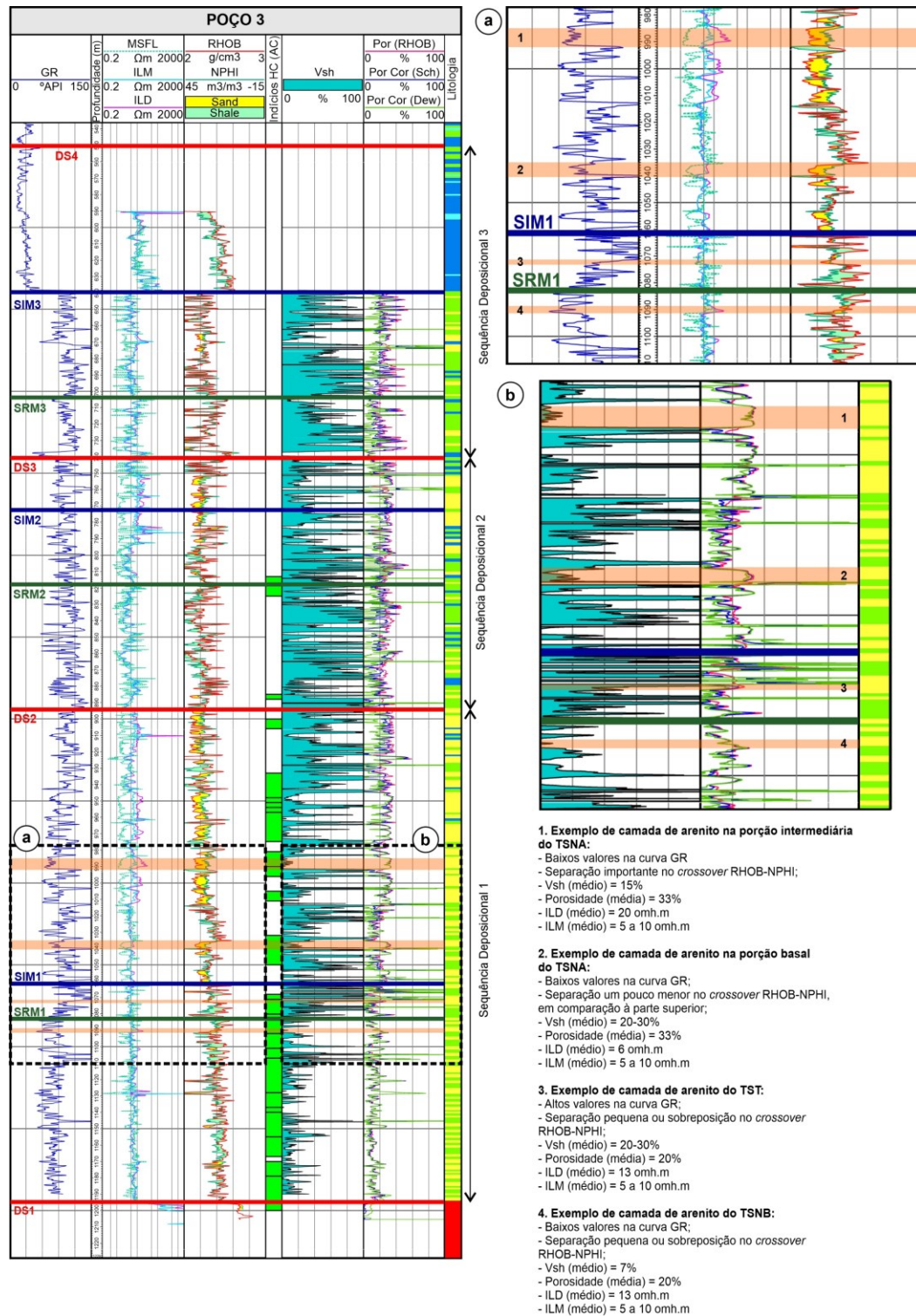


Figura 15. Perfis geofísicos do poço 3, incluindo o raio gama (GR), os perfis de resistividade (ILM, ILD e MSFL), densidade (RHO) e neutrão (NPHI). Ademais, também estão representados os indícios de hidrocarbonetos observados

em amostra de calha (AC), as curvas referentes ao volume de argila (Vsh), os perfis de porosidade e a coluna litológica do poço. Em (b) e (c), tem-se as porções ampliadas, referentes aos retângulos pretos tracejados no diagrama do poço 3, destacando as camadas de arenito nos diferentes tratos de sistemas.

Ao examinar as curvas de RHOB e NPHI, nota-se uma clara distinção entre as camadas de arenito dos três tratos de sistemas da Sequência Depositional 1. As camadas incluídas no TSNB e no TST exibem, de modo geral, um *crossover* caracterizado por um discreto deslocamento do perfil RHOB para a esquerda, em relação ao NPHI, ou total sobreposição das duas curvas, caracterizando rochas com uma porosidade baixa a moderada (Figura 15a). Diferentemente, os depósitos areníticos da porção basal a intermediária do TSNA são definidos por um perfil RHOB bastante deslocado para esquerda em relação ao perfil de NPHI, designando rochas com uma boa porosidade (Figura 15a). As curvas de porosidade, derivadas do perfil RHOB, também ilustram esse comportamento, já que a porosidade média dos depósitos areníticos no TSNB e no TST gira em torno de 20%, ao passo que a porosidade média das camadas de arenito no TSNA corresponde a 33% (figura 15b).

Os perfis de resistividade profunda (ILD) também evidenciam diferenças importantes entre as camadas de arenito presentes nos tratos. Via de regra, as camadas do TSNB e do TST são representadas por valores mais baixos, cerca de 13 ohm.m (Figura 15a). As camadas areníticas do TSNA, por sua vez, exibem valores mais elevados nos perfis de resistividade, de forma que o valor médio fica em torno de 20 ohm.m (Figura 15a). Em relação às curvas de resistividade média (ILM), percebe-se uma similaridade nos valores médios dos arenitos do TSNB, do TST e do TSNA, que varia de 5 a 10 ohm.m. (Figura 15a) A separação entre as curvas de ILM e ILD é mais perceptível nos depósitos associados ao TSNA (Figura 15a).

Os poços com indícios de hidrocarbonetos estão dispostos na porção NE do volume sísmico analisado e se situam sobre regiões estruturalmente mais elevadas, que estão indicadas por áreas de coloração amarela ou verde-clara no mapa de tempo sísmico do horizonte associado à Discordância Subaérea 1 (Figura 16a). As áreas elevadas também estão evidenciadas, em amarelo, na visão em planta do horizonte sísmico com o atributo de *sweetness* (Figura 16b). Nesse horizonte sísmico, ainda é possível reconhecer feições retilíneas com baixos valores do atributo de *sweetness*, que retratam falhamentos com orientação NE-SW (Figura 16b).

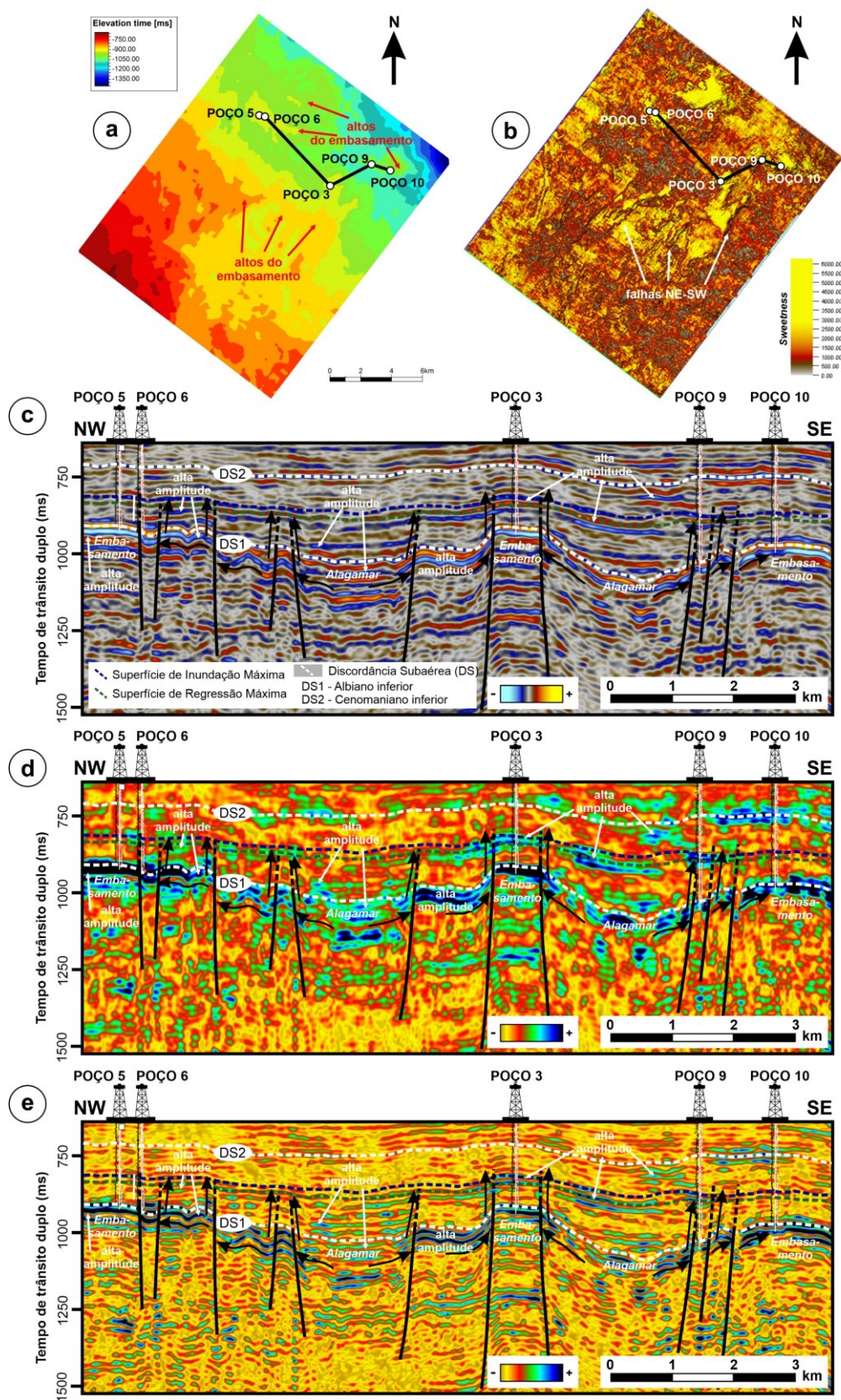


Figura 16. (a) Mapa de tempo sísmico do horizonte atribuído à Discordância Subaérea 1, exibindo os altos do embasamento e a seção sísmica entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10. (b) Horizonte sísmico, correspondente à Discordância

Subaérea 1, com o atributo de *sweetness*. (c) Seção sísmica composta entre os poços 5, 6, 3, 9 e 10, ilustrando a Sequência Depositional 1, os falhamentos que seccionam os seus depósitos e as possíveis rotas de migração dos fluidos. Em (d) e (e), tem-se a mesma seção sísmica, porém com os atributos de amplitude RMS e *sweetness*, respectivamente.

A seção sísmica composta NW-SE, que passa pelos poços 5, 6, 3, 9 e 10, revela uma configuração marcada por baixos estruturais e altos estruturais, que são separados por falhamentos normais (Figura 16c). Essas falhas seccionam a Discordância Subaérea 1 (DS1) e algumas parecem ultrapassar a SRM e a SIM, atingindo a porção inferior do TSNA da primeira sequência deposicional (Figura 16c). Nos baixos estruturais, os depósitos da Sequência 1 estão sobrepostos às sucessões transicionais da Formação Alagamar, separados pela DS1 (Figura 16c). Nos altos estruturais, por sua vez, os depósitos da Sequência Depositional 1 se encontram sobre rochas cristalinas do embasamento (Figura 16c).

Observando a mesma seção sísmica, agora com o auxílio dos atributos de amplitude RMS e *sweetness*, nota-se a presença de refletores de alta amplitude ao longo da DS1 e logo abaixo dela (Figuras 16d e 16e). Nas regiões dos altos estruturais, esses refletores estão representados por uma coloração azul a preta, indicando os valores mais elevados da seção sísmica (Figuras 16d e 16e). Em direção aos baixos estruturais, preenchidos pelos depósitos da Formação Alagamar, percebe-se que os refletores mostram uma pequena diminuição nos valores dos atributos, sendo simbolizados por uma coloração azul a verde (Figuras 16d e 16e).

Internamente a Sequência Depositional 1, é possível identificar algumas zonas com valores elevados nos atributos sísmicos. A maior parte desses refletores ocorre dentro do TSNB (Figuras 16d e 16e). Logo acima dos baixos estruturais, esses refletores ocorrem mais contínuos e uniformes (Figuras 16d e e), sendo visualizados de forma mais clara com o auxílio do atributo de *sweetness* (Figuras 16e). Por outro lado, nos altos estruturais, em que estão dispostos os poços 5, 6 e 3, esses refletores ocorrem mais descontínuos, porém preservam a alta amplitude (Figuras 16d e 16e). Nas adjacências dos poços 5, 6, 3 e 9, percebe-se uma concentração desses refletores ao longo das SRM e SIM, abarcando a porção superior do TSNB, todo o TST e a parte inferior do TSNA (Figuras 16d e 16e). No tocante ao TSNA, nota-se uma escassez dos refletores de alta amplitude, os quais ocorrem principalmente na porção SE da seção sísmica, nas proximidades dos poços 9 e 10 (Figuras 16d e 16e).

5. DISCUSSÕES

5.1 Sismofácies

A ocorrência da sismofácies A na porção basal do intervalo estudado, a sua configuração sísmica, os padrões do tipo cilíndrico observados nas curvas de raio gama e a sua dominância no TSNB e TSNA da Sequência 1 (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a, 10b e 10c) permitiram a sua correlação com os depósitos analisados por França (1987) e Melo *et al.* (2019).

França (1987) reconheceu as fácies 1 e 2, na porção basal do intervalo associado à Formação Açú, no campo de Fazenda Belém, e as relacionou a sistemas de leque aluvial e fluvial entrelaçado.

Melo *et al.* (2019), por sua vez, associou os depósitos continentais do TSNB da sua Sequência 1 (Albiano) a sistemas de leques aluviais e fluviais de alta energia, ao passo que, no contexto transicional/marinho, o mesmo autor descreve um sistema deltaico.

Ademais, a configuração sísmica e o conteúdo litológico associados a sismofácies A se assemelham àqueles descritos por Xu e Haq (2022), para a sismofácies típica de planície costeira, na plataforma continental da parte norte do Mar do Sul da China.

Dessa forma, interpreta-se que a sismofácies A esteja associada a sistemas fluviais e de leques aluviais de alta energia, no contexto mais proximal, que transicionam para sistemas costeiros e deltaicos, na região mais distal.

A maior expressão da sismofácies B nos TST's das sequências deposicional e a sua ínfima concentração nas porções proximais no dado sísmico analisado (Figuras 5, 6, 9a, 9b, 10a, 10b e 10c), sugerem que a sismofácies B está relacionada a um contexto mais distal do que aquele proposto para sismofácies A.

Aliado a isso, o comportamento sísmico dessa sismofácies equipara-se ao descrito por Xu e Haq (2022), para a sismofácies típica dos depósitos de plataforma interna, os quais são constituídos por camadas de arenito intercaladas com camadas de folhelho. Ademais, segundo Rider (1996), o padrão em sino nos contextos marinhos, pode ser atribuído a sucessões marinhas transgressivas de plataforma. Assim, admite-se que sismofácies B seja representativa dos depósitos de plataforma interna do intervalo de estudo.

A predominância da sismofácies C na porção superior do intervalo de estudo (Figuras 5, 6, 10a, 10b e 10c) e o entendimento de que esse intervalo materializa um processo de transgressão progressivo em direção ao topo (França, 1987; Vasconcelos *et al.*, 1990; Lana, 1997; Costa *et al.*, 2014; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Melo *et al.*, 2019) indicam que a sismofácies C é a mais distal em comparação às duas outras identificadas (A e B).

Além disso, tendo em vista as sismofácies individualizadas por Xu e Haq (2022), na região norte do Mar do Sul da China, percebe-se uma semelhança entre a sismofácies C e aquelas descritas para os depósitos de plataforma média a externa, os quais são constituídos basicamente por pelitos. Tal constituição litológica encontra correspondência nos valores elevados observados nas curvas de raio gama (Figuras 10a, 10b e 10c), com exceção da parte superior, na qual são encontrados padrões cilíndricos associados às rochas carbonáticas da Formação Jandaíra (Figuras 10a, 10b e 10c).

5.2 Evolução dos depósitos albo-cenomanianos da Bacia Potiguar

O arcabouço das três sequências deposicionais (1, 2 e 3), reconhecidas neste trabalho, revela um processo de transgressão progressivo (França, 1987; Vasconcelos *et al.*, 1990; Lana, 1997; Costa *et al.*, 2014; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Melo *et al.*, 2019), que iniciou durante o Eoalbian, com a deposição da Sequência Depositional 1, e se prolongou até a passagem do Cenomaniano-Turoniano, quando ocorreu a sedimentação da Sequência Depositional 3.

A primeira evidência desse processo transgressivo consiste no aumento da espessura dos tratos de sistemas transgressivos da sequência mais antiga (Sequência Depositional 1) para a sequência mais jovem (Sequência Depositional 3; Figuras 5, 6, 7 e 8). A segunda evidência corresponde à mudança litológica gradativa observada no arcabouço das sequências. Em direção a Sequência Depositional 3, nota-se uma progressiva diminuição na quantidade e espessura das camadas de arenito, ao passo que as camadas de rochas carbonáticas e de pelitos se tornam mais expressivas (Figuras 7 e 8). Tal mudança litológica e, conseqüentemente, o próprio processo de transgressão também se revelam através das sismofácies. A sismofácies A, associada a sistemas deposicionais mais proximais e constituída por litotipos mais grossos, tem uma ampla ocorrência na Sequência Depositional 1, que é a mais antiga (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b). Diferentemente, a sismofácies C, que está relacionada a sistemas mais distais e é composta por litotipos mais finos, tem a sua maior distribuição na Sequência Depositional 3, mais nova (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b).

Os mapas de espessuras das sequências também retratam esta transgressão, uma vez que se verifica um deslocamento das zonas com maiores espessuras em direção à SW, caracterizando uma mudança da sedimentação rumo às regiões continentais (Figura 12).

Sem pormenorizar, as sequências 1, 2 e 3 coincidem com as três sequências deposicionais de terceira de ordem mais antigas que foram instituídas por Melo *et al.* (2019; Figuras 2 e 14). Além disso, a Sequência Depositional 1 engloba as sequências K60 e K70 do trabalho de Pessoa Neto *et*

al. (2007), bem como corresponde a Sequência do Albiano-Cenomaniano definida por Alves de Medeiros e Córdoba (2020) e as sequências I e II de Castro *et al.* (1988; Figuras 2 e 14). A Sequência Depositional 2 ainda pode ser correlacionada à Sequência K82-K84 de Pessoa Neto *et al.* (2007), à Sequência A identificada por Lana (1997) e à Sequência III de Castro *et al.* (1988; Figuras 2 e 14). A Sequência Depositional 3, por sua vez, equivale à Sequência K86 proposta por Pessoa Neto *et al.* (2007), à Sequência B de Lana (1997), à Sequência 1A proposta por Córdoba (2001) e as sequências IV e V estabelecidas por Castro *et al.* (1988; Figuras 2 e 14). A comparação com as sequências propostas em trabalhos prévios possibilitou as discussões acerca dos sistemas deposicionais inseridos no arcabouço dos tratos de sistemas internos às sequências identificadas nesta pesquisa.

Fácies	Unidades de correlação	Sequências						
		Castro <i>et al.</i> (1988)	Lana (1997)	Córdoba (2001)	Pessoa Neto <i>et al.</i> (2007)	Melo <i>et al.</i> (2019)	Alves de Medeiros & Córdoba (2020)	Este trabalho
Fácies 6	Açu-4	Sequências IV e V	Sequência B	Sequência 1A	Sequência K86	Sequência 3	–	Sequência 3 (Neocenomaniano-Mesoturoniano)
Fácies 5	Açu-3	Sequência III	Sequência A	–	Sequência K82-K84	Sequência 2	–	Sequência 2 (Eocenomaniano-Mesocenomaniano)
Fácies 1, 2, 3 e 4	Açu-1 e Açu-2	Sequências I e II	–	–	Sequências K60 e K70	Sequência 1	Sequência do Albiano-Cenomaniano	Sequência 1 (Albiano)

Figura 17. Correlação entre as sequências deposicionais definidas neste trabalho e aquelas propostas por Alves de Medeiros e Córdoba (2020), Melo *et al.* (2019), Pessoa Neto *et al.* (2007), Córdoba (2001), Lana (1997) e Castro *et al.* (1988). Além disso, está evidenciada a correspondência entre as sequências identificadas e as unidades de correlação definidas por Vasconcelos *et al.* (1990), como também com as fácies definidas por França (1987).

5.2.1 Sequência Depositional 1

A Sequência 1, de idade albiana, teve a sua deposição fortemente controlada pela estruturação do substrato, o qual é marcado por altos e baixos estruturais (Figura 11). Os baixos estruturais de orientação NE-SW, sobretudo, condicionaram o desenvolvimento de vales incisos que funcionaram como condutos para os sedimentos provenientes das porções mais continentais (Figura 11). A presença de vales mais profundos e largos na região NE da área pode indicar a incidência de processos erosivos mais acentuados nessa região (Figura 11). Outra hipótese aventada é de que as falhas apresentem maiores rejeitos na região NE, o que teria favorecido a formação de baixos estruturais

topograficamente mais rebaixados e, conseqüentemente, possibilitado a implantação de vales mais profundos (Figura 11).

A influência do substrato na deposição da Sequência 1 fica clara quando se compara o mapa de espessura desta sequência com o mapa de tempo sísmico do seu limite basal, ou seja, a Discordância Subaérea 1 (Figuras 12b e 13a). A partir dessa comparação, percebe-se que as maiores espessuras dos depósitos da Sequência 1 (Figura 12b) estão distribuídas exatamente nas porções rebaixadas, retratadas através da paleotopografia da Discordância Subaérea 1 (Figura 13a).

Conforme os trabalhos de Pessoa Neto *et al.* (2007) e Melo *et al.* (2019), os litotipos das unidades de correlação Açu-1 e Açu-2 (Vasconcelos *et al.*, 1990) estão inseridos no arcabouço da primeira sequência (Figura 17). Distalmente, esses litotipos interdigitam-se com as rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel (Pessoa Neto *et al.*, 2007; Melo *et al.*, 2019; Alves de Medeiros e Córdoba, 2020).

O Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) é caracterizado pela dominância da sismofácies A (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b), valores baixos nos perfis de GR, padrões cilíndricos e por litotipos de granulometria grossa, sendo o único intervalo a apresentar espessos pacotes de conglomerados (Figuras 7 e 8). Considerando as características acima relacionadas e a similaridade com as descrições feitas por França (1987), Vasconcelos *et al.* (1990) e Castro *et al.* (1988), na porção basal da Formação Açu, assume-se que a deposição do TSNB se deu a partir de um sistema fluvial de alta energia e/ou de leque aluvial que, devido à regressão, avançaram em direção a plataforma e preencheram a porção superior dos vales incisos encaixados nos baixos estruturais, como também se consolidaram externamente a eles (Figuras 5 e 6). Em direção às porções mais distais, esses sistemas dão lugar a sistemas costeiro e/ou deltaico, o que é indicado pela ocorrência de padrões em funil no poço 11 (Figuras 7 e 8b). A interpretação do sistema deltaico é corroborada pelas interpretações de França (1987), Castro *et al.* (1988) e Melo *et al.* (2019).

A transgressão subsequente ocorreu de forma mais restrita, haja vista a pequena espessura apresentada pelo Trato de Sistemas Transgressivo (TST; Figuras 5, 6, 7, 8a e 8c). Nesse trato, há uma maior quantidade de intercalações carbonáticas e pelíticas, especialmente nos poços 10 e 11, que são mais distais (Figuras 7 e 8). No dado sísmico, essa alternância litológica é expressa por refletores de mais alta amplitude, característicos da sismofácies B (Figuras 5a, 5b, 6a e 6b). O *trend* retrogradacional e a ocorrência da sismofácies B permitiram inferir uma sedimentação predominantemente de plataforma interna para o TST, a qual foi marcada pelo avanço de litotipos

pelíticos e carbonáticos marinhos em direção ao continente (Figura 7). Nas regiões proximais, esse intervalo foi associado a um sistema fluvial meandrante e/ou estuarino, que foram descritos, respectivamente, por Melo *et al.* (2019) e Castro *et al.* (1988). Por outro lado, nas regiões ainda mais distais, Alves de Medeiros e Córdoba (2020) relatam a sedimentação de folhelhos de talude e calcilutitos de borda de plataforma.

O Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) é caracterizado por apresentar as camadas de arenito mais significativas do intervalo (Figuras 7, 8a e 8c), indicando um contexto de elevado suprimento sedimentar, oriundo das mais regiões proximais, que foi associado a um processo de regressão da linha de costa. Tais condições devem ter favorecido o estabelecimento de um sistema costeiro e/ou deltaico (França, 1987) que avançaram em direção às regiões plataformais.

Confrontando a configuração das curvas de GR do intervalo atribuído ao TSNA nos poços e o modelo vertical de fácies do sistema deltaico (Emery e Myers, 1996; Li *et al.*, 2017), pode-se tecer inferências acerca dos elementos arquiteturais. A porção basal do TSNA é marcada por valores mais baixos de GR e pela alternância de finas intercalações de pelitos e arenitos (Poços 3, 5, 7, 9 e 10; Figuras 7, 8a e 8c), podendo ser correlacionada à uma região de frente deltaica distal/prodelta. Na porção intermediária, os pacotes de arenitos mais espessos foram interpretados como depósitos de frente deltaica proximal (Figuras 7, 8a e 8c). A porção superior do TSNA, por sua vez, caracteriza-se por um aumento nos valores GR, aumento na quantidade de rochas carbonáticas e pelíticas e uma diminuição na espessura das camadas de arenito (Poços 2 e 3; Figuras 7, 8a e 8c). Essa porção foi relacionada a uma região distal da planície deltaica.

Por outro lado, comparando-se as curvas de GR do TSNA ao modelo de fácies do sistema costeiro ilustrado por Walker e Plint (1992), pode-se associar a porção basal do TSNA aos depósitos de *shoreface* inferior. Já, a porção intermediária do trato pode ser relacionada aos depósitos mais grossos de *shoreface* superior ou *foreshore*. A porção superior, por sua vez, pode representar os depósitos de *backshore* ou planície costeira.

5.2.2 Sequência Depositional 2

A segunda sequência teve a sua sedimentação entre o Eocenomaniano e o Mesocenomaniano, sendo marcada por uma maior quantidade de camadas de rocha carbonática e de pelito em relação a Sequência Depositional 1 (Figuras 7 e 8), o que evidencia um aumento da influência marinha nesta sequência. Os mapas de tempo sísmico dos limites inferior (DS2; Figura 13b) e superior desta

sequência (DS3; Figura 13c), bem como o seu o mapa de espessura, indicam uma deposição com ínfima influência das estruturas do substrato (Figura 12c). Nesta sequência, estão incluídos os litotipos da unidade Açú-3 de Vasconcelos *et al.* (1990; Figura 17), os quais se interdigitam lateralmente, rumo às regiões distais, com os litotipos pelíticos da Formação Quebradas (Lana, 1997; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Melo *et al.*, 2019). A DS2, base desta sequência, foi associada a processos erosivos intensos ocorridos na margem leste da bacia, resultando na escavação do cânion de Ubarana (Lana, 1997). Apesar dessas evidências, não foram encontradas feições erosivas ligadas à essa superfície nos dados analisados (Figuras 5 e 6).

O TSNB ainda exhibe uma preponderância da sismofácies A. Por isso, interpreta-se para as regiões de plataforma, analisadas nesta pesquisa, a atuação de sistemas transicionais (provavelmente deltaicos e costeiros) a marinhos rasos francamente regressivos, os quais foram responsáveis pela considerável deposição de arenitos e rochas carbonáticas de mais alta energia (calcarenitos; Figuras 7 e 8). Nas regiões continentais, assume-se a atuação de sistemas fluviais entrelaçados amalgamados e não confinados, assim como foi proposto por Melo *et al.* (2019), denotando uma elevação da energia do ambiente deposicional e, conseqüentemente, um importante influxo sedimentar para as regiões distais (Lana, 1997).

Em comparação ao TSNB, o TST apresenta uma dominância das sismofácies B e C (mais distais), uma diminuição na espessura e na quantidade das camadas de arenito, como também uma maior expressividade dos pelitos e das rochas carbonáticas indicativas de contextos deposicionais de baixa energia (calcilutitos; Figuras 7 e 8). França (1987) propôs um sistema fluvial e estuarino dominado por marés no Campo de Fazenda Belém, localizado a SW da área estudada. Melo *et al.* (2021), por sua vez, descreveram fácies de um sistema fluvial meandrante influenciado por marés para os depósitos proximais deste trato. As interpretações desses autores, as sismofácies dominantes, o *trend* retrogradacional e a composição litológica do intervalo sugerem contextos de plataforma interna a externa para a deposição do TST na área estudada.

A configuração do TSNA se assemelha àquela observada no TST, tanto nas seções sísmicas, quanto nas seções de poços (Figuras 5, 6, 7 e 8). Dessa forma, infere-se o mesmo contexto deposicional do TST para as sucessões de nível alto, porém com um caráter regressivo.

5.2.3 Sequência Depositional 3

Durante o intervalo compreendido entre o Neocenomaniano e o Mesoturoniano, ocorreu a consolidação da Sequência Depositional 3 (Figuras 5, 6, 7 e 8). Esse período foi marcado por uma rigorosa redução no influxo de terrígenos para a bacia (Lana, 1997; Córdoba, 2001), a qual esteve associada à transição das sucessões siliciclásticas da Formação Açú para os depósitos carbonáticos da Formação Jandaíra (Figuras 5, 6, 7 e 8). De acordo com os dados isotópicos analisados por Lana (1997), essa redução do influxo sedimentar foi ocasionada por uma mudança climática na Bacia Potiguar entre o Neocenomaniano e o Eoturoniano, de forma que condições mais quentes e relativamente mais úmidas durante o Cenomaniano cederam espaço para climas mais frios e áridos a partir do Turoniano.

Esta sequência abrange os litotipos da unidade Açú-4 (Vasconcelos *et al.*, 1990; Figura 17), os quais encontram-se interdigitados com as sucessões marinhas da Formação Quebradas nas regiões distais (Figuras 5, 6, 7 e 8; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Melo *et al.*, 2019). Diversos autores analisaram os depósitos da unidade Açú-4. Em geral, eles interpretaram, para essa unidade, a implantação de um sistema estuarino retratado pelo desenvolvimento de ilhas barreiras que são cortadas por canais de maré e exibem laguna/planícies de maré na retaguarda. Os canais de maré ainda são associados a deltas de maré vazante e/ou enchente (França, 1987; Vasconcelos *et al.*, 1990; Bagnoli, 1993; Castro, 1993; Córdoba, 2001). Analisando a porção superior da unidade Açú-4, Bagnoli (1993) identificou paleocorrentes bidirecionais NE-SW associadas aos canais de marés, com dominância das correntes de maré enchente orientadas para SW. Diferentemente, os trabalhos de Córdoba (2001) e Reyes Pérez (2003) reconheceram uma preponderância de paleocorrentes para NE e N, respectivamente, as quais estão associadas às correntes de maré vazante. Essas paleocorrentes apresentam uma orientação oblíqua a perpendicular à paleolinha de costa, que é aproximadamente paralela a linha de costa atual, com uma orientação NW-SE (Figura 1; Bagnoli, 1993).

O TSNB desta sequência é representado por uma delgada cunha (Figuras 5 e 6) composta por significativas camadas de pelitos e rochas carbonáticas (calcilutitos e calcarenitos), com intercalações de camadas de arenito de pequena espessura (Figuras 7 e 8). A grande expressão da sismofácies B e C, a diminuição considerável na espessura e quantidade das camadas de arenito, como também o aumento na frequência das rochas pelíticas e carbonáticas neste trato, diferem da configuração dos TSNB descritos nas sequências 1 e 2 (Figuras 7 e 8). Tal fato pode ser explicado pelo deslocamento dos depocentros em direção ao continente (Lana, 1997), o que favoreceu a entrada de sedimentos mais distais (regiões neríticas médias a profundas) na região analisada pelos dados do trabalho. A concentração de pelitos e rochas carbonáticas neste trato, bem como as interpretações feitas por Lana

(1997) nos depósitos de nível baixo de sua Sequência B, permitiram inferir um contexto de plataforma média a externa para o TSNB da Sequência 3. Os depósitos fluviais, de leques aluviais, costeiros e/ou deltaicos, típicos da sismofácies A, ficam restritos às porções mais proximais da área de estudo (Figura 5).

A fase transgressiva (TST) foi caracterizada pelo avanço de folhelhos marinhos distais da Formação Quebradas em direção às regiões plataformais (Poço 11; Figura 7). Nessas regiões, são encontradas espessas camadas de arenito intercaladas com pelitos pertencentes a porção superior da Formação Açu (Unidade Açu-4). Nas regiões proximais, os trabalhos realizados nesta seção apontam para a implantação de um sistema estuarino dominado por marés, no qual foram identificados diversos elementos arquiteturais (França, 1987; Vasconcelos *et al.*, 1990; Bagnoli, 1993; Castro, 1993; Córdoba, 2001).

A SIM representa o ápice do evento transgressivo iniciado no Eoalbio, marcando o fim da dominância siliciclástica das formações Açu e Quebradas e o início da implantação da rampa carbonática da Formação Jandaíra nas porções *offshore* (Figuras 5, 6, 7 e 8; Lana, 1997; Córdoba, 2001; Melo *et al.*, 2019). De acordo com Costa *et al.* (2014), essa transgressão foi a maior ocorrida nos últimos 250 milhões de anos.

As sucessões relacionadas ao TSNA são representadas por uma notável cunha regressiva que apresenta terminações em *downlap* contra a SIM (Figuras 5, 9c e 9d). Os depósitos deste trato, formados essencialmente por calcarenitos, apresentam diferentes intercalações ao longo da seção *dip* (Figura 7). As intercalações de arenitos na porção WSW evidenciam a ocorrência, ainda que de forma restrita, de influxos siliciclásticos provenientes das regiões proximais (Figura 7). Por outro lado, na porção ENE, as espessas intercalações de calcilutitos ilustram contextos deposicionais de menor energia e mais distais (Figura 7). Os depósitos do TSNA foram associados a sistemas de barras de maré, desenvolvidos em um contexto de rampa carbonática, tendo em vista a similaridade com as sucessões basais da Formação Jandaíra descritas por Córdoba (2001).

5.3 A Sequência Depositional 1 e o sistema petrolífero da área

A Bacia Potiguar abarca dois grupos de rochas geradoras de idades distintas: (1) folhelhos neocomianos lacustres da Formação Pendência e (2) folhelhos e margas marinhos evaporíticos de idade aptiana da Formação Alagamar (Ducros *et al.*, 2016; Pestilho *et al.*, 2021). De acordo com o mapeamento geoquímico realizado por Trindade *et al.* (1992), a área de estudo está inserida em uma

porção em que houve mistura dos óleos gerados pelas duas fontes. Porém, devido à predominância das rochas geradoras hipersalinas da Formação Alagamar na parte ocidental da bacia, assume-se que essas rochas tenham contribuído de forma mais significativa para a geração de hidrocarbonetos nessa região (Bertani *et al.*, 1990; Trindade *et al.*, 1992).

Conforme a classificação do petróleo bruto da ANP (2000), os óleos amostrados nos poços 5 e 6 podem ser classificados como médios ($^{\circ}\text{API}$ entre 22 e 31). Por outro lado, os óleos coletados nos poços 3 e 9 já são considerados pesados ($^{\circ}\text{API}$ entre 10 e 22). O poço 10, por sua vez, possui os dois tipos de óleo. A presença desses óleos mais pesados, essencialmente na região SW, indicam a atuação de processos de biodegradação mais severos nesse setor, os quais estariam relacionados a atividade bacteriana favorecida pela infiltração de água meteórica (Moraes, 2007).

Os óleos foram gerados em baixos estruturais *offshore*, na porção profunda bacia, a norte da falha de Macau (Trindade *et al.*, 1992), e migraram em direção à SW, seguindo os alinhamentos estruturais (Santos Neto, *et al.*, 1990). No dado sísmico analisado, esses alinhamentos estruturais estão representados pelas falhas de orientação NE-SW, que apresentam baixos valores de *sweetness* na figura 16b. Além das falhas, a Discordância Subaérea 1 (Albiano inferior) desempenhou um papel fundamental na migração lateral dos hidrocarbonetos dentro dos litotipos da Formação Alagamar até a área estudada, assim como em direção as regiões mais elevadas dessa mesma área. Isso é evidenciado pela grande concentração de refletores com altas amplitudes, os quais são atribuídos a presença de fluidos, abaixo e ao longo dessa superfície (figuras 16d e 16e).

Aliada a migração lateral do óleo, também ocorreu a migração vertical através dos falhamentos principais, que está indicada pelas setas pretas na figura 16. Esses hidrocarbonetos foram alocados essencialmente nos depósitos albianos, pertencentes à Sequência 1, que constituem os principais reservatórios da área.

Na região NW, os hidrocarbonetos se distribuíram nas sucessões atribuídas ao TSNB, ao TST e à base do TSNA (Figuras 14 e 16), em rochas de porosidade moderada a baixa (Figuras 15). Isso é corroborado pelos testes de formação realizados nos poços 5 e 6 (Figura 14). Notavelmente, nessa região, os refletores de alta amplitude se concentram exatamente nos intervalos mencionados da Sequência 1 (Figuras 16c, 16d e 16e), o que sugere uma conexão entre a presença de fluidos e os valores mais elevados nos atributos. Ademais, percebe-se um alinhamento desses refletores com a SIM e a SRM, assim como em outras porções da seção sísmica, indicando um claro controle dessas

superfícies no tocante ao processo de migração e trapeamento dos hidrocarbonetos (Figuras 16c, 16d e 16e).

Apesar das camadas de arenito, encontradas na porção intermediária do TSNA, serem as mais porosas de todo o intervalo e apresentarem os maiores valores de resistividade (Figura 15), não foram reconhecidos hidrocarbonetos nessas camadas, na região NW da área (Figura 14). Esse fato pode estar associado a uma migração limitada através das falhas, as quais parecem se prolongar apenas até parte basal do TSNA (Figuras 16c, d e e). Além disso, esse intervalo basal do TSNA, nos poços 5 e 6, possui uma porosidade bem mais fechada, em comparação ao mesmo intervalo nos outros poços, o que pode ter restringido o deslocamento dos hidrocarbonetos para as porções superiores do trato (Figura 14).

Na região SE, foram observados refletores de alta amplitude situados nas porções intermediárias e superiores do TSNA (Figuras 16c, 16d e 16e), divergindo das outras regiões da seção sísmica. Somado a isso, nos poços 9 e 10, os testes indicaram a presença de óleo nesses intervalos do TSNA (Figura 14). Dessa forma, acredita-se que, na região SE, o óleo deve ter migrado mais efetivamente em direção às porções superiores das sucessões de nível alto, em função de um maior prolongamento das falhas ou até mesmo da presença de camadas mais porosas na base do TSNA (Figuras 16c, 16d e 16e), que podem ter facilitado esse fluxo (Figura 14).

Entre os poços 6 e 3, assim como entre os poços 3 e 9, há a recorrência de refletores mais fortes dentro do TSNB e logo acima do baixo estrutural preenchido pelos depósitos da Formação Alagamar (Figuras 16c, 16d e 16e). Esses refletores apresentam uma terminação abrupta contra os altos do embasamento e contra algumas falhas (Figuras 16c, d e e). Nas adjacências do poço 3, destaca-se também uma zona de refletores de amplitude muito elevada, os quais se situam essencialmente ao longo da SIM e da SRM (Figuras 16c, 16d e 16e). Todas essas zonas caracterizam pontos importantes para análises exploratórias.

6. CONCLUSÃO

A utilização de dados sísmicos (2D e 3D) e de poços possibilitou a individualização de três sequências deposicionais (1, 2 e 3) e dos seus tratos de sistemas internos (TSNB, TST e TSNA). De modo geral, a evolução das sequências 1, 2 e 3 evidenciou uma transgressão progressiva que teve o seu ápice na SIM da Sequência 3.

A Sequência 1 (Albiano) abrange os depósitos das unidades Açú-1 e Açú-2 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e foi marcada por um elevado aporte sedimentar. A deposição dessa sequência foi consideravelmente influenciada pela estruturação do substrato e se deu a partir da atuação de sistemas de leque aluvial, fluvial, deltaico, costeiro e de plataforma interna.

A Sequência 2 (Eocenomaniano-Mesocenomaniano) engloba os litotipos da unidade Açú-3 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e foi caracterizada por uma maior influência marinha. Essa sequência foi depositada a partir de sistemas deltaicos, costeiros, de plataforma interna e externa.

A Sequência 3 (Neocenomaniano-Mesoturoniano), por sua vez, tem a sua porção inferior definida pelas sucessões da unidade Açú-4 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e a sua porção superior atribuída às rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. O contexto deposicional da porção inferior dessa sequência foi relacionado a sistemas de plataforma média e externa. Por outro lado, a sua porção superior foi consolidada através de um sistema de barras de maré desenvolvido em um contexto de rampa carbonática.

Os hidrocarbonetos encontrados no Campo de Caraúna podem ser classificados como médios a pesados. Esses fluidos foram gerados na porção *offshore* profunda da Bacia Potiguar e migraram principalmente através das falhas NE-SW. Os depósitos albianos da Sequência Depositional 1 constituem os principais reservatórios. Na região NW, o óleo fica restrito às sucessões associadas ao TSNB, ao TST e a porção basal do TSNA. Por outro lado, na região SE, o óleo conseguiu alcançar também às porções intermediárias do TSNA. As superfícies estratigráficas desempenharam um papel fundamental na migração e no trapeamento desses hidrocarbonetos, com destaque para a DS1, a SRM e a SIM.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural, e Biocombustíveis (ANP) por disponibilizar a base de dados utilizada na pesquisa, à Schlumberger por conceder a licença acadêmica do *software* Petrel e à Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) pela provisão da infraestrutura necessária para a interpretação dos dados. O primeiro autor também é grato à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento da sua bolsa de doutorado, por meio do código de financiamento 001.

REFERÊNCIAS

- Alves de Medeiros, A. K., Córdoba, V. C. (2020). Stratigraphic analysis of Ponta do Mel carbonate platform, Albian-Cenomanian in Potiguar Basin, NE of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102675, DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102675
- Agência Nacional do Petróleo (ANP). (2000). Portaria Nº 9 de 24 de Janeiro de 2000. Agência Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro. Acesso em 17 de julho de 2023, <<https://atosoficiais.com.br/anp/portaria-tecnica-n-9-2000->>
- Araripe, P. T., Feijó, F. J. (1994). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1),127-141.
- Asquith, G., Krygowski, D. (2004a). Gamma ray. In: Asquith G., Krygowski D. (ed.) *Basic Well Log Analysis*. 31-35. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Methods in Exploration Series,16), DOI: 10.1306/Mth16823
- Asquith, G., Krygowski, D. (2004b). Porosity logs. In: Asquith G., Krygowski D. (ed.) *Basic Well Log Analysis*. 37-76. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Methods in Exploration Series,16), DOI: 10.1306/Mth16823
- Bagnoli, E. (1993). The Mossoro sandstone, Canto do Amaro oil field, Late Cretaceous of the Potiguar Basin, Brazil: An example of a tidal inlet-channel reservoir. In: E.G. Rhodes, T.F. Moslow (Eds.), *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*, 182-200. New York: Springer-Verlag, DOI: 10.1007/978-1-4757-0160-9_9
- Bertani, R. T., Costa, I. G., Matos, R. M. D. (1990). Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: G.P. Raja Gabaglia, E.J. Milani (Eds.), *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*, 291-310. Rio de Janeiro: Petrobras.
- Castro, J. C., Viviers, M. C., Regali, M. S. P. (1988). Stratigraphic analysis of the marine cretaceous in the eastern margin of Potiguar Basin. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2), 231-236, DOI: 10.25249/0375-7536.1988182231236
- Castro, J. C. (1993). Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian-Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE Brazil: An example of a tide and wave dominated delta. In: E. G. Rhodes, T.F. Moslow (Eds.), *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*, 161-182. New York: Springer-Verlag, DOI: 10.1007/978-1-4757-0160-9_8
- Catuneanu, O. (2019). Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 88, 312–388, DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.09.017
- Córdoba, V. C. (2001). *A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Costa, A. B. C., Córdoba, V. C., Netto R. G., Lima Filho F. P. (2014). Registro faciológico e paleoambiental da transgressão que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano na Bacia Potiguar, NE do Brasil. *Comunicações Geológicas (Especial I)*, 101, 415-420.
- Cremonini, O. A., Goulart, J. P. M., Soares, U. M. (1996). Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas, São Paulo. 4º Simpósio do Cretáceo do Brasil. 89-93. Rio Claro: UNESP.
- Cunha, J. A. O., Córdoba, V. C., Soares, U. M., Sousa, D. C., Vital, H. (2021). Evolution of shallow and deep-water deposits included in the regressive drift succession of the Potiguar Basin (Brazilian

- Equatorial Margin) during the Late Cretaceous to Holocene. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103420, DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103420
- Dewan, J. T. (1983). *Essentials of Modern Open-Hole Log Interpretation*. Oklahoma: PennWell books.
- Ducros, M., Carpentier, B., Wolf, S., Cacas, M-C. (2016). Integration of biodegradation and migration of hydrocarbons in a 2D petroleum systems model: application to the Potiguar Basin, NE Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 39(1), 61-78, DOI: 10.1111/jpg.12628
- Emery, D., Myers, K. J. (1996). *Sequence Stratigraphy*. Oxford: Blackwell Scientific Company, DOI: 10.1002/9781444313710
- França, R.L. (1987). *Análise estratigráfica da Formação Açú no Campo de Fazenda Belém, Bacia Potiguar – CE*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas - UFOP.
- Françolin, J. B. L., Szatmari, P. (1987). Mecanismo de rifteamento da porção oriental da Margem Norte Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 196-207, DOI: 10.25249/0375-7536.1987196207
- Garcia, G. (2014). *Modelagem estratigráfica do intervalo Cenomaniano-Turoniano, Formações Açú e Jandaíra, na borda sudoeste da Bacia Potiguar*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Gil, J.A. (1997). *Estratigrafia e análise paleoambiental da plataforma carbonática Jandaíra; Turoniano-Campaniano da porção centro-oeste da Bacia Potiguar*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS.
- Gushiken, M. T., Siqueira, J. B. (2008). Características gerais dos projetos de injeção de vapor nos reservatórios produtores de petróleo da Formação Açú na Bacia Potiguar, Natal. *15º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, 1-13. São Paulo: ABAS.
- Hart, B. (2008). Channel detection in 3-D seismic data using sweetness. *AAPG Bulletin*, 92(6), 733–742, DOI: 10.1306/02050807127.
- Hornung, J., Aigner, T. (1999). Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology*, 129(3-4), 215-280. DOI: 10.1016/S0037-0738(99)00103-7
- Hunt, D., Tucker, M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9, DOI: 10.1016/0037-0738(92)90052-S
- Lana, C. C. (1997). *Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS.
- Leopoldino Oliveira, K. M., Castro, D. L., Castelo Branco, M. G., Oliveira, D. C., Alvite, E. N. C., Jucá, C. C. A., Castelo Branco, J. L. (2018). Architectural framework of the NW border of the onshore Potiguar Basin (NE Brazil): An aeromagnetic and gravity based approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 700-714, DOI: 10.1016/j.jsames.2018.10.002
- Li, S., Ma, Y. Z., Yu, X., Li, S. (2017). Reservoir potential of deep-water lacustrine delta-front sandstones in the Upper Triassic Yanchang Formation, Western Ordos Basin, China. *Journal of Petroleum Geology*, 40(1), 105-118, DOI:10.1111/jpg.12666

- Lopes, J. A. G., Castro, D. L., Bertotti, G. (2018). Quantitative analysis of the tectonic subsidence in the Potiguar Basin (NE Brazil). *Journal of Geodynamics*, 117, 60–74. DOI: 10.1016/j.jog.2018.04.008
- Matos, R. D., Krueger, A., Norton, I., Casey, K. (2021). The fundamental role of the Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the South Atlantic Cretaceous Rift system. *Marine and Petroleum Geology*, 127, 104872, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104872
- Matos, R. M. D. (1992). The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791, DOI: 10.1029/91TC03092
- Matos, R. M. D. (2000). Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: W. Mohriak, M. Talwani (ed.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. 331-354. Washington: American Geophysical Union. (Geophysical Monograph Series, 115), DOI: 10.1029/GM115p0331
- Melo, A. H., Andrade, P. R. O., Magalhães, A. J. C., Fragoso, D. G. C., Lima-Filho, F. P. (2019). Stratigraphic evolution from the early Albian to late Campanian of the Potiguar Basin, Northeast Brazil: An approach in seismic scale. *Basin Research*, 32(5), 1054-1080, DOI: 10.1111/bre.12414
- Melo, A. H., Magalhães, A. J. C., Menegazzo, M. C., Fragoso, D. G. C., Florencio, C. P., Lima-Filho, F. P. (2021). High-resolution sequence stratigraphy applied for the improvement of hydrocarbon production and reserves: A case study in Cretaceous fluvial deposits of the Potiguar basin, northeast Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 130, 105124, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105124
- Melo, J. G., Vasconcelos, M. B., Alves, R. S. (2012). Origem e Mecanismos de Salinização das Águas Subterrâneas na Borda Sul da Bacia Potiguar, RN. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(4), 161-169.
- Miall, A. (2014). *Fluvial depositional systems*. Switzerland: Springer, DOI: 10.1007/978-3-319-00666-6
- Mitchum, Jr. R. M., Vail, P. R. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. 135-143. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (Memoir, 26), DOI: 10.1306/M26490C9
- Mitchum, Jr. R. M., Vail, P. R., Sangree, J. B. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection patterns in Depositional Sequences. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. 117-133. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (Memoir, 26), DOI: 10.1306/M26490C8
- Morais, E. T. (2007). *Aplicações de técnicas de inteligência artificial para classificação genética de amostras de óleo da porção terrestre, Bacia Potiguar, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia – UFRJ.
- Nanda, N.C. (2016). *Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production*. Switzerland: Springer, DOI: 10.1007/978-3-319-26491-2
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. West Sussex: Wiley-Blackwell.
- Pessoa Neto, O. C. (1999). *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS.

- Pessoa Neto, O. C. (2003). Estratigrafia de seqüências da plataforma mista da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3), 263-278, DOI: 10.25249/0375-7536.2003333263278
- Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Fernandes da Silva, J. G., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Valentin de Souza, C. A. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2), 357-369.
- Pestilho, A. L. S., Monteiro, L. V. S., Oliveira, D. M., Coutinho, L. F. C., Santos Neto, E. V. S. (2021). Unraveling the early petroleum migration of the Potiguar Basin, Brazil: Constraints from fluid inclusions of the Ubarana and Lorena oilfields. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105200, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105200
- Reyes Pérez, Y. A. (2003). *Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - UFRN.
- Rider, M. (1996). *The geological interpretation of well logs – second edition*. Scotland: Rider-French Consulting Ltd.
- Santos Neto, E. V., Mello, M. R., Rodrigues, R. (1990). Caracterização geoquímica dos óleos da Bacia Potiguar. *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 974-985. Natal: SBG.
- Santos, S. C. (2009). *Análise estratigráfica e caracterização faciológica de depósitos sedimentares neocretácicos pertencentes à Formação Açu, Bacia Potiguar emersa – RN*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS.
- Schlumberger. (1975). *A guide to Wellsite Interpretation of the Gulf Coast*. Houston: Schlumberger Well Services.
- Simm, R., Bacon, M. (2014). *Seismic Amplitude: An interpreter's Handbook*. New York: Cambridge University Press.
- Soares, U. M., Rossetti, E. L. (2005). Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2), 149-166.
- Souza, S. M. (1982). Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *XXXII Congresso brasileiro de Geologia*, v. 5, 2392-2406. Salvador: SBG.
- Stieber S. J. (1970). Pulsed neutron capture log evaluation – Louisiana Gulf Coast. Fall Meeting of The Society of Petroleum Engineers of AIME, 2961. Houston: SPE, DOI: 10.2118/2961-MS
- Tibana, P., Terra, G. J. S. (1981). Seqüências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, 24(3), 174-183.
- Torrado, L., Carvajal-Arenas, L. C., Mann, P., Bhattacharya, J. (2020). Integrated seismic and well-log analysis for the exploration of stratigraphic traps in the Carbonera Formation, Llanos foreland basin of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102607, DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102607
- Trindade, L. A. F., Brassell, S. C., Santos Neto, E. V. (1992). Petroleum migration and mixing in the Potiguar Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 76(12), 1903-1924, DOI: 10.1306/BDF8B14-1718-11D7-8645000102C1865D
- Vail, P. R., Mitchum, Jr. R. M., Thompson, S. III. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic*

-
- Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. 83-98. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (Memoir, 26), DOI: 10.1306/M26490C6
- Van Wagoner, J. C., Mitchum Jr., R. M., Campion, K. M., Rahmanian, V. D. (1990). *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. 1-60. (Methods in Exploration Series, 7), DOI: 10.1306/Mth7510
- Vasconcelos, E. P., Lima Neto, F. F., Ross, S. (1990). Unidades de correlação da Formação Açú. In: *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 227-240. Natal: SBG.
- Veeken, P. C. H., Van Moerkerken, B. (2013). *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*. Netherlands: EAGE publications.
- Viviers, M. C., Koutsoukos, E. A. M., Silva-Telles Jr., A. C., Bengtson, P. (2000). Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian–Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 21(2-3), 407-455. DOI: 10.1006/cres.2000.0205
- Viviers, M. C., Regali, M. S. P. (1987). Estudo Paleoambiental Preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 123–130, DOI: 10.25249/0375-7536.1987123130
- Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave- and Storm-dominated Shallow Marine Systems. In: R.G. Walker, N.P. James (Eds.), *Facies Models*, 219-238. Newfoundland: Geological Association of Canada.
- Xu, G., Haq, B. U. (2022). Seismic facies analysis: Past, presente and future. *Earth-Science Reviews*, 224, 103876, DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103876
-

ARTIGO 2

Capítulo 5

5 ARTIGO 2 (submetido à revista *Marine and Petroleum Geology*)**SHELF SAND RIDGES IN THE GEOLOGICAL RECORD: AN EXAMPLE OF THE ALBIAN-TURONIAN OF THE POTIGUAR BASIN, BRAZIL**

João Augusto de Oliveira CUNHA^{a,*}, Valéria Centurion CÓRDOBA^b, Debora do Carmo SOUSA^b,
Claiton Marlon dos Santos SCHERER^c

^a Postgraduate Program in Geodynamics and Geophysics, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil.

^b Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil.

^c Geosciences Institute, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil

* Corresponding author. Present address: Laboratory of Geology and Geophysics of Petroleum, Federal University of Rio Grande do Norte, University Campus, Lagoa Nova, PO Box 1596, CEP 59078-970, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil. Tel.: +55 (084) 3342-2332 (Extension 325). E-mail address: joao.cunha.090@ufrn.edu.br (João Augusto de Oliveira Cunha), valeria.cordoba@ufrn.br (Valéria Centurion Córdoba), debora.sousa@ufrn.br (Débora do Carmo Sousa), claiton.scherer@ufrgs.br (Claiton Marlon dos Santos Scherer)

Abstract

Shelf sand ridges represent elongated and isolated bodies with essentially sand composition distributed on continental shelves worldwide. The genesis of these features has been debated by numerous researchers over time, focusing on their controlling factors and the associated sequence stratigraphy units. These discussions have been mainly based on modern examples and continue until present day. Therefore, subsurface data-driven studies are still needed to address the shelf sand ridges found in ancient deposits, considering their potential to serve as petroleum reservoirs. This study aimed to analyze the depositional architecture and understand the formation process of the shelf sand ridges included in the Albian-Turonian deposits of the Potiguar Basin. For this purpose, the study used data from ten wells and a 3D seismic cube. The analysis relied on the modern seismic geomorphology tool, employing proportional and horizon slicing techniques. The application of

geomorphology was based on a previously defined stratigraphic framework for the studied interval, which subdivided the Albian-middle Turonian succession of the Potiguar Basin into three depositional sequences (1, 2, and 3). The identified shelf sand ridges are associated with the transgressive systems tracts of sequences 1 (Albian) and 3 (late Cenomanian-middle Turonian). The ridges of Sequence 1 appear as a set of isolated, non-coalescent, and parallel features. In contrast, the feature of Sequence 3 results from the coalescence process of two other ridges. This feature occurs isolated and is wider than those of Sequence 1. Tidal processes were the main agents forming the recognized shelf sand ridges. However, it is believed that waves and ocean currents also played a role in developing these features.

Keywords: Seismic geomorphology; Potiguar Basin; Açú Formation; Seismic attributes; Shelf sand ridges; Sequence stratigraphy.

1. Introduction

The use of seismic geomorphology combined with seismic stratigraphy has emerged as a powerful tool for characterizing the geometry, occurrence mode, and magnitude of depositional systems and their architectural elements, especially fluvial, shallow marine, and deep marine systems (Posamentier et al., 2007; Reijenstein et al., 2011; Hossain and Imranuzzaman, 2019; Hosseinyar et al., 2019; Torrado et al., 2020). Regarding architectural elements, the differentiation, understanding of their genesis processes, and their parameterization are significant for the analysis of petroleum systems, as they enable the characterization of the external shape, extent, and distribution of potential hydrocarbon reservoirs (Posamentier, 2002; Reijenstein et al., 2011; Berton et al., 2021).

An example of an architectural element found in shallow marine contexts is the shelf sand ridges, which constitute elongated and isolated bodies in the regions of the continental shelf, mainly consisting of sand deposits (Posamentier, 2002; Zhang et al., 2017; Lin et al., 2021).

Over time, the genesis of these shelf sand ridges has been the subject of heated discussions. Some researchers argue that these features are closely associated with phases of forced regression or normal regression (Plint, 1988; Posamentier and Chamberlain, 1993; Bergman and Walker, 1995; Bergman and Walker, 1999; Zhang et al., 2017). On the other hand, other researchers correlate the sand ridges formation with transgressive phases (Snedden and Dalrymple, 1999; Snedden and Bergman, 1999; Posamentier, 2002; Lin et al., 2021). Another debated issue concerns the main

controlling factor in the genesis of these architectural elements. Among the main factors mentioned are tides, waves, and ocean currents (Posamentier, 2002; Zhuo et al., 2014; Ye et al., 2017; Zhang et al., 2017; Lin et al., 2021).

Most of the research on shelf sand ridges has focused on modern examples found in current continental shelf settings. Furthermore, there is no established consensus regarding the genesis of these features or their controlling factors. Therefore, there is still a need for subsurface studies that address the structures included in ancient successions and discuss their evolutionary process, contributing to better understanding of these features.

The objective of this study is to use well and 3D seismic data from the Caraúna Field to investigate the depositional architecture of shelf sand ridges found in the Albian-Turonian deposits of the Potiguar Basin, aiming to understand: (i) their evolution; (ii) their genetic relationship with recognized system tracts and depositional sequences within the interval; (iii) the primary controlling factors influencing their formation, and (iv) the significance of these ridges for the petroleum system of the basin.

2. Geological background

The Potiguar Basin is located at the easternmost part of the Brazilian Equatorial Margin, covering an area of 48,000 km², with 21,500 km² distributed in the onshore region and 26,500 km² in the offshore portion (Figure 1; Bertani et al., 1990; Pessoa Neto et al., 2007). The genesis of this basin is associated with the breakup of the Gondwana supercontinent during the Early Cretaceous, resulting in the definitive separation between the South American and African plates (Matos, 1992; Lopes et al., 2018; Leopoldino Oliveira et al., 2018).

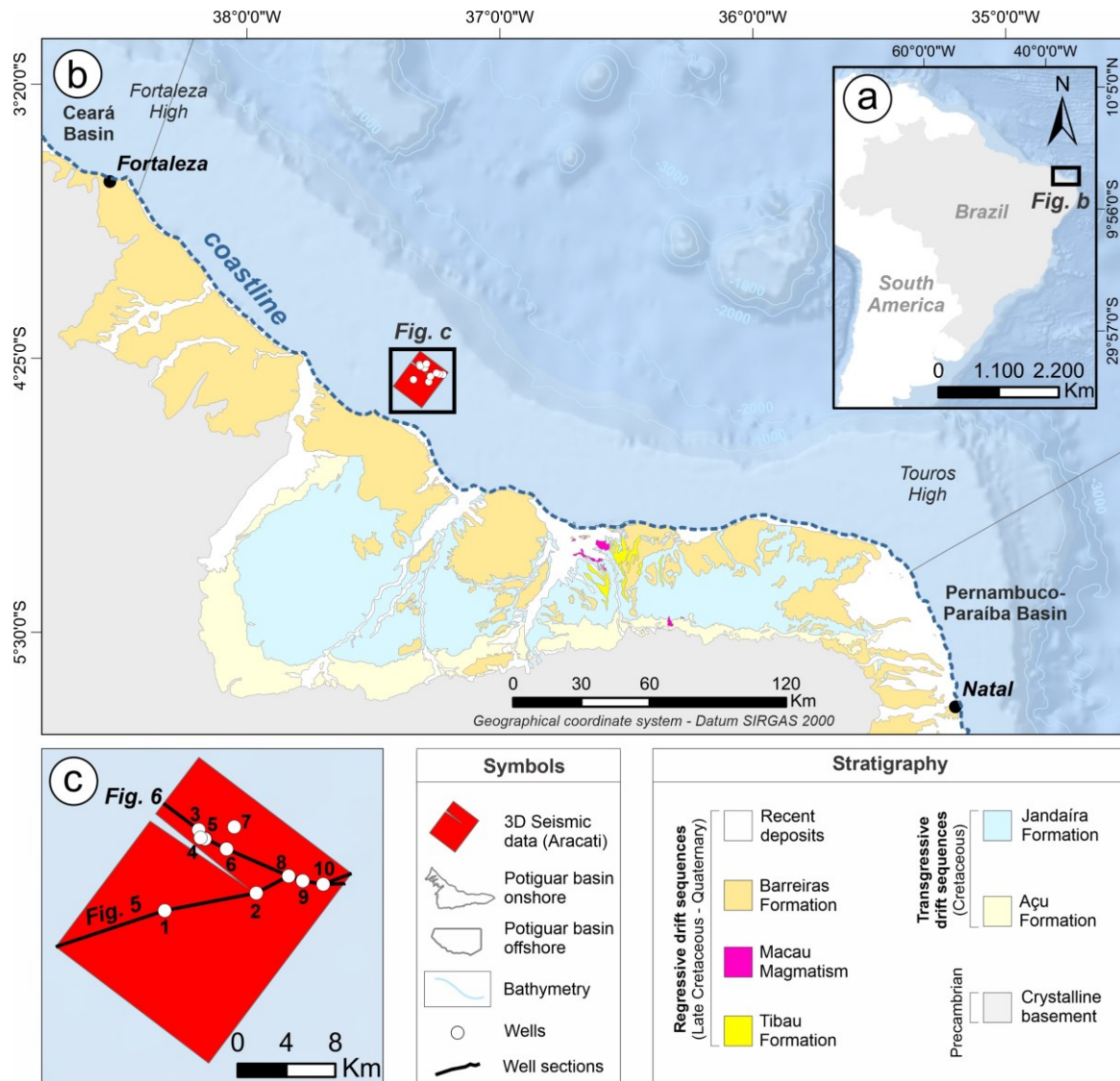


Figure 1. (a) Location of the Potiguar Basin in the context of Brazil and South America. (b) Geological map displaying the outcropping lithostratigraphic units, the boundaries of the Potiguar Basin, as well as the seismic (red rectangle) and well data utilized in the study (white circles). (c) Detail of the 3D seismic data and arrangement of the analyzed wells. The black lines illustrate the correlation sections between the wells. These maps were created based on a database provided by the Geological Survey of Brazil (CPRM) and the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE). The shapefiles of the seismic and well data were acquired from the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP) website.

Concerning its boundaries, the Potiguar Basin is delimited to the northwest and east by significant structural features. Fortaleza High separates it from the Ceará Basin in the former case. At the same time, the eastern limit is defined by the Touros High, isolating the Potiguar Basin from the Pernambuco-Paraíba Basin (Figure 1). The bathymetric contour of -2,000 m determines its northern boundary, whereas the southern limit is established by the contact with the crystalline basement of the Borborema Province (Figure 1; Bertani et al., 1990; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto et al., 2007).

The stratigraphic framework of the Potiguar Basin consists of three depositional supersequences (Rift, Post-Rift, and Drift) related to homonymous tectono-sedimentary stages (Figure 2; Pessoa Neto et al. 2007). These stages were responsible for the basin's formation from the Eocene to the Holocene (Figure 2; Bertani et al. 1990; Pessoa Neto 1999; Pessoa Neto et al. 2007).

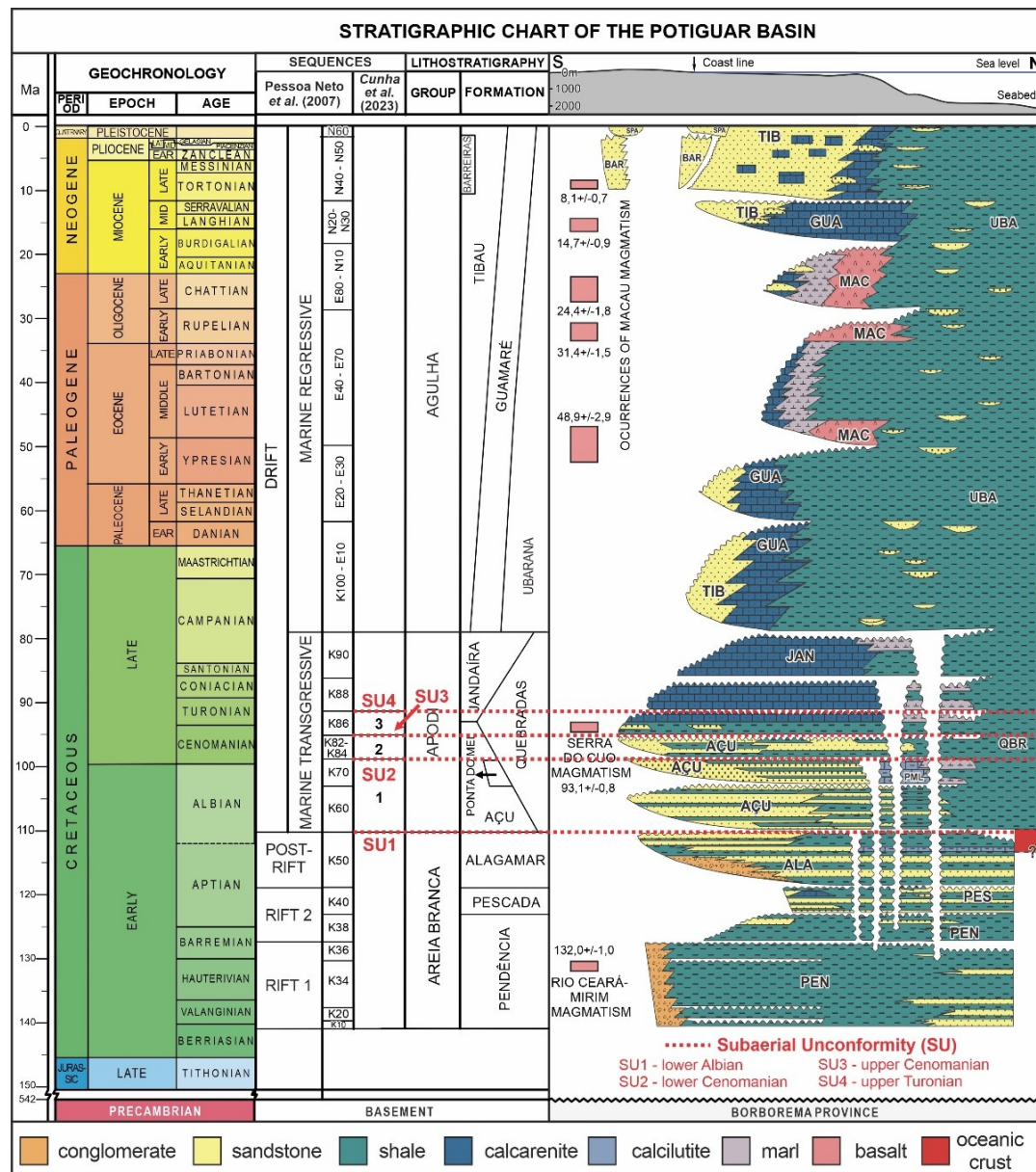


Figure 2. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin displaying the sequences defined by Pessoa Neto et al. (2007) and Cunha et al. (2023), as well as the equivalent lithostratigraphic units. Additionally, the subaerial unconformities that differentiate the depositional sequences proposed by Cunha et al. (2023) are characterized by the red dashed lines. The stratigraphic interval analyzed in this study is bounded by subaerial unconformities 1 and 4. Modified from Pessoa Neto et al. (2007).

The Drift stage, in particular, occurred from the early Albian to the Pleistocene and was characterized by modest subsidence rates controlled by thermal and isostatic mechanisms (Figure 2; Bertani et al., 1990). Such configuration allowed for the sedimentation of the Drift Supersequence in an open-marine context. This supersequence can be subdivided into transgressive and regressive marine sequences through a significant unconformity resulting from an erosive event that took place during the late Campanian (Figures 1 e 2; Morais Neto, 1999; Pessoa Neto, 2003; Pessoa Neto et al., 2007; Morais Neto et al., 2009).

Pessoa Neto et al. (2007) identified six transgressive marine sequences (K60, K70, K82-K84, K86, K88, and K90) deposited between the early Albian and early Campanian (Figure 2). Analyzing the same stratigraphic interval, Melo et al. (2019) recognized five third-order sequences and subdivided them into system tracts. In a more recent study, Cunha et al. (2023) identified three depositional sequences in the Caraúna Field, situated in the central and northwest shelf regions of the Potiguar Basin (Figure 2). The sequences recognized by Cunha et al. (2023) were deposited during a period ranging from the early Albian to the middle Turonian (Figure 2). They formed the basis for the analyses conducted in this research. These sequences correspond to sequences 1, 2, and 3 identified by Melo et al. (2019) and to sequences K60, K70, K82-K84, and K86 defined by Pessoa Neto et al. (2007; Figure 2).

The transgressive marine sequences comprehend the deposits of four formations belonging to the Apodi Group: Açú, Ponta do Mel, Quebradas, and Jandaíra (Figure 2; Pessoa Neto et al., 2007). The Açú Formation was deposited between the early Albian and Cenomanian (Figure 2; Pessoa Neto et al., 2007) and was formalized by Sampaio and Schaller (1968), who identified two clastic members within this unit. The deposits of the Açú Formation are represented by sandstones interbedded with shales, claystones, and siltstones (Araripe and Feijó, 1994). These lithotypes unconformably overlie the deposits related to the Alagamar Formation and the crystalline basement rocks, are overlain by the carbonate rocks of the Jandaíra Formation, and are interdigitated with the successions of the Ponta do Mel and Quebradas formations (Figure 2; Araripe and Feijó, 1994).

Vasconcelos et al. (1990) subdivided the deposits of the Açú Formation into four operational units: Açú-1, Açú-2, Açú-3, and Açú-4. According to these authors, the Açú-1 unit was deposited from alluvial fan and braided fluvial systems. Differently, the Açú-2 and Açú-3 units comprise successions associated with a braided fluvial system at the base of the units, which transitions to a

meandering fluvial system toward the top. The Açú-4 unit, in turn, consists of deposits originating from estuarine to shallow marine systems.

The carbonate rocks of the Ponta do Mel Formation were formed during the late Albian, defining a narrow belt parallel to the coast (Figure 2; Tibana and Terra, 1981). Tibana and Terra (1981) characterized facies associations of shallow shelf, tidal flat, and open sea for this formation. Toward the land, the carbonate successions of the Ponta do Mel Formation interdigitate with the siliciclastic deposits of the Açú Formation (Figure 2; Souza, 1982; Araripe and Feijó, 1994). Recently, the lithotypes of the Ponta do Mel Formation have been incorporated into the Albian-Cenomanian sequence proposed by Alves de Medeiros and Córdoba (2020).

The Jandaíra Formation (Turonian–early Campanian) was established above the deposits of the Açú Formation after a significant transgressive event that marked the transition from the Cenomanian to the Turonian (Figure 2; Tibana and Terra, 1981; Araripe and Feijó, 1994; Lana, 1997; Córdoba, 2001; Pessoa Neto et al., 2007). The deposits of the Jandaíra Formation were thoroughly analyzed by Córdoba (2001), who identified seven higher-frequency depositional sequences grouped into three lower-order composite sequences using seismic, well, and outcrop data. The author also proposed a depositional context of a tide-dominated carbonate shelf/ramp for the formation.

In distal shelf, slope, and deep marine settings of the transgressive marine sequences, sedimentation of predominantly pelitic successions occurred, constituting the Quebradas Formation. Landward, the lithotypes of this formation laterally interdigitate with those belonging to the other formations of the Apodi Group (Figure 2; Souza, 1982; Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto et al., 2007).

3. Data set and methods

3.1 Data set

The research was based on the integrated analysis of a 3D seismic survey (0247_ARACATI_06A) and data from 10 wells (Figure 1). These data are located in the central to the northwest region of the continental shelf of the Potiguar Basin (Figure 1) and were provided by the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP), through their data sharing policy for research institutions.

The 3D seismic data features a dominant frequency of 22 Hz and an average seismic velocity of 2567.69 m/s obtained from well data. The frequency (f) and seismic velocity (v) values were employed in the formula $v = \lambda f$ to calculate the wavelength (λ). The wavelength, in turn, was used to determine the vertical resolution of the survey, as the vertical resolution corresponds to one-quarter of the wavelength ($\lambda/4$; Simm and Bacon, 2014). The vertical resolution obtained for the data 0247_ARACATI_06A was 29 m. Furthermore, the inline trace spacing, crossline trace spacing, and sampling interval of the 3D data are, respectively, 27.34 m, 13.33 m, and 4 s.

Regarding the well data, they encompassed the fundamental suite of geophysical logs (gamma ray, sonic, bulk density, neutron porosity, and resistivity) and their lithological interpretation profiles. In some of the wells, additional types of data have been found, such as checkshot data, drill cuttings descriptions, records of formation testing and hydrocarbon chemical analyses, biostratigraphic and chronostratigraphic information, as well as details about the positioning of certain unconformities (Table 1).

Well	Original well name	Digital well-log data					Lithological interpretations	Checkshot profiles	Lithostratigraphy	Chronostratigraphy	Biostratigraphy	Unconformities
		GR	DT	RHOB	NPHI	Resistivity						
1	1-CES-141-CE	X	X	X		X (MSFL)	X	X	X			
2	1-CES-140-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			
3	3-CES-124-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
4	3-CES-130-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
5	1-CES-118-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
6	3-CES-125-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			
7	4-CES-126-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
8	3-CES-139-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X		X			
9	1-CES-127-CE	X	X	X	X	X (MSFL, ILM and ILD)	X	X	X			X
10	1-CES-105-CE	X	X	X	X	X (MSFL and ILD)	X		X	X	X	X

Table 1. Data and the main information included in the files of the 10 drilled wells analyzed in the study.

3.2 Methods

The research began with loading the 3D seismic and well data into the Petrel software (2017). Subsequently, seismic-well tie was performed using checkshot profiles and synthetic seismograms (Figure 3). Checkshot profiles provide the times taken by seismic waves to reach specific depths. These time-depth data were input into the software to establish a correlation between the well and

seismic data. Moreover, the bulk density and sonic logs from the wells were utilized to generate synthetic seismograms, which consist of synthetic seismic traces. These synthetic traces were compared with the seismic traces from the actual data, allowing a more precise alignment between the well and the seismic data.

Seismic geomorphology employs slicing techniques of three-dimensional seismic data to identify geomorphic features and architectural elements that are essential in characterizing the depositional framework of sedimentary successions (Posamentier et al., 2007; Reijenstein et al., 2011; Hossain and Imranuzzaman, 2019; Torrado et al., 2020). According to Reijenstein et al. (2011), seismic geomorphology should be applied alongside seismic stratigraphy, as the latter enables the recognition of stratigraphic surfaces and, consequently, the chronological arrangement of successions, as well as the positioning of geomorphic features observed in plan view.

In light of this, the stratigraphic framework proposed by Cunha et al. (2023), detailed in Section 4, served as the basis for applying seismic geomorphology in this study. The authors conducted a seismic stratigraphic analysis following the methodological approach of Mitchum and Vail (1977), Mitchum et al. (1997), and Vail et al. (1997). From this analysis, Cunha et al. (2023) mapped seismic horizons corresponding to subaerial unconformities (SU), maximum flooding surfaces (MFS), maximum regressive surfaces (MRS), and the basement top (Figure 3). The authors utilized several criteria to recognize these surfaces, including reflector truncations, erosional characteristics of certain surfaces, significant breaks, and shifts in stratal stacking patterns of geophysical logs. The identified stratigraphic surfaces delineated the depositional sequences and system tracts within the studied interval (Figure 3). Inside these units, Cunha et al. (2023) also recognized distinct seismic facies based on the properties exhibited by the reflectors, such as continuity, frequency, amplitude, and configuration (Mitchum and Vail, 1977; Mitchum et al., 1977).

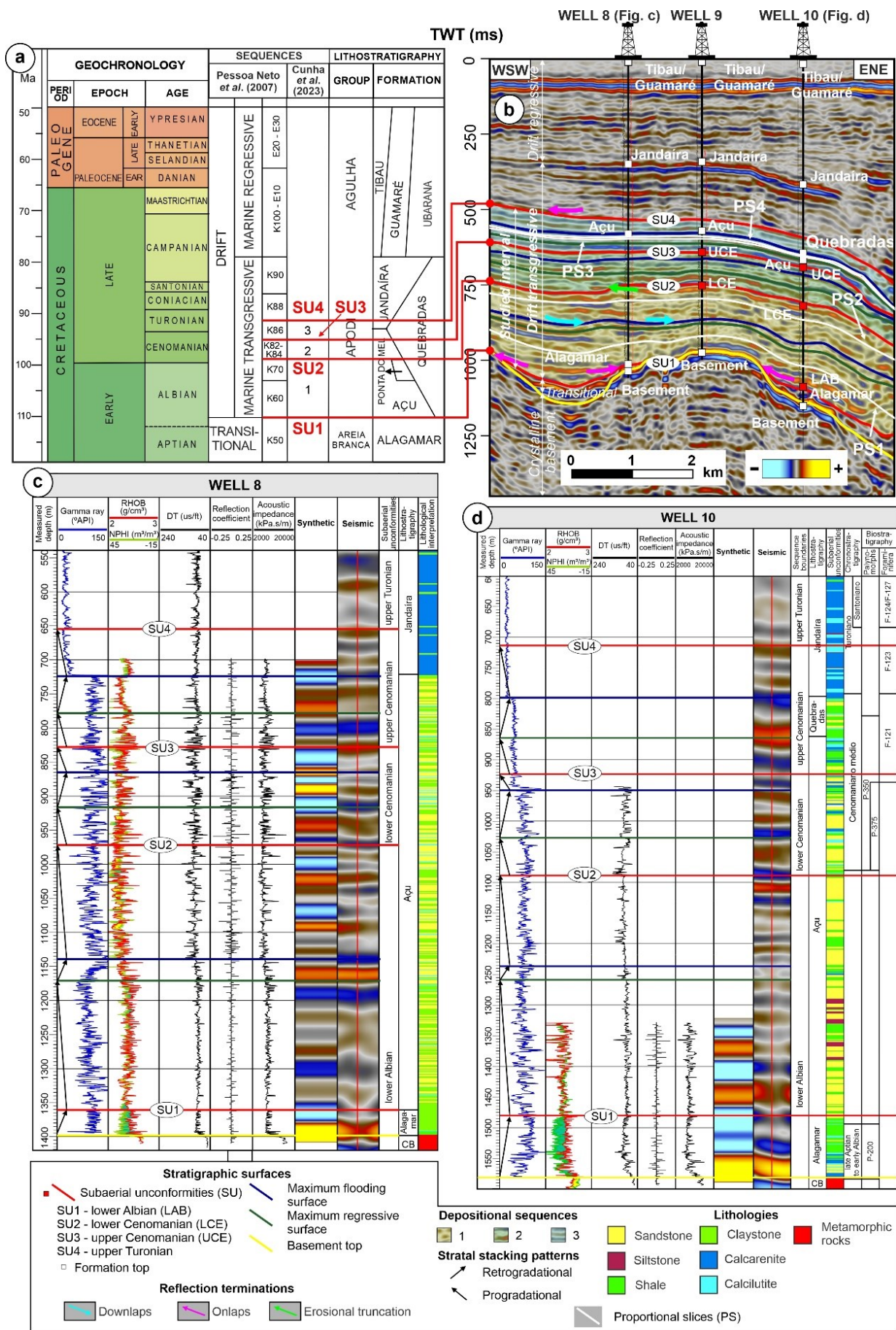


Figure 3. (a) Simplified stratigraphic chart from the Aptian to Eocene of the Potiguar Basin, showing the correlation between the depositional sequences identified by Cunha et al. (2023) and those recognized by Pessoa Neto et al. (2007). (b) Seismic line illustrating the eleven stratigraphic surfaces (basement top, subaerial unconformities, maximum flooding surfaces, and maximum regressive surfaces) recognized by Cunha et al. (2023), along with the four proportional seismic slices used in the study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The data regarding wells 8 and 10, tied to the seismic line in Figure (b), are detailed in figures (c) and (d). Among these data are the gamma-ray (GR), bulk density (RHOB), neutron porosity (NPHI), and sonic (DT) logs; chronostratigraphic and biostratigraphic data; lithological profiles and formation tops. The identified stratigraphic surfaces and stratal stacking patterns are also represented in the figure. Furthermore, figures (c) and (d) include the synthetic seismograms used for the well-to-seismic tie, as well as the reflection coefficient and acoustic impedance data generated during this process.

In the studied interval, the seismic geomorphology was applied using horizon and proportional slicing techniques. The former involves slicing the data parallel to a mapped key horizon (Zhao, 2013; Kim et al., 2020). The proportional slicing (Posamentier et al., 2007), on the other hand, generates intermediate slices between two mapped key horizons (Zeng et al., 2011). In this context, horizon slices corresponded to the mapped surfaces (SU, MFS, and MRS), while proportional slices were generated between these surfaces to analyze the behavior of the units bounded by them (Figure 3).

After that, seismic attributes were utilized in the generated seismic slices. These attributes encompass any measurement derived from the seismic data that improves visual interpretation or quantifies interpretive interest features (Chopra and Marfurt, 2007; Brown, 2011). In the scope of this study, the attributes that exhibited the most promising results were sweetness and RMS amplitude. Different color palettes available in the software (acoustic impedance, DB cycle, and green-blue-brown-red) were also employed, yielding distinct outputs for the interpretive process.

According to Hart (2008), the sweetness attribute is acquired by dividing the reflection strength (instantaneous amplitude) by the square root of the instantaneous frequency. Conversely, the RMS amplitude attribute calculates the square root of the sum of squared amplitudes divided by the number of samples within a specific time window (Barnes, 2006; Nanda, 2016). The utilization of these two attributes assisted in the differentiation of zones with distinct lithological compositions, thereby enabling the recognition of geomorphic features in plan view (Azeem et al., 2016; Hossain and Imranuzzaman, 2019; Torrado et al., 2020).

The well data provided lithological information about the geomorphic features and assisted in their depositional interpretation. Besides, the well logs (GR, RHOB, NPHI, MSFL, ILD, and ILM) underwent an integrated analysis to evaluate the potential of the geomorphic features as hydrocarbon reservoirs. These logs were also used to calculate clay volume (V_{sh} ; Stieber, 1970) and porosity (Φ ; Rider, 1996; Asquith and Krygowski, 2004a), representing significant petrophysical parameters in

this evaluation process. The calculation of V_{sh} initiates with the determination of the Gamma-ray Index (I_{GR}). This index is calculated based on the gamma-ray value obtained from the formation (GR_{log}), the gamma-ray value measured in clean sandstone or carbonate rock (GR_{min}), and the gamma-ray value measured in shale (GR_{max} ; Asquith e Krygowski, 2004a). Subsequently, the clay volume (V_{sh}) was determined using the Stieber (1970) equation based on the calculated I_{GR} (Asquith and Krygowski, 2004a).

$$I_{GR} = GR_{log} - GR_{min} / GR_{max} - GR_{min}$$

$$V_{sh} = I_{GR} / 3 - (2 \times I_{GR})$$

The porosity was computed from density logs (RHOB), utilizing a relationship among the rock matrix density (ρ_{ma}), the bulk density log reading (total density or ρ_b), and the fluid density (ρ_{fl} ; Rider, 1996; Asquith and Krygowski, 2004b). Following its calculation, porosity underwent a correction to eliminate the clay effect (Φ_{Dcor}). The employed equation was derived from Dewan (1983), with variables including the porosity measured through the density log (Φ_D), the porosity value associated with a shale layer (Φ_{Dshale}), and the clay volume (V_{sh}).

$$\Phi_D = \rho_{ma} - \rho_b / \rho_{ma} - \rho_{fl}$$

$$\Phi_{Dcor} = \Phi_D - V_{sh} \times \Phi_{Dsh}$$

4. Sequence stratigraphy of the Albo-Turonian deposits in the Caraúna Field

In this section, the stratigraphic framework of the Albian-Turonian deposits in the Potiguar Basin, as proposed by Cunha et al. (2023), will be discussed in a simplified manner. This discussion is necessary, considering that the application of seismic geomorphology, the focus of this research, requires a chronostratigraphic organization of successions and utilizes the two-dimensional seismic aspects of the units to explain the recognized features in plan view. It is important to highlight that the results obtained in this study and those acquired by Cunha et al. (2023) constitute a single doctoral work, which represents a continuous and interconnected knowledge development.

Examining the seismic behavior of the Albian-Turonian deposits in the Potiguar Basin, Cunha et al. (2023) identified three seismic facies: A, B, and C. The description and depositional interpretation of these seismic facies can be found in Figure 4. From a sequence stratigraphy perspective, the same authors recognized four subaerial unconformities (DS) that individualize three depositional sequences (Figures 5, 6, 7, and 8).

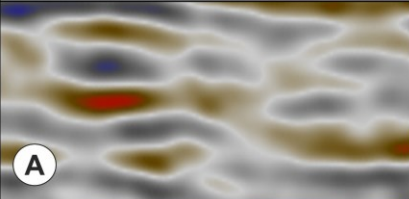
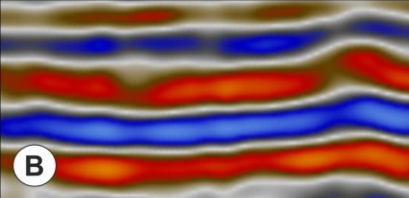
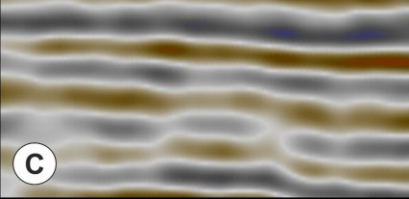
Seismic facies	Description	Depositional setting
	Set of subparallel, low-amplitude, discontinuous, and low-frequency reflectors. In wells, this seismic facies is represented by sandstones and conglomerates that display low values on gamma-ray curves and define cylindrical and funnel-shaped patterns.	High-energy fluvial and alluvial fan systems in the proximal context, transitioning to coastal and deltaic systems in the more distal region (Cunha et al., 2023).
	Parallel reflectors, with good lateral continuity, high amplitude, and low frequency. The well intervals, intersecting the zones associated with this seismic facies, display an alternation of high and low gamma-ray values. In the gamma-ray curves, bell-shaped patterns are predominantly observed, with funnel-shaped patterns occurring secondarily.	Deposits of inner shelf (Cunha et al., 2023).
	Parallel/subparallel reflectors, with low amplitude and high frequency, exhibiting lateral continuity ranging from good to intermediate. The gamma-ray logs, intersecting seismic facies C, generally show elevated values and display an alternation of bell-shaped, funnel-shaped, and cylindrical patterns.	Middle to outer shelf contexts (Cunha et al., 2023).

Figure 4. Description and interpretation of sedimentary processes and depositional settings of seismic facies A, B, and C, according to Cunha et al. (2023). The distribution of these seismic facies in the seismic sections can be observed in Figures 5 and 6.

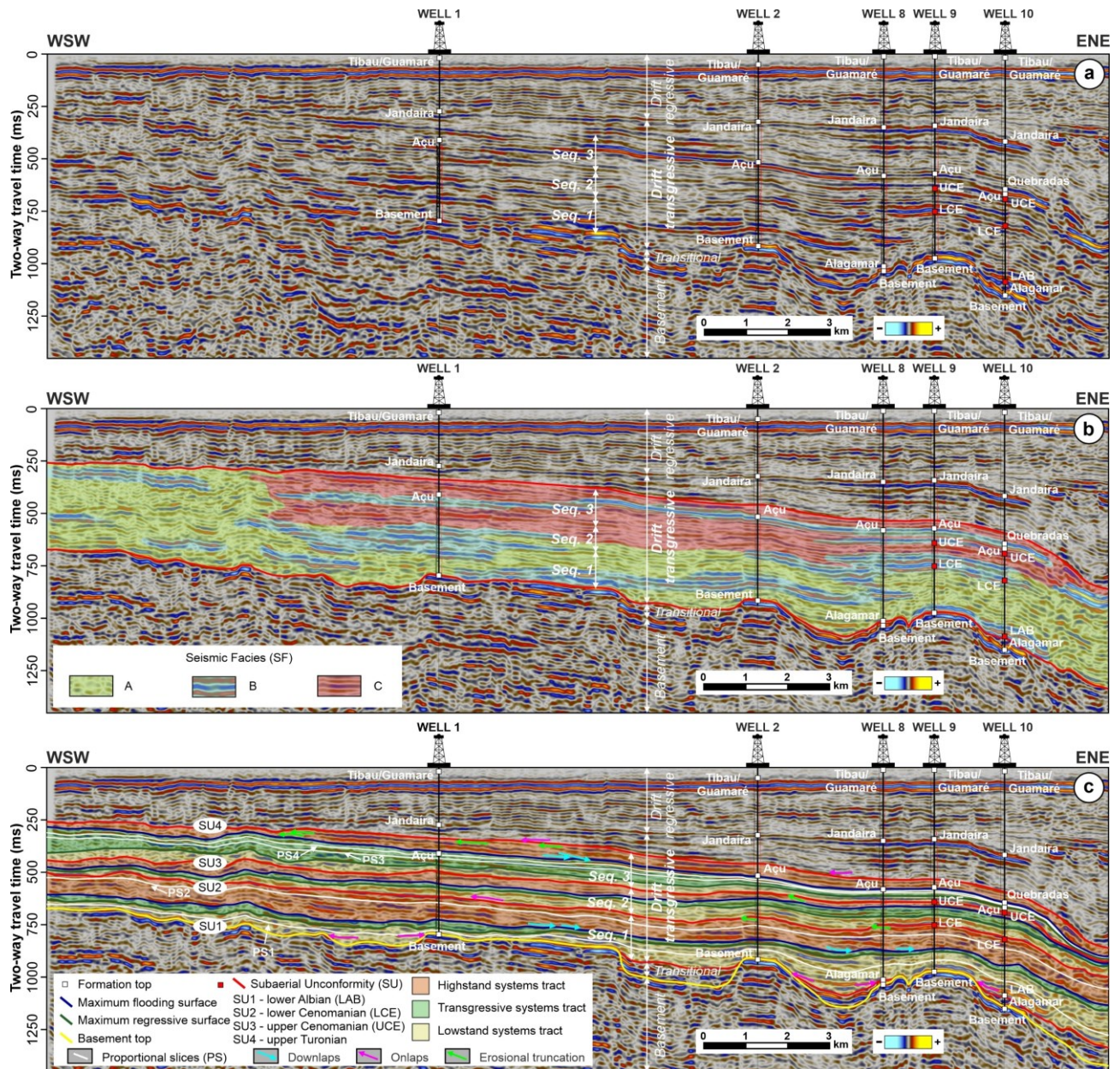


Figure 5. Dip-oriented composite seismic section (ENE-WSW), with wells 1, 2, 8, 9, and 10 tied. In (a), the uninterpreted section is shown; in (b), identified seismic facies are represented; and in (c), stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences mapped in the work of Cunha et al. (2023) are characterized. The white lines indicate the position of proportional seismic slices generated in this study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The location of this seismic section is indicated in Figure 1. Adapted from Cunha et al. (2023).

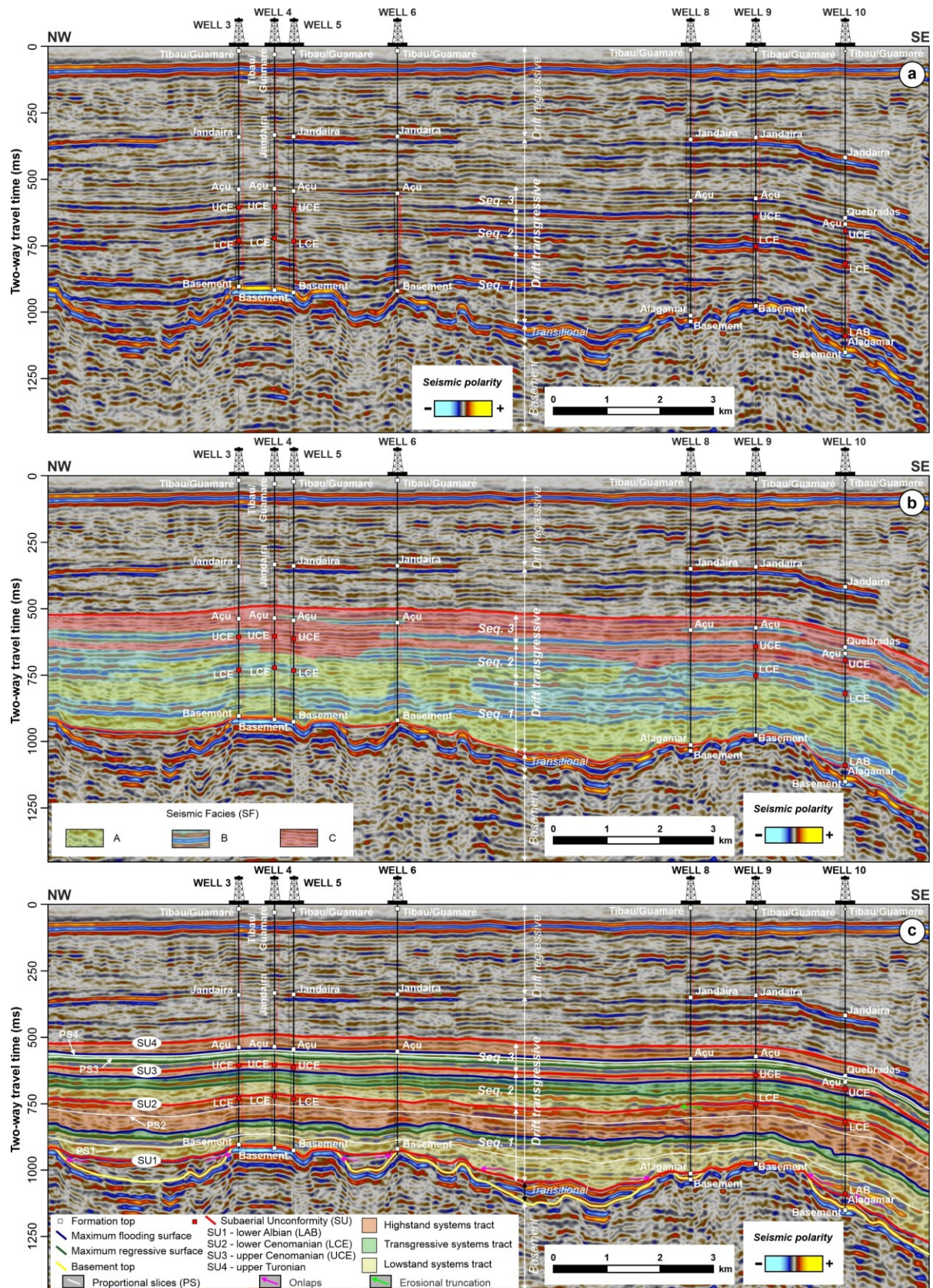


Figure 6. Strike-oriented composite seismic section (NW-SE), with wells 3, 4, 5, 6, 8, 9, and 10 tied. In (a), the uninterpreted section is shown; in (b), identified seismic facies are represented; and in (c), stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences mapped in the work of Cunha et al. (2023) are characterized. The white lines indicate

the position of proportional seismic slices generated in this study (PS1, PS2, PS3, and PS4). The location of this seismic section is indicated in Figure 1. Adapted from Cunha et al. (2023).

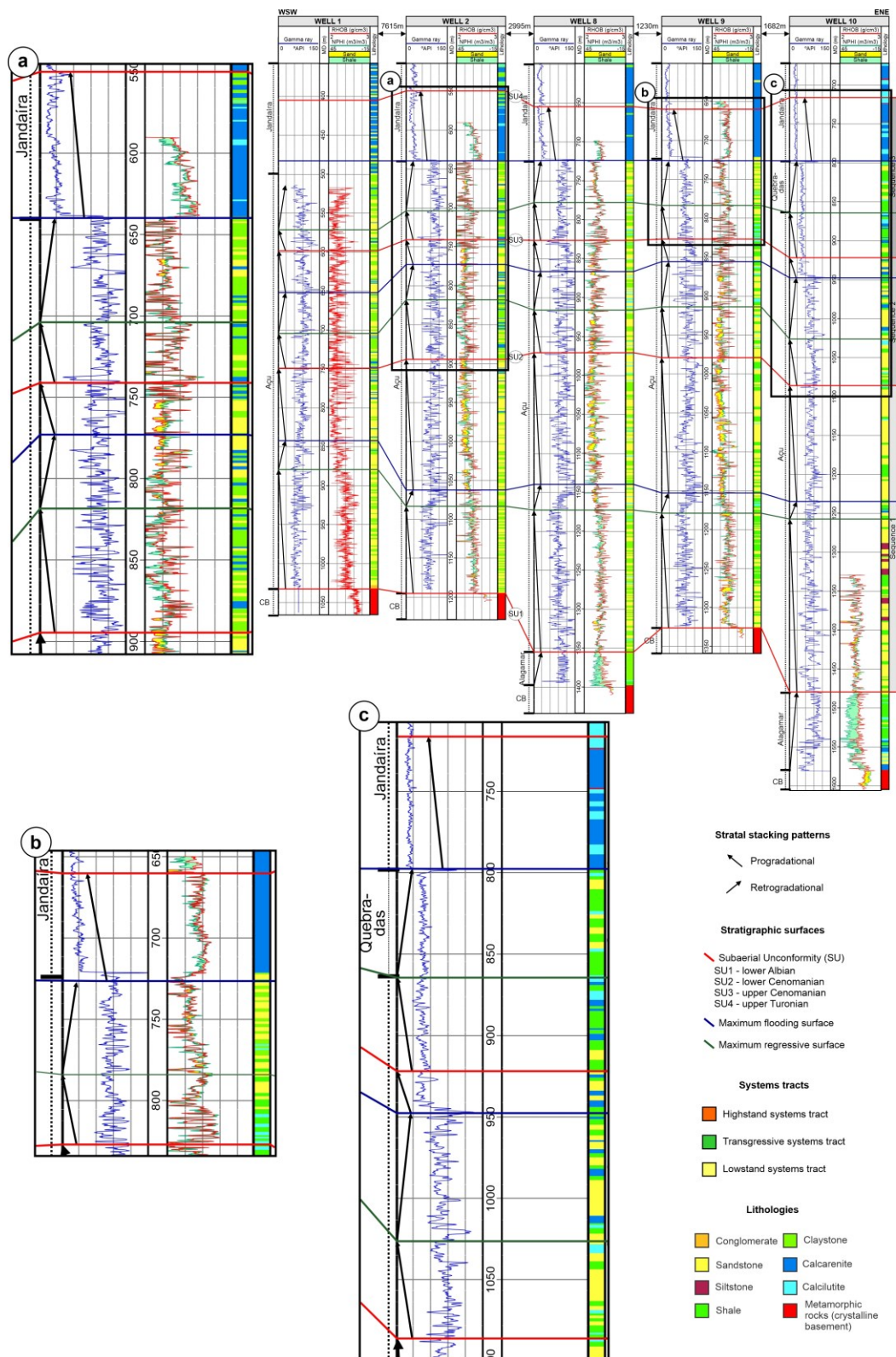


Figure 7. Correlation section, approximately dip (ENE-WSW), among the wells 1, 2, 8, 9, and 10, tied to the dip-oriented composite seismic line in Figure 5. This section depicts lithostratigraphic units, lithological profiles, gamma-ray, bulk density (RHOB), and neutron porosity (NPHI) logs from each well. Additionally, it illustrates stratigraphic surfaces,

systems tracts, and depositional sequences recognized by Cunha et al. (2023). The section was constructed using the maximum flooding surface of Sequence 3 as the datum. Magnified portions of the correlation section are presented in (a), (b), and (c). Adapted from Cunha et al. (2023).

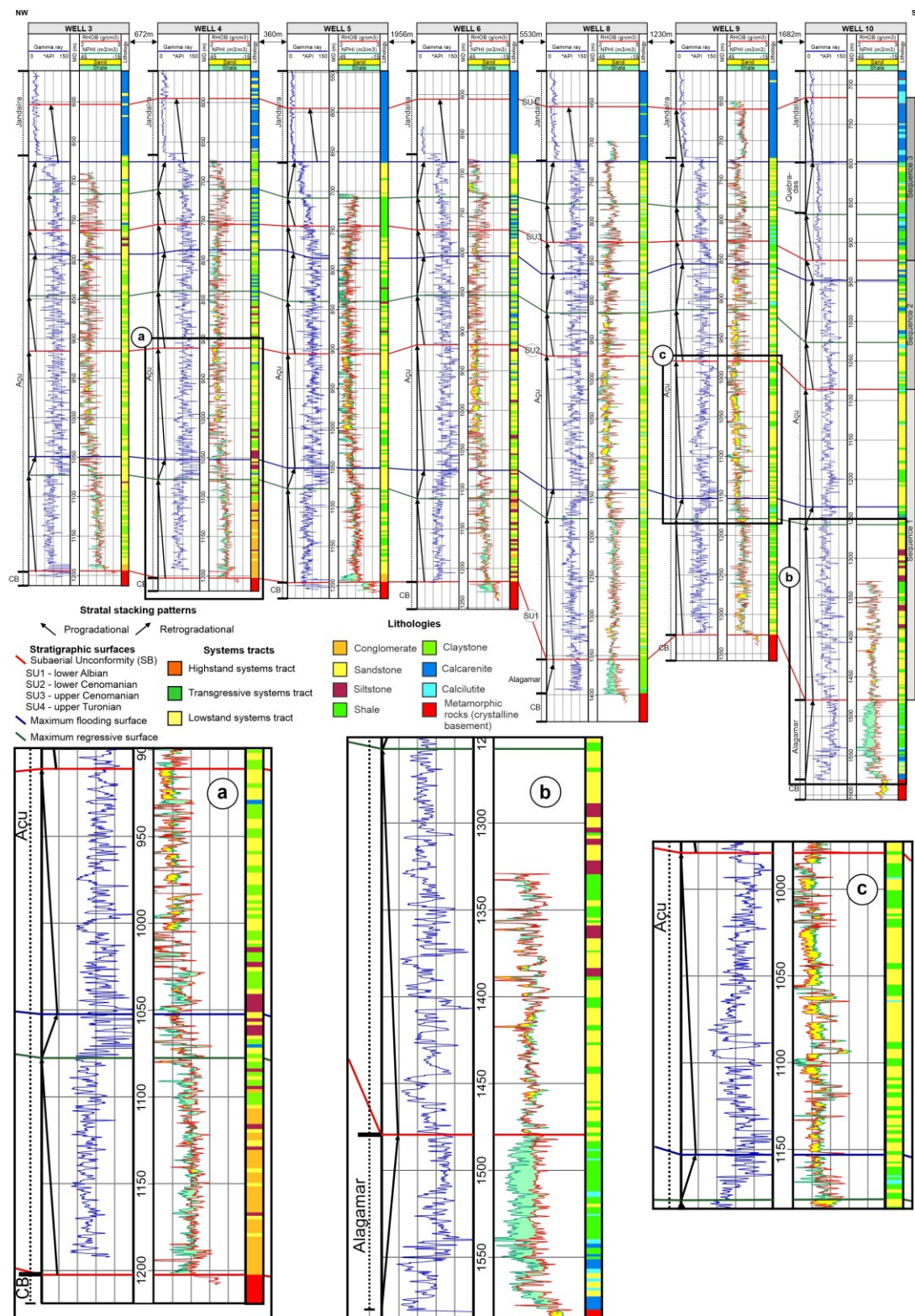


Figure 8. Strike-oriented correlation section (NW-SE) between wells 3, 4, 5, 6, 8, 9, and 10, which are tied to the composite seismic line shown in Figure 6. This section depicts lithostratigraphic units, lithological profiles, gamma-ray,

bulk density (RHOB), and neutron porosity (NPHI) logs from each well. Additionally, it illustrates stratigraphic surfaces, systems tracts, and depositional sequences recognized by Cunha et al. (2023). The section was constructed using the maximum flooding surface of Sequence 3 as the datum. Magnified portions of the correlation section are presented in (a), (b), and (c). Adapted from Cunha et al. (2023).

Moreover, three maximum regressive surfaces (MRS) and three maximum flooding surfaces (MFS) were recognized, representing the boundaries between the lowstand systems tract (LST) and the transgressive systems tract (TST) and between the latter and the highstand systems tract (HST), respectively. These three systems tracts constitute the internal units of the depositional sequences (Figures 5, 6, 7, and 8).

The framework of the three depositional sequences (1, 2, and 3), recognized by Cunha et al. (2023), reveals a progressive transgressive process (França, 1987; Vasconcelos et al., 1990; Lana, 1997; Costa et al., 2014; Pessoa Neto et al., 2007; Melo et al., 2019). This process commenced during the early Albian, with the deposition of Sequence 1, and extended until the Cenomanian-Turonian transition, marked by the sedimentation of Sequence 3.

4.1 Depositional Sequence 1

According to Cunha et al. (2023), this sequence is defined by the Subaerial Unconformity 1 (SU1; lower Albian) at its base and by the Subaerial Unconformity 2 (SU2; lower Cenomanian) at its top (Figures 5a, 5c, 6a, 6c, and 8a). Therefore, an Albian age has been attributed to its deposits. Sequence 1, as described by these authors, experienced a deposition strongly influenced by substrate structuring and encompasses lithotypes from the Açú-1 and Açú-2 units of Vasconcelos et al. (1990). Distally, these lithotypes interdigitate with the carbonate rocks of the Ponta do Mel Formation (Pessoa Neto et al., 2007; Melo et al., 2019; Alves de Medeiros and Córdoba, 2020).

The LST deposits have an average thickness of 154 m (Figures 7 and 8a) and are predominantly characterized by seismic facies A, as indicated by Cunha et al. (2023; Figures 5 and 6). These deposits occur within the upper portions of incised valleys and are also distributed externally to them (Figures 5 and 6). In the GR logs, the LST show notably low values and cylindrical patterns (Figure 8a). Significant funnel-like patterns can still occur towards the more distal portions of the shelf (Well 10; Figure 8b). Regarding its lithology, this systems tract is characterized by alternating layers of sandstone and mudstone, with subordinate occurrences of conglomerate (Figures 8a; Cunha et al., 2023). Cunha et al. (2023) proposed that the deposition of the LST happened through a high-energy fluvial, alluvial fan, coastal, and deltaic systems.

The TST is the thinnest unit of Sequence 1, covering approximately 28 m in thickness (Figures 7 and 8a). Within this unit, there is a notable expression of seismic facies B and, secondarily, of seismic facies A (Figures 5 and 6). As stated by Cunha et al. (2023), transgressive deposits are characterized by an increase in gamma-ray log values and are represented by a predominance of mudstones with some interbedded carbonate rock layers (Wells 9, 10, and 4; Figure 8) or by thick sandstone layers (Wells 1, 3, 5, and 8; Figures 7 and 8). In this unit, inner shelf sedimentation prevailed (Cunha et al., 2023). In proximal regions, this interval was associated with meandering fluvial and estuarine systems, as described by Melo et al. (2019) and Castro et al. (1988), respectively.

The interval assigned to the HST, as indicated by Cunha et al. (2023), shows an average thickness of 150 m and is characterized by thick sandstone layers interspersed with mudstones and occasional carbonate rocks (Figures 7 and 8c). The gamma-ray logs exhibit funnel-shaped patterns concentrated in the basal portion of the unit, whereas the upper portion is defined by bell-shaped patterns (Figure 8c). The context of high sediment supply, characteristic of the HST, contributed to the development of a coastal and deltaic system in the studied area (Cunha et al., 2023).

4.2 Depositional Sequence 2

Sequence 2, described by Cunha et al. (2023), encompasses the Cenomanian deposits situated between the Subaerial Unconformity 2 (SU2; lower Cenomanian) and the Subaerial Unconformity 3 (SU3; upper Cenomanian; Figures 5, 6, 7, and 8). This sequence has an estimated thickness of 154 m (Figures 7a, 7c, and 8). In previous studies, the SU2 coincides with the top of the Ponta do Mel Formation (Pessoa Neto et al., 2007; Melo et al., 2019; Alves de Medeiros and Córdoba, 2020). The lithotypes from the Açú-3 unit, established by Vasconcelos et al. (1990), are included within this sequence, exhibiting lateral interdigitation with the pelitic lithotypes of the Quebradas Formation, towards the distal regions (Cunha et al., 2023).

The LST comprises an approximate thickness of 64 m (Figures 7a, 7c, and 8). In this unit, there is a predominance of seismic facies A and subordinate occurrences of seismic facies B and C (Figures 5 and 6). The lowstand deposits are represented by thick sandstone layers intercalated with thin mudstone layers and occasional carbonate layers (Figures 7c and 8). Conforming to Cunha et al. (2023), the gamma-ray logs in this unit predominantly display funnel-shaped patterns, with isolated bell-shaped patterns occurring as well (Figures 7a, 7c, and 8). In the shelf regions analyzed by these authors, the interpretation suggests the activity of transitional systems (likely deltaic and coastal) to

regressive shallow marine systems for these lowstand successions. In continental regions, the LST deposits have been associated with amalgamated and unconfined braided fluvial systems (Melo et al., 2019).

As stated by Cunha et al. (2023), the transgressive interval (TST) is marked by continuous and variable-amplitude reflectors, attributed to seismic facies B and C (Figures 5 and 6). The GR logs show bell and funnel patterns within the retrogradational trend (Figures 7a, 7c, and 8). The average thickness of the TST is approximately 57 m (Figures 7a, 7c, and 8). França (1987) proposed a fluvial and tidal-dominated estuarine system in the Fazenda Belém Field, located to the southwest of the area studied by Cunha et al. (2023). In turn, Melo et al. (2021) identified facies of a tidal-influenced meandering fluvial system for the proximal deposits of this interval. In the area analyzed by Cunha et al. (2023), inner and outer shelf systems prevailed.

The HST covers an approximate thickness of 35 m (Figures 7a, 7c, and 8). According to Cunha et al. (2023), the highstand deposits consist of sandstone layers interbedded with mudstone and carbonate rocks (Figures 7a, 7c, and 8). These carbonate lithologies become more pronounced towards the ENE direction (Figure 7). In the seismic data, this interval is predominantly characterized by seismic facies B and C (Figures 5 and 6). Gamma-ray logs show a predominance of funnel-shaped patterns (Figures 7a, 7c, and 8). The same depositional context as the TST defined the highstand successions, but with a regressive character (Cunha et al., 2023).

4.3 Depositional Sequence 3

The youngest sequence has a late Cenomanian-middle Turonian age, considering that its base and top are defined by the Subaerial Unconformity 3 (SU; upper Cenomanian) and the Subaerial Unconformity 4 (SU4; upper Turonian), respectively (Figures 5, 6, 7, and 8; Cunha et al., 2023). This interval displays an estimated thickness of around 178 m (Figures 7a, 7c, and 8). Sequence 3 comprises lithotypes from the Açu-4 unit (Vasconcelos et al., 1990), which are interdigitated with marine successions of the Quebradas Formation in distal regions (Figures 5 and 6; Pessoa Neto et al., 2007; Melo et al., 2019). A substantial reduction in terrigenous influx to the basin characterized the depositional period of this sequence (Lana, 1997; Córdoba, 2001). This decrease in sedimentary input is attributed to the transition from siliciclastic successions of the Açu Formation to the carbonate deposits of the Jandaíra Formation (Figures 5, 6, 7, and 8).

As described by Cunha et al. (2023), the LST comprises mudstone, calcarenite, sandstone, and calcilutite layers (Figures 7a, 7c, and 8). The gamma-ray logs (GR) indicate a predominance of funnel-shaped patterns, although bell-shaped patterns are also observed (Figures 7a, 7c, and 8). In the seismic data, this unit is characterized by laterally continuous reflectors with variable amplitude, typical of seismic facies B and C (Cunha et al., 2023; Figures 5 and 6). The thickness of this interval is around 43 meters (Figures 7a, 7c, and 8). Cunha et al. (2023) inferred a context of mid to outer shelf for the LST of Sequence 3. The fluvial, alluvial fan, coastal, and/or deltaic deposits, characteristic of seismic facies A, are confined to the proximal portions of the study area (Figures 5 and 6).

The TST has an approximate thickness of 59 meters (Figures 7 and 8), and its deposits are represented by reflectors primarily attributed to seismic facies B and, secondarily, to seismic facies C (Figures 5 and 6). This system tract, as described by Cunha et al. (2023), consists of significant layers of sandstone interspersed with mudstones and calcarenites (Figures 7 and 8). Gamma-ray logs exhibit bell and funnel patterns (Figures 7 and 8). During the transgressive phase (TST), there was a seaward advance of distal marine mudstones, from the Quebradas Formation, towards the shelf regions, which encompass thick layers of sandstone intercalated with mudstones of the Açú-4 unit (Well 10; Figures 5 and 7). In the proximal areas, studies conducted in this section suggest the establishment of a tide-dominated estuarine system (França, 1987; Vasconcelos et al., 1990; Bagnoli, 1993; Castro, 1993; Córdoba, 2001).

The upper boundary of the transgressive systems tract (TST) corresponds to the maximum flooding surface that marks the transition from the Cenomanian to the Turonian in the Potiguar Basin (Gil, 1997; Córdoba, 2001). This surface represents the climax of the transgressive event that began in the Early Albian, signifying the end of the siliciclastic dominance of the Açú and Quebradas formations and the onset of the establishment of the carbonate ramp of the Jandaíra Formation in offshore areas (Figures 5, 6, 7, and 8; Lana, 1997; Córdoba, 2001; Melo et al., 2019).

The HST deposits encompass an average thickness of 76 meters (Figures 7 and 8) and, as noted by Cunha et al. (2023), comprise thick packages of calcarenite with thin interbeds of calcilutite, sandstone, or mudstone (Figures 7 and 8). This interval corresponds to the lowermost portion of the Jandaíra Formation and sometimes includes lithotypes from the uppermost part of the Açú Formation (Figures 5, 6, 7, and 8). The gamma-ray logs of this unit display cylindrical patterns characterized by the lowest gamma-ray values recorded in the study section (Figures 7 and 8). In the seismic data, the HST is represented by reflectors of seismic facies C (Figures 5 and 6). Based on Córdoba (2001)

study, the HST deposits have been interpreted as tidal bar systems developed within a carbonate ramp setting (Cunha et al., 2023).

5. Seismic geomorphology and seismic attributes

The application of seismic geomorphology and seismic attributes allowed for identifying NW-SE oriented linear features. These features were detected in proportional or horizon slices associated with the transgressive systems tracts (TST) of depositional sequences 1 and 3 (Figures 3, 5, and 6). The horizon slices that provided the best results were those associated with the maximum regressive surface (MRS) of Sequence 1, as well as the maximum flooding surfaces (MFS) of sequences 1 and 3 (Figures 3, 5, and 6). Among the generated proportional slices, four (PS1, PS2, PS3, and PS4) were selected for presentation throughout the study (Figures 3, 5, and 6).

5.1 Linear features observed in the TST of Sequence 1

The features of Sequence 1 were observed in the horizon slices corresponding to the MRS and the MFS that define the base and top of the TST, respectively (Figure 9). Compared to the features identified in the MRS, those found in the MFS have larger widths and lengths, as well as exhibit higher values in the seismic attributes (Figures 9b and 9c). Furthermore, analyzing the proportional slices PS1 and PS2, which intersect the LST and HST deposits, in that order, it can be observed that these features are not present within these intervals (Figures 9a and 9d). In contrast, these proportional slices show small areas with high amplitudes scattered across the seismic volume (Figures 9a and 9d). In the northwest portion of both PS1 and PS2, a certain NE-SW orientation of these high-amplitude zones can still be distinguished (Figures 9a and 9d).

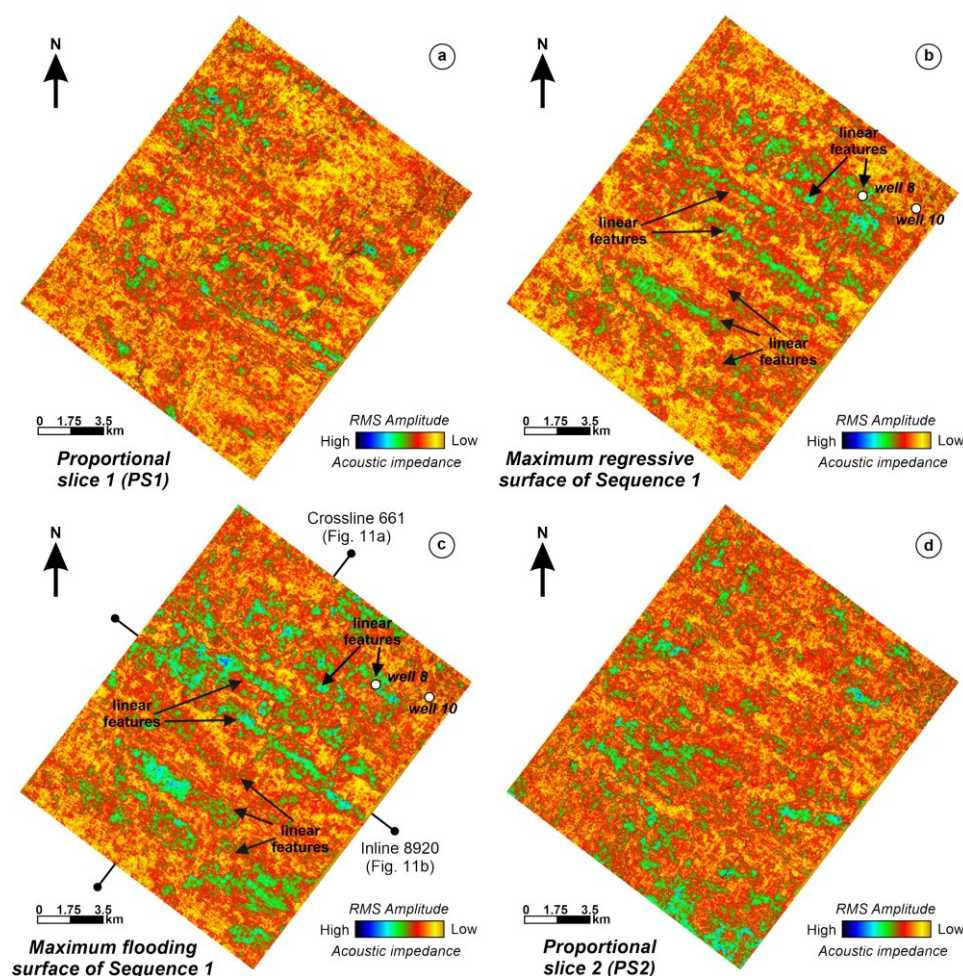


Figure 9. Proportional and horizon slices of Sequence 1. The RMS amplitude attribute and the acoustic impedance color palette were used in these slices. (a) Proportional slice 1 showing small regions of high amplitude aligned in the NE-SW direction, mainly in the NW portion of the area. This proportional slice intersects the LST deposits. (b) Horizon slice corresponding to the MRS, revealing features of medium to high amplitude, oriented NW-SE. (c) Horizon slice corresponding to the MFS, illustrating medium to high amplitude features with an NW-SE orientation. (d) Proportional slice 2 exhibiting small portions of high amplitude scattered throughout the seismic volume area. This proportional slice intersects the HST succession. A certain NE-SW alignment of these small portions can be observed in the NW region of the study area. The wells (8 and 10) marked in this figure are detailed in Figure 11.

The detailed analysis of the horizon slice assigned to the MFS allowed the recognition of a set of isolated, non-coalescent, and parallel features distributed throughout the entire extent of the seismic volume (Figure 10). These features have an approximate width of 1 km and lengths ranging from 7.5 km to values exceeding 15.5 km, considering that this is the maximum length achievable given the dimensions of the seismic data (Figure 10). Generally, the features concentrated in the central portion of the area display greater length and narrower width than those found in the southwestern portion (Figure 10).

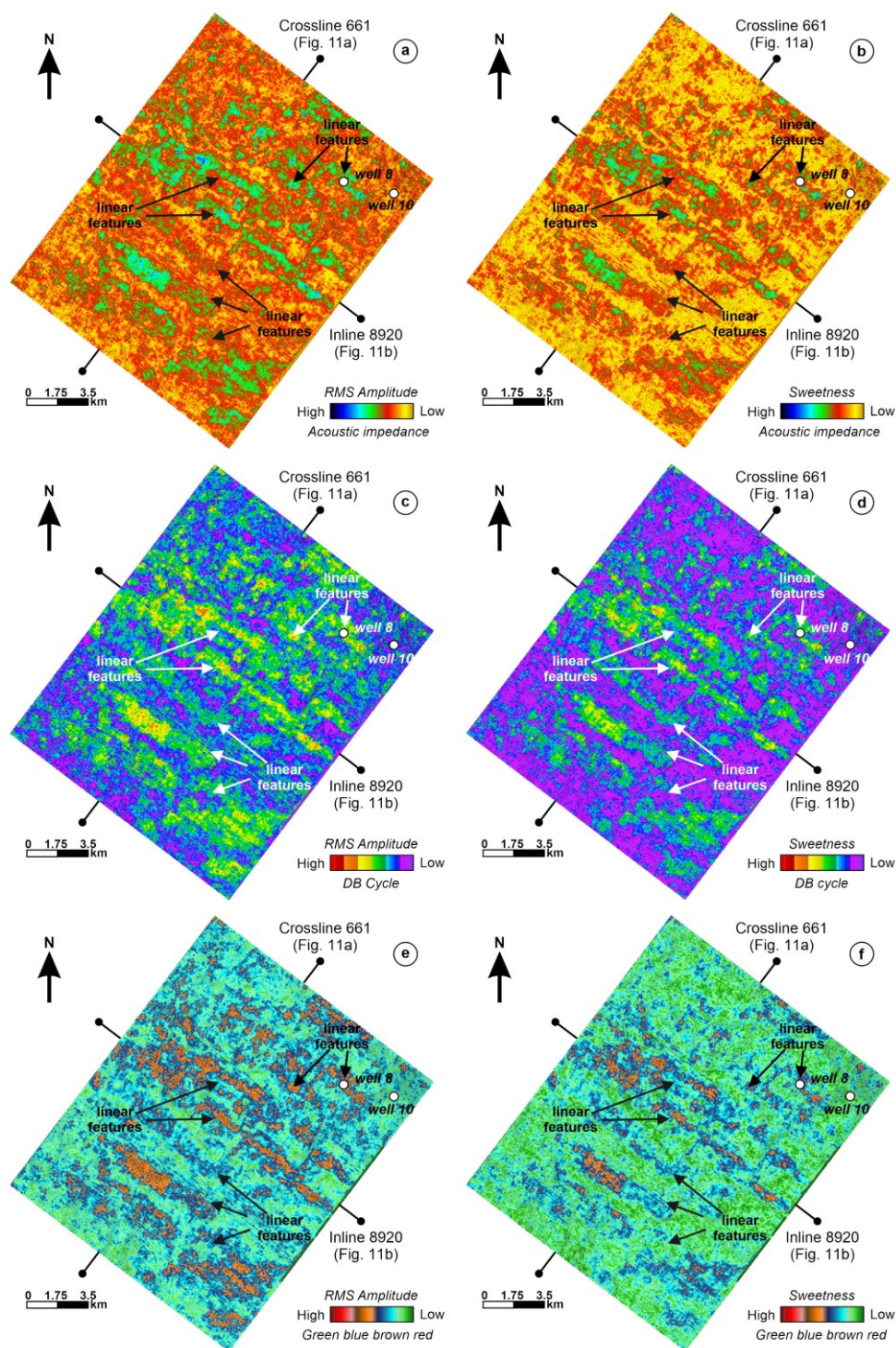


Figure 10. Horizon slices assigned to the MFS of Sequence 1, highlighting the linear features. In (a) and (b), the RMS amplitude and sweetness attributes were applied, along with the acoustic impedance color palette. In (c) and (d), these same seismic attributes are linked to the DB cycle color palette. This palette effectively distinguishes zones with distinct attribute values, where yellow and orange colors depict areas with higher values, while blue and purple colors represent regions with lower values. In images (e) and (f), the RMS amplitude and sweetness attributes are displayed using the green-blue-brown-red color palette. The seismic sections (inline 8920 and crossline 661) and the wells (8 and 10), marked in this figure, are detailed in Figure 11.

The linear features are characterized by intermediate to high values in the RMS amplitude and sweetness attributes (Figure 10). The DB cycle color palette, in particular, provides a finer subdivision and enhancement of areas with different attribute values (Figures 10c and 10d). As a result, areas with higher values have been identified in the images, depicted in yellow to orange colors (Figures 10c and 10d). These areas are predominantly situated in the central part of the features (Figures 10c and 10d). Moreover, zones with high sweetness and RMS amplitude values appear slightly displaced towards the southwest within the centrally located features (Figures 10c and 10d).

In the seismic sections that intersect the features observed in the plan view (inline 8920 and crossline 661), these features correspond to high-amplitude segments of the reflector attributed to the MFS of Sequence 1 (Figures 11a and 11b). Within these high-amplitude segments, internal zones of even higher amplitude are highlighted by the dashed white ellipse (Figures 11a and 11b). In the dip section, it is noticeable that the SW side of the central feature displays a steep inclination (Figure 11a). Conversely, the NE side of the feature shows a gentle slope (Figure 11a). Above these features, downlaps related to the overlying HST reflectors are still noticed (Figure 11a).

The lithological characterization was performed using well 8, which intersects the features with high values of RMS amplitude and sweetness attributes in the horizon slices ascribed to the MRS and the MFS (Figure 11c). The location where these surfaces intersect the well reveals that the elevated RMS amplitude and sweetness values are associated with sandstone layers (Figure 11c).

The sandstone layers intersected by the surfaces and those found within the TST of Sequence 1, display gamma ray (GR) values around 92.02 gAPI (Figure 11c). The average clay volume corresponds to 25% (Figure 11c). In the ILD and ILM resistivity logs, these layers have averages of 5.14 ohm.m and 4.73 ohm.m, respectively (Figure 11c). The crossover between the bulk density (RHOB) and neutron porosity (NPHI) curves is characterized by a subtle shift of the RHOB profile to the left relative to the NPHI (Figure 11c). The first log shows average value around 2.20 g/cm³, while the average values of the second one is 26.67 m³/m³ (Figure 11c). The calculated average porosity from the RHOB log is approximately 22.71% (Figure 11c). Generally, from the base to the top of the TST, there is an increase in gamma-ray, clay volume, resistivity, and neutron values (Figure 11c). On the other hand, porosity and density values decrease (Figure 11c).

The well 10, in turn, intersects zones with low values of RMS amplitude and sweetness (Figure 11d). In this well, the positioning of the MFS and the MRS indicates a predominantly mudstone composition for the areas of low RMS amplitude and sweetness (Figure 11d).

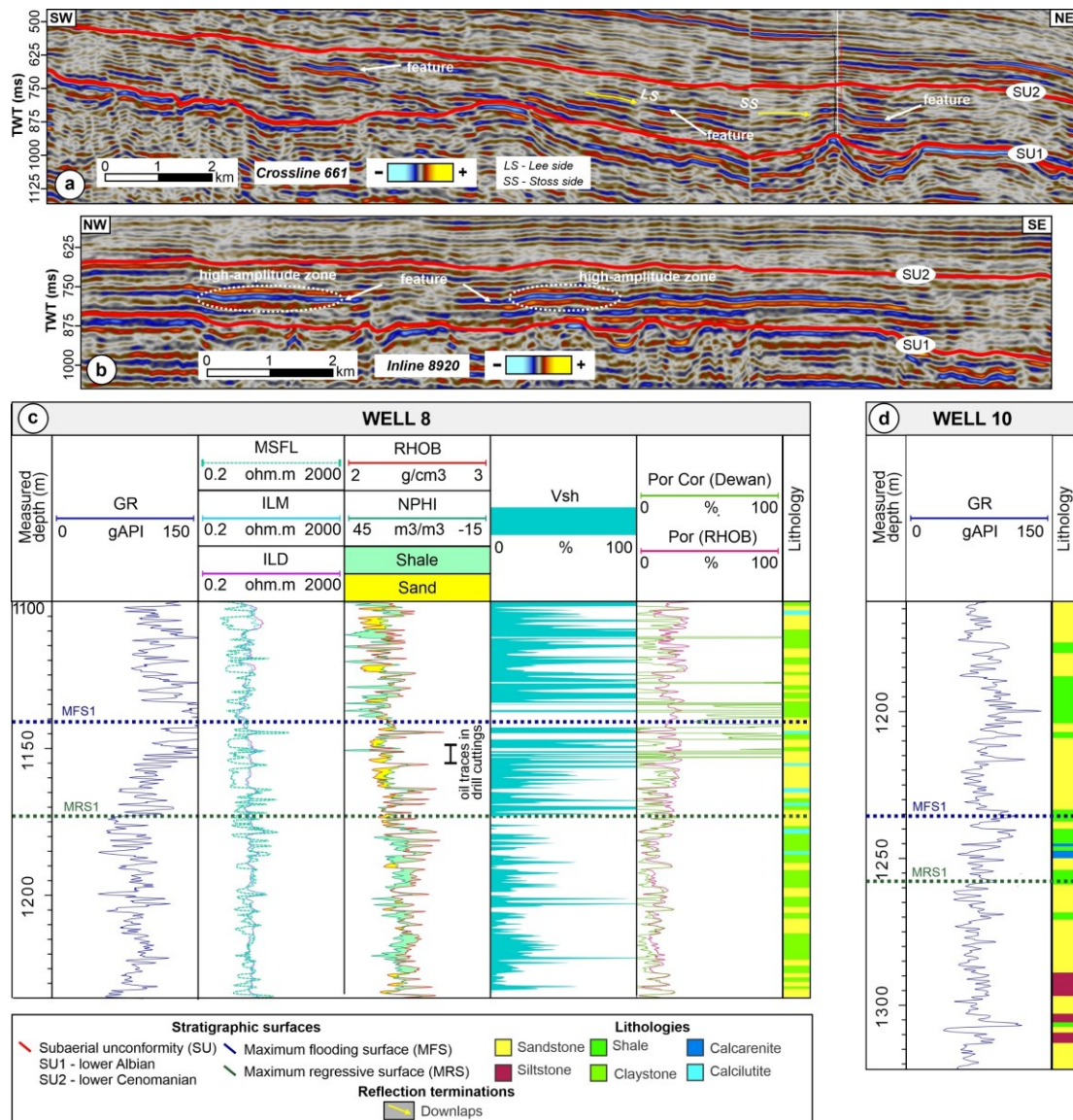


Figure 11. Seismic sections (inline 8920 and crossline 661) and wells (8 and 10) marked in Figures 9 and 10. (a) Crossline 661 showing segments of high amplitude observed in the reflector associated with the MFS of Sequence 1. Two distinct sides are identified in these features: a steeper one to the southwest and a gentler one to the northeast. Above these features, downlap terminations related to the HST of Sequence 1 are still recognized. (b) Inline 8920 highlighting a high-amplitude reflector. Within this reflector, zones of even higher amplitude are found, corresponding to the yellow and orange colors seen in the features of Figures 10c and 10d. (c) Geophysical logs, petrophysical parameters (porosity and clay volume), and lithological profiles from well 8, which intersect the high RMS amplitude and sweetness features in the horizon slices of MRS and MFS, as shown in Figures 9 and 10. The interception point of MRS and MFS in the well indicates a sand composition for these features with high seismic attribute values in the plan view. (d) Gamma-ray log and lithological profile from well 10, which overlay the regions with low RMS amplitude and sweetness values in the horizon slices of MRS and MFS, as seen in Figures 9 and 10. The interception point of the MRS and the MFS in the well suggests a pelitic composition for the zones with low seismic attribute values in the plan view.

5.2 Linear features observed in the TST of Sequence 3

The analysis of the horizon slice corresponding to the MFS of Sequence 3 enabled the identification of two linear features, illustrated in Figure 12. These two features exhibit coalescence

through their central portions. Thus, they will be treated as one. This isolated feature has a width of 4.2 km and a length that exceeds 15.5 km (Figure 12).

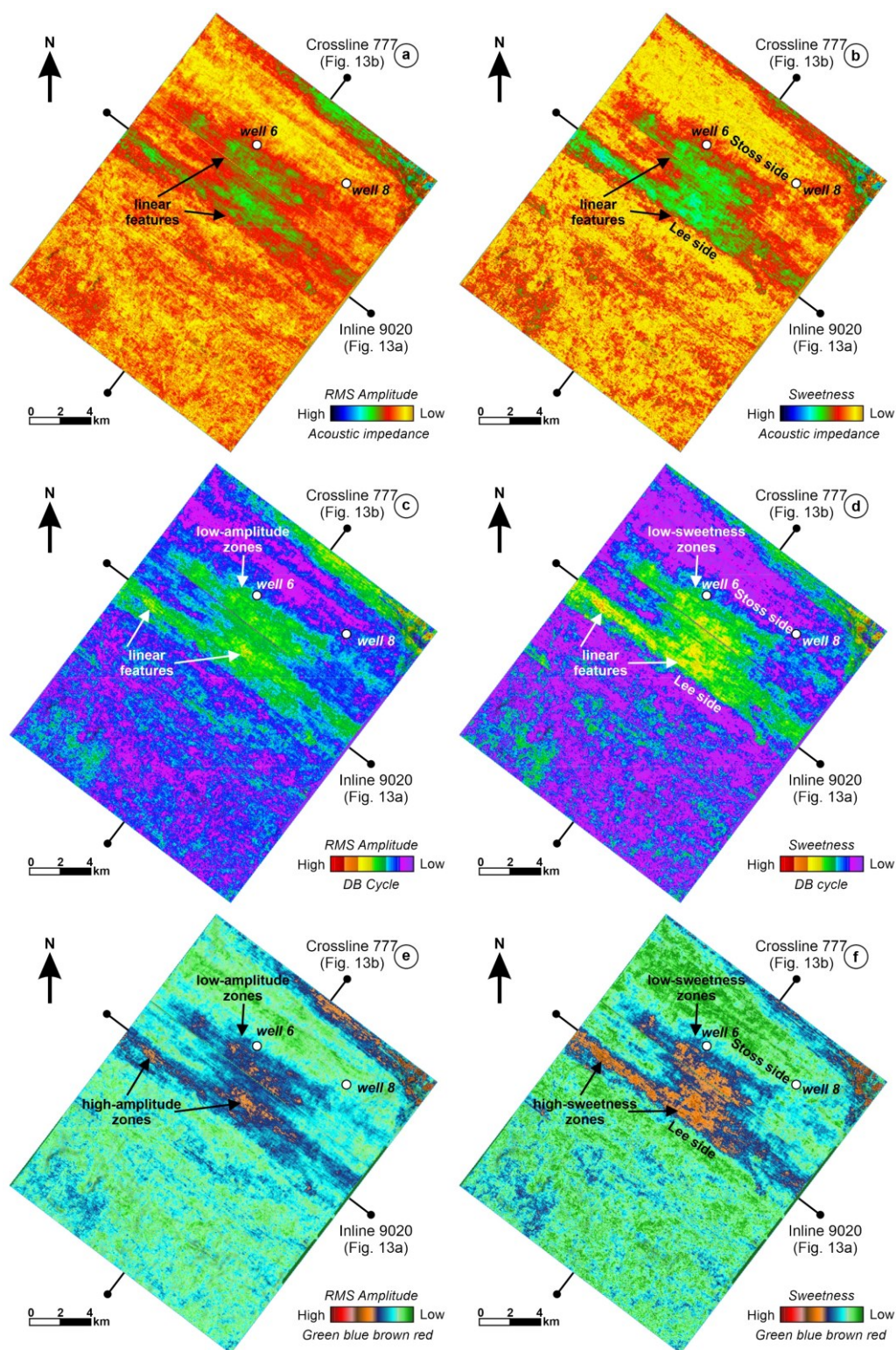


Figure 12. Horizon slices related to the MFS of Sequence 3 highlighting the presence of a large linear feature. In (a) and (b), the RMS amplitude and sweetness attributes were applied to the seismic slices, along with the acoustic impedance

color palette. In (c) and (d), the same seismic attributes are displayed using the DB cycle color palette. This palette effectively distinguishes zones with distinct attribute values, with higher values illustrated by yellow colors, while blue and purple colors represent lower values. In images (e) and (f), the RMS amplitude and sweetness attributes are visualized using the green-blue-brown-red palette. Overall, the application of these attributes and palettes allowed the recognition of two sides of the feature. The SW side appears steeper. On the other hand, the NE side exhibits a more gradual transition of zones with different attribute values. The seismic sections (inline 9020 and crossline 777) and the wells (6 and 8) marked in this figure are depicted in Figure 13.

The feature shows intermediate to high values in the images generated using the attributes of sweetness and RMS amplitude (Figure 12). The sweetness attribute, in particular, allows for a better definition of its geometry and also provides a clearer distinction of its different zones (Figures 12b, 12d, and 12f). Thus, zones with higher sweetness values are observed in light blue, yellow, and dark brown colors in the acoustic impedance, DB cycle, and green-blue-brown-red color palettes, respectively (Figures 12b, 12d, and 12f). These high-sweetness zones are mainly located in the central-southwest portion of the feature (Figures 12b, 12d, and 12f). Besides, the differentiation of zones with different sweetness values reveals two distinct sides of this feature (Figures 12b, 12d, and 12f). The side oriented towards the southwest is much more defined and exhibits an abrupt change in attribute values (Figures 12b, 12d, and 12f). In contrast, the face oriented towards the northeast is characterized by a more irregular pattern and a gradual transition between zones with different attribute values (Figures 12b, 12d, and 12f).

The linear feature is represented in the strike seismic section (inline 9020), which intersects it in plan view, as a continuous reflector displaying variable amplitude along its extent (Figures 12 and 13a). The dark-green zones (lower sweetness values), seen in the plan view of Figure 12d, are represented by lower amplitudes in the seismic section (southeastern portion; Figure 13a). Differently, the zones with light green and yellow colors (higher sweetness values) exhibit higher amplitude in the seismic section (central-northwest portion; Figures 12d and 13a). In the dip seismic section (crossline 777), the regions of the feature with higher sweetness values (Figures 12b, 12d, and 12f) are correlated to a high-amplitude segment of the reflector assigned to the MFS of Sequence 3 (Figure 13b). The reflector gradually loses amplitude towards the northeast (Figure 13b), following the transition to regions with lower sweetness values (Figures 12b, 12d, and 12f). Conversely, towards the southwest, the reflector shows a more abrupt change in amplitude accompanied by a change in inclination (Figure 13b). This configuration corroborates the observations made in the plan view (Figures 12b, 12d, and 12f).

The wells, distributed throughout the seismic volume, are located exclusively in zones of low RMS amplitude and sweetness values observed in the MFS of Sequence 3, as exemplified by wells 6 and 8 (Figures 12, 13c, and 13d). In these wells, the MFS intersects the mudstone layers that underlie the calcarenite successions of the Jandaíra Formation, indicating a mudstone-based composition for the zones with low attribute values (Figures 12, 13c, and 13d). In order to analyze the lithological composition of the zones with high attribute values, a time slice was utilized to coincide the well position with a high-amplitude zone of the TST from Sequence 3. Thus, through the 526 ms time slice and well 2, it was possible to verify that regions exhibiting high RMS amplitude values have a composition related to sandstones, with some probable carbonate contribution (Figure 14).

Although the MFS intersects mudstone layers in well 8, the sandstone layers included in the TST of Sequence 3 from this well were evaluated for comparison with those found in the TST of Sequence 1. The sandstone layers of the TST of Sequence 3 have an average value of 99.35 gAPI in the gamma-ray curve, 9.84 ohm.m in the ILD log, and 7.75 ohm.m in the ILM log (Figure 13c). The crossover shows closer proximity between the density (RHOB) and neutron (NPHI) curves, with a slight leftward shift of the RHOB log (average value of 2.20 g/cm³) compared to NPHI (average value of 28.81 m³/m³; Figure 13c). The average clay volume and porosity, in turn, exhibit values of about 43.11% and 18.55%, respectively (Figure 13c).

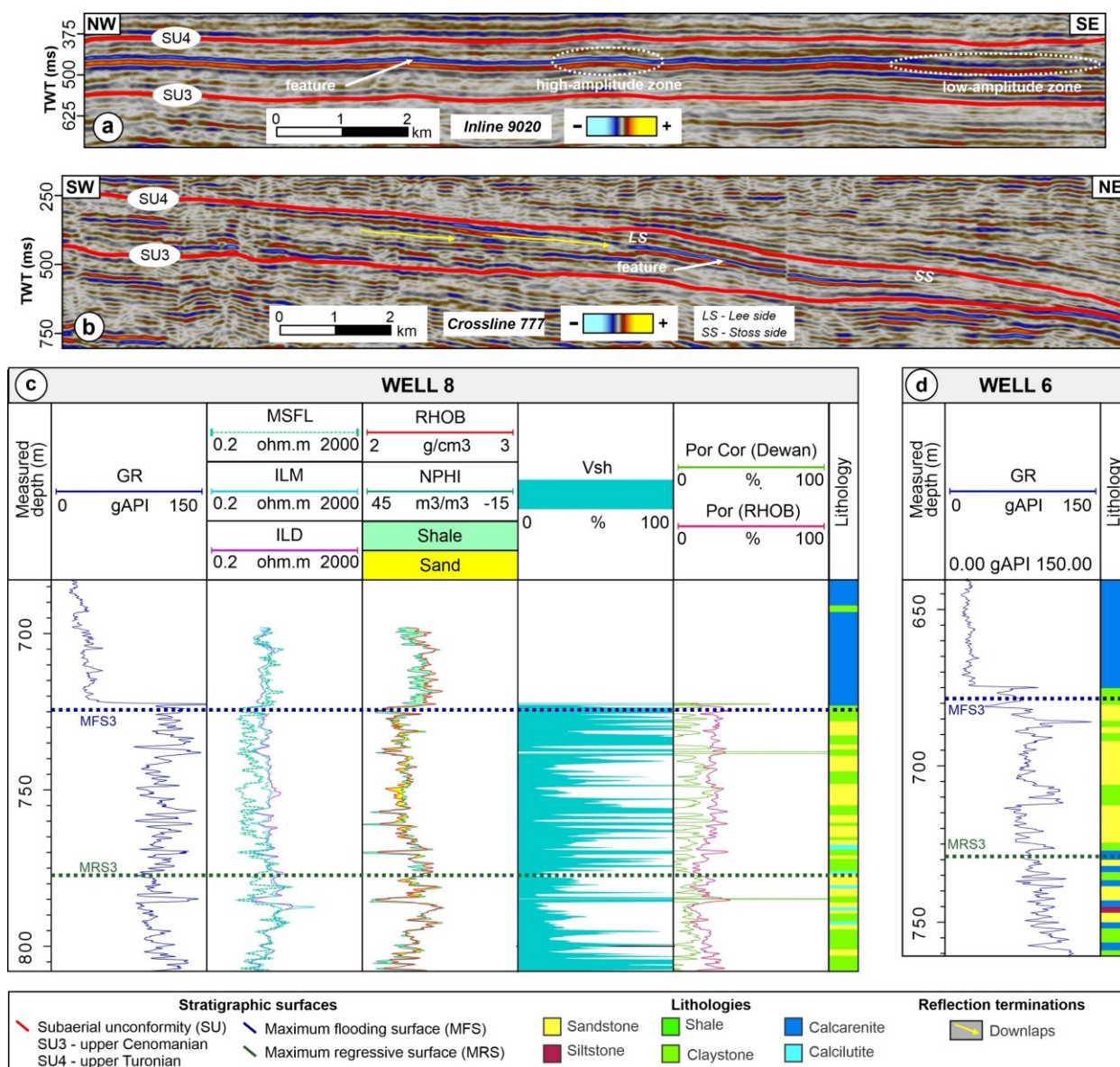


Figure 13. Seismic sections (inline 9020 and crossline 777) and wells (6 and 8) marked in Figure 12. (a) Inline 9020 displaying a high-amplitude reflector associated with the linear feature. Zones of even higher amplitude are encountered within this reflector, corresponding to the yellow regions seen in the feature of Figure 12d. (b) Crossline 777 showing a high-amplitude segment observed in the reflector related to the MFS of Sequence 3. This high-amplitude segment characterizes the feature. Above this feature, downlap terminations of reflectors included in the HST of Sequence 3 are still encountered. Geophysical logs, petrophysical parameters (porosity and clay volume), and lithological profiles of wells (c) 8 and (d) 6 that occur over the zones with low RMS amplitude and sweetness values in the horizon slice attributed to MFS, as seen in Figure 12. The interception position of MFS in the well indicates a mudstone-based composition for the zones with low seismic attribute values in the plan view.

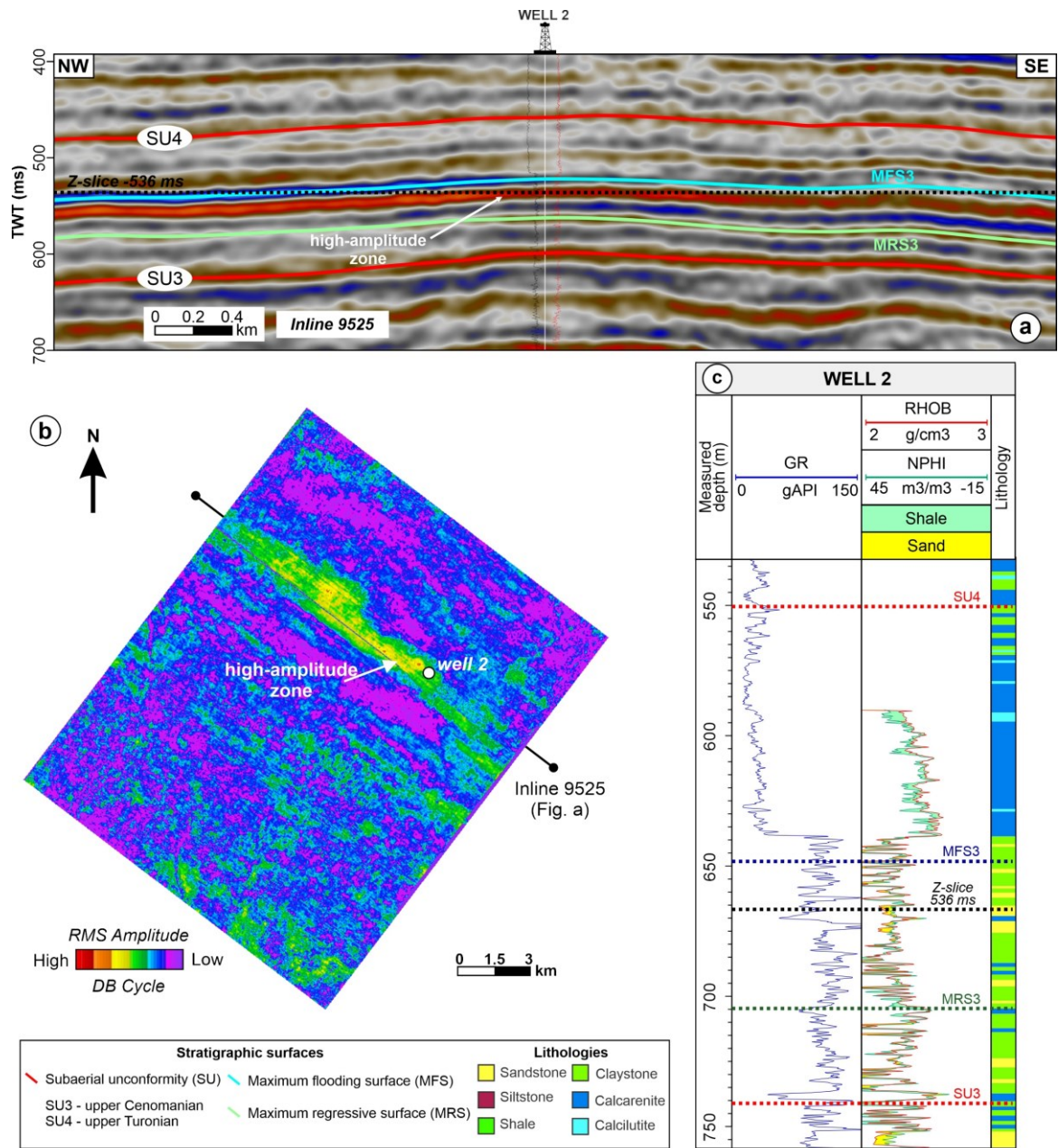


Figure 14. The technique applied for characterizing the high-amplitude zones inside the large linear feature identified in the TST of Sequence 3. (a) Inline 9525 depicting the position of the time slice 536 ms and its location relative to the MFS of Sequence 3. (b) Time slice 536 ms with the RMS amplitude attribute and the DB cycle palette, displaying moderate to high amplitude areas (yellow and light green colors) indicative of the feature. (c) Positioning of the time slice 536 ms in the geophysical logs and lithological profile of well 2, situated over a high-amplitude zone in the time slice. This correlation highlights a sandstone composition with some carbonate contribution for these high-amplitude zones.

6. Discussion

6.1 Evolution of the shelf sand ridges of the Albian-Turonian deposits of the Potiguar Basin

The sand bodies, identified through seismic geomorphology, have been interpreted as shelf sand ridges. This interpretation is based on various criteria mentioned by previous authors who have described these features in different parts of the world. Among the criteria are: their occurrence in the intermediate shelf region and over an uplifted basement area (Aracati Platform; Figure 1; Posamentier, 2002; Zhuo et al., 2014); elongated features and parallel to the coastline (Zhuo et al., 2014; Ye et al., 2017; Lin et al., 2021), with larger dimensions than subaqueous dunes (Snedden and Dalrymple, 1999; Figures 9, 10, and 12); well-defined two sides (Figures 10, 11, 12, and 13; Snedden and Dalrymple, 1999; Snedden and Bergman, 1999; Posamentier, 2002; Snedden et al., 2011); essentially sand composition (Figures 11, 13, and 14; Snedden and Dalrymple, 1999; Posamentier, 2002; Zhuo et al., 2014; Zhang et al., 2017; He et al., 2017; Lin et al., 2021); genesis associated with tidal and wave processes (Posamentier, 2002; Ye et al., 2017; Zhang et al., 2017; Lin et al., 2021); association with transgressive systems tracts (Figures 9, 10, 11, 12, and 13; Snedden and Dalrymple, 1999; Snedden and Bergman, 1999; Posamentier, 2002; Lin et al., 2021), and high amplitudes in seismic sections and seismic slices (Figures 10, 11, 12, 13, and 14; Zhuo et al., 2014; Zhang et al., 2017; He et al., 2017).

As seen in section 5, the shelf sand ridges have two distinct sides, recognized in horizon slices and seismic sections (Figures 10, 11, 12, and 13). The SW-facing side exhibits an abrupt change in seismic attribute values, as observed in the plan view (Figures 10 and 12), and steeper inclination in seismic sections (Figures 11 and 13). Conversely, the NE-facing side demonstrates a gradual transition between zones with differing attribute values and a gentler slope (Figures 10, 11, 12, and 13). According to the works of Zhuo et al. (2014) and Posamentier (2002), the SW and NE-facing sides can be classified as the lee side/leading edge and stoss side/trailing edge, respectively (Figures 10, 11, 12, and 13).

Huthnance (1982) proposed the most widely accepted process for the genesis of these ridges. According to this author, the sand ridges formation requires a precursor nucleus, a high sand content on the shelf, currents capable of reworking these sands, and time to shape these deposits. The ridge formation begins with the interaction between a nucleus and a current oblique, causing erosion on the side of the ridge where the current is ascending (stoss side). Deposition takes place on the crest of the ridge and on the side where the current is descending (lee side; Huthnance, 1982; Snedden and Dalrymple, 1999). The migration of the features occurs through the lee side or leading edge (Posamentier, 2002; Snedden et al., 2011).

The shelf sand ridges characterized in this study exhibit a lee side facing SW, which is towards the continental regions (Figures 10, 11, 12, 13, 15 and 16). Thus, it is interpreted that the migration process of the sand bodies occurred in this direction, following the transgressive process, with the shoreline shifting towards more proximal regions (Figures 15 and 16). Erosion on the stoss side and deposition on the lee side, as well as on the crest of the ridge (Huthnance, 1982), lead to the concentration of deposits with coarser grain size in these latter regions (Snedden et al., 2011). Consequently, the zones with high RMS amplitude and sweetness values observed on the lee side and the crest of the features are likely to correspond to these coarser and reworked deposits (Figures 10 and 12).

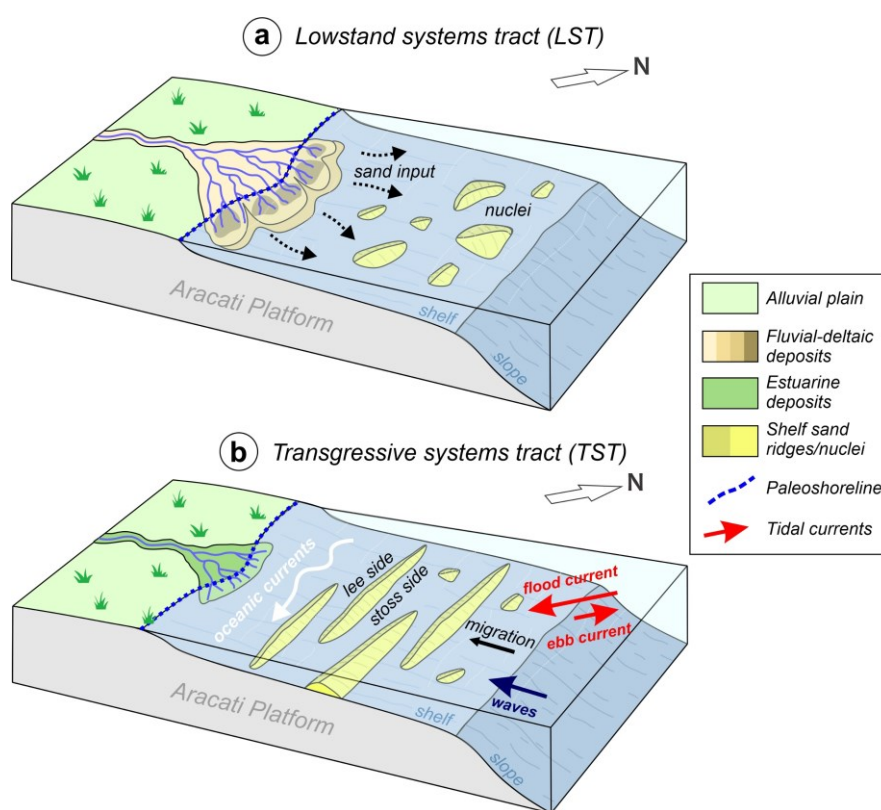


Figure 15. Schematic illustration of the formation process of the shelf sand ridges associated with the TST from Depositional Sequence 1. (a) During the lowstand normal regression phase (LST) of Sequence 1, a high-energy fluvial-deltaic system supplied substantial amounts of sand to the shelf regions. These sand deposits were evenly distributed in the studied area and served as precursor nuclei for the ridges. (b) In the subsequent transgressive phase (TST), the nuclei were subjected to the influence of ocean currents, waves, and tidal currents. The flood-tide current, oriented to the south, was the main agent in shaping these features, enabling their migration through the lee side toward the continent. The combined action of these factors led to the development of a set of thin shelf sand ridges oriented parallel to the coastline.

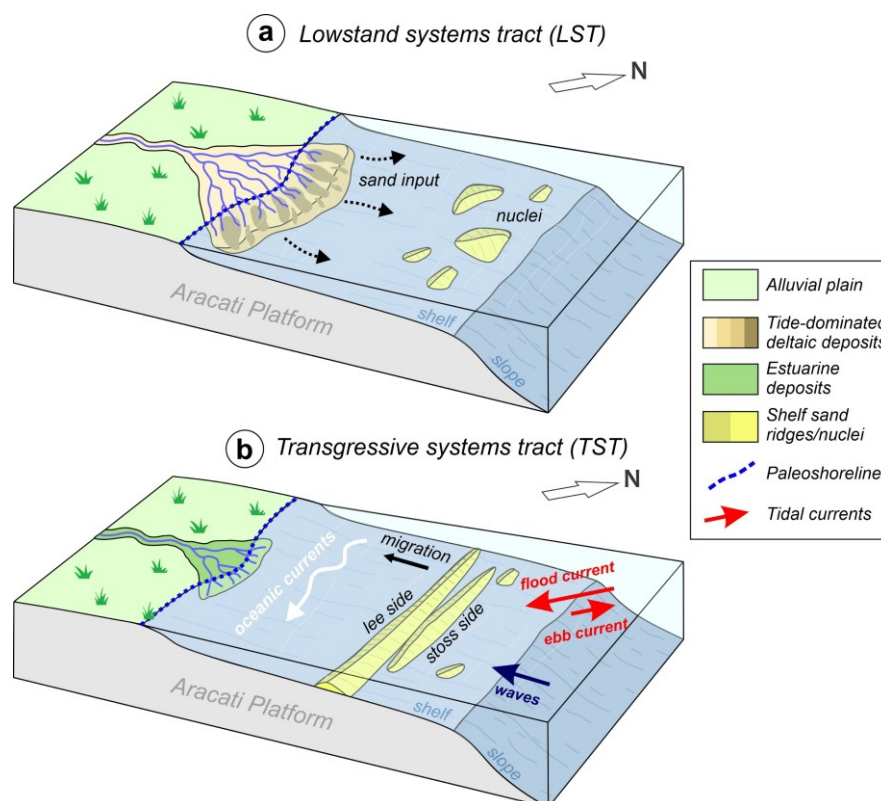


Figure 16. Schematic illustration of the shelf sand ridge genesis associated with the TST from Depositional Sequence 3. (a) The lowstand normal regression phase (LST) was characterized by the progradation of a tide-dominated deltaic system towards the shelf regions. This system supplied the sand content that constituted the precursor nuclei of the ridges. Compared to Sequence 1, the sediment supply during the formation of Sequence 3 was lower, resulting in a reduced number of nuclei formed. Moreover, it is inferred that these nuclei were mainly concentrated in the northeastern region of the study area. (b) During the subsequent transgressive phase (TST), the nuclei were reworked by ocean currents, waves, and tidal currents. The flood-tide current, oriented to the south, was the primary agent in shaping these features, also enabling their migration through the lee side towards the continent. This reworking led to forming two shelf sand ridges in the study area, which coalesced from their central region, originating a single and robust feature.

The ridges precursors were generated from deposits of depositional systems belonging to the systems tracts from Sequences 1 and 3. Regarding Sequence 1, it is inferred that the precursors may be represented by the high-energy fluvial-deltaic deposits of the LST (Figure 15a). On the other hand, considering the descriptions of tide-dominated deltaic/estuarine systems of Sequence 3 (França, 1987; Vasconcelos et al., 1990; Bagnoli, 1993; Castro, 1993; Córdoba, 2001), as well as the precursors reported by Snedden and Dalrymple (1999), Snedden et al. (2011), and Lin et al. (2021), the precursors of ridges in this sequence might have been deposits of tide-dominated deltas (Figure 16a).

Most authors agree that the formation of the ridges is driven by tidal and/or wave processes (Posamentier, 2002; Ye et al., 2017; Zhang et al., 2017; Lin et al., 2021). Some others also mention

the significant influence of ocean currents parallel to the coastline in generating these ridges (Zhuo et al., 2014).

The depositional framework of Sequence 3, present in subsection 4.3, indicates the dominance of tidal processes in the genesis of the shelf sand ridge. The works of Bagnoli (1993) and Reyes Pérez (2003) describe paleocurrents associated with tidal structures in outcrops of the Açú-4 unit, which integrates the Depositional Sequence 3 of Cunha et al. (2023). The paleocurrents, measured by Bagnoli (1993), show directions to NNE and SSW. On the other hand, Reyes Pérez (2003) observed paleocurrents to the north, attributed to the ebb tide, and paleocurrents to the south, which were related to flood tide. The shelf sand ridges tend to form slightly oblique to the prevailing tidal current (Snedden and Dalrymple, 1999), and they can exhibit an inclination of 10° to 20° counterclockwise relative to this current (Ye et al., 2017). Thus, the N-S tidal currents interpreted by Reyes Pérez (2003) are the ones that best fit with the ridge formation from Sequence 3, given that they have the smallest angle about these NW-SE features (Figures 15b and 16b). Furthermore, the flood tide current, oriented to the south, would have been predominant during the transgression that gave rise to the ridge, facilitating its migration towards the continent (Figures 15b and 16b).

However, the role of waves and ocean currents in the genesis of the sand ridge from Sequence 3 cannot be ruled out. For instance, the work by Castro (1993) describes facies related to a tide-dominated and wave-influenced deltaic system for the upper portion of the Açú-4 unit. Hence, waves might have also affected the ridge's development (Figures 15b and 16b). Likewise, several studies describe the influence of recent ocean currents in sediment transport and the formation of bedforms and bars in the shelf regions of the Rio Grande do Norte (Vital et al., 2008; Gomes et al., 2020). These currents may have also contributed to the formation of the ancient sand ridges identified in this study (Figures 15b and 16b).

About the features observed in the TST of Sequence 1, inferences could not be made about them because previous studies do not mention the influence of waves or tides in the descriptions of facies and depositional systems. Nevertheless, the analogous configuration to the shelf sand ridges of Sequence 3 may indicate that the same controlling factors formed the features observed in Sequence 1 (Figures 15b and 16b).

Another relevant point regarding the genesis of shelf sand ridges is the associated systems tract. Some authors have proposed that these features are characteristic of forced regressive or lowstand systems tracts (Plint, 1988; Posamentier and Chamberlain, 1993; Bergman and Walker,

1995; Bergman and Walker, 1999; Zhang et al., 2017). From another perspective, some authors have argued for the association of ridges with transgressive systems tracts (Snedden and Dalrymple, 1999; Snedden and Bergman, 1999; Posamentier, 2002; Lin et al., 2021). The shelf sand ridges of Sequence 1 were identified in the horizon slice related to the initial transgressive pulse marked by the MRS (Figure 9b) and in the horizon slice attributed to the MFS (Figures 9c and 10), which represents the transgression climax. The features shown in the MFS are more pronounced than those seen in the MRS (Figures 9b and 9c).

The ridge from Sequence 3 also appears more prominent in the horizon slice corresponding to the MFS (Figures 12 and 17). The initial development stages of this ridge can be observed in the proportional slices PS3 and PS4, positioned in the intermediate and upper parts of the TST, respectively (Figures 3, 5, 6, and 17). PS3 displays small high-amplitude nuclei (green colors) placed in a linear feature with intermediate to low amplitude (red color), which could represent an early-forming ridge (Figure 17a). PS4, on the other hand, shows the expansion of the small high-amplitude nuclei seen in PS3 and the emergence of another linear feature located further southwest compared to that observed in PS3, indicating the development of another shelf ridge (Figure 17b). Moreover, it is still possible to perceive the beginning of the merging process between the two shelf ridges, which are still characterized by low RMS amplitude values (red colors; Figure 17b). Finally, marking the peak of the transgressive process, the MFS exhibits the shelf sand ridge resulting from the coalescence process between the two primary shelf sand ridges (Figures 12 and 17c).

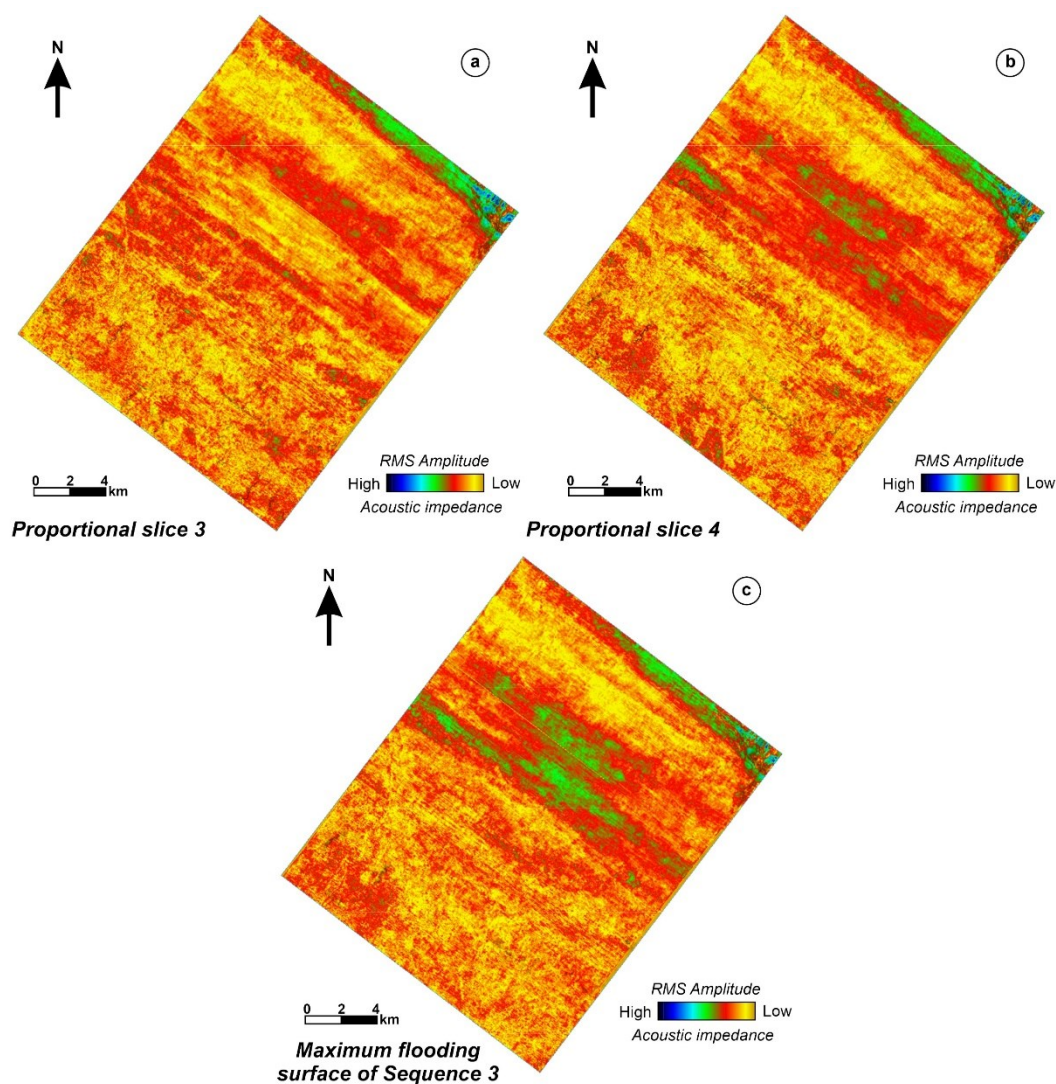


Figure 17. Proportional and horizon slices within the TST of Sequence 3. (a) Proportional slice 3 illustrating small high-amplitude nuclei (green color) and a linear feature with intermediate to low amplitude (red color), representing the formation of the first ridge. This proportional slice intersects the lower/intermediate part of the TST. (b) Proportional slice 4 that intersects the upper part of the TST, showing the expansion of low-amplitude nuclei and the emergence of another linear feature to the southwest of the first one. Besides, the nucleation process of the ridges can be observed through their central portions. (c) Horizon slice related to the MFS, exhibiting the geometry of the fully established ridge.

Therefore, the features observed in the depositional sequences 1 and 3 are notably related to transgressive systems tracts and demonstrate a progressive evolution up to the MFS, which marks the climax of the transgression (Figures 9, 15, 16, and 17).

The shelf sand ridges recognized in the TST of Sequence 1 appear as a set of isolated, non-coalescent, and parallel features (Figures 9, 10, and 15b). This behavior contrasts with that observed in the feature of the TST from Sequence 3, which occurs as a single ridge (formed by the coalescence of two ridges) that is broader and more prominent (Figures 12, 16b, and 17). The first hypothesis

proposed to explain this difference is the progressive transgression process, which commenced in the early Albian during the formation of Sequence 1 and reached its climax during the Cenomanian-Turonian transition, marked by the MFS of Sequence 3. Therefore, the ridge of Sequence 3 would have undergone more effective reworking processes due to transgression, making it more robust (Figure 16b). In turn, the shelf sand ridges of Sequence 1 may not have experienced such a significant transgressive process, making them thinner and discontinuous (Figure 15b). The second hypothesis suggests that this distinct behavior could be related to the sand distribution in the study area. The sand deposits used to form the ridges from Sequence 1 might have been evenly distributed throughout the study area (Figure 15a), whereas the deposits associated with the Sequence 3 ridges could have concentrated only in the northeastern portion of the area (Figure 16a).

Regarding the number of ridges, this could be related to the sediment influx attributed to the LSTs of Sequences 1 and 3 and, consequently, the number of available nuclei for feature formation. According to Snedden and Dalrymple (1999) and Posamentier (2002), solitary ridges form when there is a nucleus and limited sediment supply. Differently, ridge fields develop where there are multiple nuclei and an abundance of sand. Hence, as seen in subsection 4.1, the consolidation of the LST from Sequence 1 occurred in a context of high sediment supply (Figures 7 and 8), marked by the activity of fluvial, alluvial fan, deltaic, and high-energy coastal systems. This context provided a large amount of sand to the shelf, generating many nuclei and, consequently, forming several shelf sand ridges in the subsequent transgressive phase (Figure 15). In contrast, the LST of Sequence 3 was associated with low sand content, limiting the number of ridges generated during the TST (Figures 7, 8, and 16).

Shelf sand ridges can constitute a significant play related to TSTs (Posamentier, 2002; Lin et al., 2021). Conforming to Lin et al. (2021), the reservoir excellence associated with these sand ridges can be attributed to the reworking process driven by waves, tides, and storms, resulting in clean sandstones with improved porosities. These bodies exhibit considerable width (1 to 4.2 km), are elongated (>15.5 km), occur as isolated features on the shelf, have an essentially sand composition, and are surrounded by sealing marine mudstones (Figures 9, 10, 11, 12, and 13). When comparing the sandstone layers found in the TST of Sequence 1 with those in the TST of Sequence 3, significant differences in the behavior of geophysical logs become evident. The values in the gamma-ray (GR) curves are higher in the Sequence 3 layers, indicating the presence of more clay-rich rocks in this interval (Figures 11c and 13c). This fact is supported by the average clay volume, which is also higher than that encountered in the Sequence 1 layers (Figures 11c and 13c). The sandstones included in the TST of Sequence 1 are more porous than those observed in Sequence 3 (Figures 11c and 13c). This

is also evident in the crossover of the RHOB-NPHI curves, as the separation between the curves is slightly greater in the layers of Sequence 1 due to the lower average neutron value in these layers (Figures 11c and 13c). Concerning the values in the resistivity logs, they are narrowly higher in the sandstones of the TST from Sequence 3, which could indicate the presence of hydrocarbons in these rocks (Figures 11c and 13c). However, the drill cuttings descriptions reveal indications of hydrocarbons only in the sandstone layers of Sequence 1 (Figure 11c).

7. Conclusions

Seismic geomorphology and seismic attributes enabled the identification of elongated features parallel to the coastline and situated in intermediate shelf regions. These features displayed high RMS amplitude and sweetness values, as well as an essentially sand composition. They were interpreted as shelf sand ridges.

The development of ridges primarily occurred due to the influence of a flood-tide current oriented towards the south and the secondary action of waves and oceanic currents. These currents interacted with the nuclei represented by fluvial and deltaic deposits, leading to the ridges' formation and migration towards the continent.

The identified shelf sand ridges demonstrated a connection with transgressive processes, such that they were exclusively observed in the TSTs of sequences 1 and 3. In these sequences, the features exhibited distinct configurations, which were interpreted as reflections of sediment input and the intensity of the transgressive process in both sequences. Sediment input played a dominant role in the genesis of the features observed in Sequence 1, allowing the development of a larger number of sand bodies. Conversely, the intensity of the transgression and, consequently, the reworking process of these sand ridges were more pronounced in Sequence 3, resulting in a more robust ridge.

The sandstone layers related to the ridges of the TST from Sequence 1, in particular, exhibited petrophysical characteristics more favorable to be hydrocarbon reservoir rocks, mainly due to their good porosities and lower clay content. The presence of oil indications in the drill cuttings descriptions within this interval confirms this fact. Therefore, studying these ridges is important as they could represent a significant play in the shelf settings of the Potiguar Basin.

Acknowledgments

The authors express their gratitude to the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP) for providing the dataset used in this study, to Schlumberger for granting the academic license of the Petrel software, and to the Federal University of Rio Grande do Norte (UFRN) for the provision of the necessary infrastructure for data interpretation. The first author also thanks the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for funding his doctoral scholarship through funding code 001.

Declaration of Generative AI and AI-assisted technologies in the writing process

During the preparation of this work the author(s) used Chat GPT in order to improve readability and language. After using this tool/service, the author(s) reviewed and edited the content as needed and take(s) full responsibility for the content of the publication.

References

- Alves de Medeiros, A.K., Córdoba, V.C., 2020. Stratigraphic analysis of Ponta do Mel carbonate platform, Albian-Cenomanian in Potiguar Basin, NE of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102675. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102675>
- Araripe, P.T., Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):127-141.
- Asquith, G., Krygowski, D., 2004a. Gamma ray. In: Asquith, G., Krygowski, D. (Eds.) *Basic Well Log Analysis*. 31-35. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. AAPG Methods in Exploration Series, 16, 31-35. <https://doi.org/10.1306/Mth16823>
- Asquith, G., Krygowski, D., 2004b. Porosity logs. In: Asquith, G., Krygowski, D. (Eds.) *Basic Well Log Analysis*. 31-35. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. AAPG Methods in Exploration Series, 16, 37-76. <https://doi.org/10.1306/Mth16823>
- Azeem, T., Yanchun, W., Khalid, P., Xueqing, L., Yuan, F., Lifang, C., 2016. An application of seismic attributes analysis for mapping of gas bearing sand zones in the sawan gas field, Pakistan. *Acta Geodaetica Geophysica*, 51: 723-744. <https://doi.org/10.1007/s40328-015-0155-z>
- Bagnoli, E., 1993. The Mossoro sandstone, Canto do Amaro oil field, Late Cretaceous of the Potiguar Basin, Brazil: An example of a tidal inlet-channel reservoir. In: Rhodes, E.G., Moslow, T.F., (Eds.), *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*. New York, Springer-Verlag, 182–200. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9_9
- Barnes, A., 2006. Too many seismic attributes? *GSEG Recorder*, 31(3): 40-45.
- Bergman, K.M., Walker, R.G., 1995., High-resolution sequence stratigraphic analysis of the Shannon Sandstone in Wyoming, using a template for regional correlation. *Journal of Sedimentary Research*, 65(2b): 255–264. <https://doi.org/10.1306/D4268225-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Bergman, K.M., Walker, R.G., 1999. Campanian Shannon Sandstone: an example of a falling stage systems tract deposit. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated shallow marine sand bodies:*

sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation. *SEPM Special Publication*, 64, 85–94. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0085>

Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, 291-310.

Berton, F., Vesely, F.F., Guedes, C.F.C., Souza, M.C., Angulo, R.J., 2021. Subsurface geomorphology of wave-dominated nearshore deposits: Contrasting styles of reservoir heterogeneity in response to shoreline trajectory. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104821. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104821>

Brown, A.R., 2011. Interpretation of three-dimensional seismic data. *AAPG Memoir* 42, SEG Investigations in Geophysics, 9, 665 p. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802884>

Castro, J.C., 1993. Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian-Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE Brazil: An example of a tide and wave dominated delta. In: Rhodes, E. G. Moslow, T.F. (Eds.). *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*. New York, Springer-Verlag, 161–182. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9_8

Castro, J.C., Viviers, M.C., Regali, M.S.P., 1988. Stratigraphic analysis of the marine cretaceous in the eastern margin of Potiguar Basin. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2): 231-236. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1988182231236>

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 – SEG, SEG Geophysical Developments, 11, 464 p. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801900>

Córdoba, V.C., 2001. A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica. Doctoral thesis. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 239 p.

Costa, A.B.C., Córdoba, V.C., Netto R.G., Lima Filho F.P., 2014. Registro faciológico e paleoambiental da transgressão que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano na Bacia Potiguar, NE do Brasil. *Comunicações Geológicas (Especial I)*, 101: 415-420.

Cunha, J.A.O., Córdoba, V.C., Sousa, D.C.S., Scherer, C.M.S., 2023 (Unpublished results). Estratigrafia e sistema petrolífero dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açú, Campo de Caraúna, Albo-Cenomaniano da Bacia Potiguar. Submitted to *Geologia USP (Série científica)*.

Dewan, J.T., 1983. *Essentials of Modern Open-Hole Log Interpretation*. Oklahoma, PennWell books, 361 p.

França, R.L., 1987. Análise estratigráfica da Formação Açú no Campo de Fazenda Belém, Bacia Potiguar – CE. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, 100 p

Gomes, M.P., Vital, H., Droxler, A.W., 2020. Terraces, reefs, and valleys along the Brazil northeast outer shelf: deglacial sea-level archives? *Geo-Marine Letter*, 40: 699-711. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00666-4>

Hart, B., 2008. Channel detection in 3-D seismic data using sweetness. *AAPG Bulletin*, 92(6): 733–742. <https://doi.org/10.1306/02050807127>.

He, M., Zhuo, H., Chen, W., Wang, Y., Du, J., Liu, L., Wang, L., Wan, H., 2017. Sequence stratigraphy and depositional architecture of the Pearl River Delta system, northern South China Sea:

- An interactive response to sea level, tectonics and paleoceanography. *Marine and Petroleum Geology*, 84: 76-101. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.03.022>
- Hossain, S., Imranuzzaman, M., 2019. Identification of the architecture and evolution of fluvial system using seismic geomorphology: A case study from Gulf of Thailand. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 4(1): 29-46. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.02.001>
- Hosseinyar, G., Moussavi-Harami, R., Fard, I.A., Mahboubi, A., Rad, R.N., 2019. Seismic geomorphology and stratigraphic trap analyses of the Lower Cretaceous siliciclastic reservoir in the Kopeh Dagh-Amu Darya Basin. *Petroleum Science*, 16: 776-793. <https://doi.org/10.1007/s12182-019-0347-1>
- Huthnance, J.M., 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14: 79-99. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(82\)80068-6](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(82)80068-6)
- Kim, H., Lee, G.H., Kim, H.J., Pigott, J.D., 2020. Horizon slices of bandwidth-extended seismic data: optimizing thin bed interpretation from spectral decomposition. *Geosciences Journal*, 24: 519-529. <https://doi.org/10.1007/s12303-019-0040-9>
- Lana, C.C., 1997. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Masters dissertation. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 197 p.
- Leopoldino Oliveira, K.M., Castro, D.L., Castelo Branco, M.G., Oliveira, D.C., Alvite, E.N.C., Jucá, C.C.A., Castelo Branco, J.L., 2018. Architectural framework of the NW border of the onshore Potiguar Basin (NE Brazil): An aeromagnetic and gravity based approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 700-714. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.002>
- Lin, W., Kynaston, D., Ferron, C., Bhattacharya, J.P., Matthews, W., 2021. Depositional and sequence stratigraphic model of transgressive shelf sandstone: The Late Cretaceous Tocito Sandstone, San Juan Basin, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 91(4): 415-432. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.121>
- Lopes, J.A.G., Castro, D.L., Bertotti, G., 2018. Quantitative analysis of the tectonic subsidence in the Potiguar Basin (NE Brazil). *Journal of Geodynamics*, 117: 60–74. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.04.008>
- Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4):766-791, <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- Melo, A.H., Andrade, P.R.O., Magalhães, A.J.C., Fragoso, D.G.C., Lima-Filho, F.P., 2019. Stratigraphic evolution from the early Albian to late Campanian of the Potiguar Basin, Northeast Brazil: An approach in seismic scale. *Basin Research*, 32(5): 1054-1080. <https://doi.org/10.1111/bre.12414>
- Melo, A.H., Magalhães, A.J.C., Menegazzo, M.C., Fragoso, D.G.C., Florencio, C.P., Lima-Filho, F.P., 2021. High-resolution sequence stratigraphy applied for the improvement of hydrocarbon production and reserves: A case study in Cretaceous fluvial deposits of the Potiguar basin, northeast Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 130, 105124. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105124>
- Mitchum, Jr. R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 135-143. <https://doi.org/10.1306/M26490C9>

Mitchum, Jr. R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection patterns in Depositional Sequences. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 117-133. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>

Morais Neto, J.M., 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema. Masters dissertation. Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.

Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmin, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1070-1086, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002>

Nanda, N.C., 2016. Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production. Switzerland, Springer, 224 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-26491-2>

Pessoa Neto, O.C., 1999. Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. Masters dissertation. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 220 p.

Pessoa Neto, O.C., 2003. Estratigrafia de sequências da plataforma mista da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3):263-278. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2003333263278>

Pessoa Neto, O.C., Soares, U.M., Fernandes da Silva, J.G., Roesner, E.H., Florencio, C.P., Valentin de Souza, C.A., 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2):357-369.

Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea level change: an integrated approach*, SEPM Special Publication, 42, 357–370. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0357>

Posamentier, H.W. 2002. Ancient shelf ridges—A potentially significant component of the transgressive systems tract: Case study from offshore northwest Java. *AAPG Bulletin*, 86: 75-106. <https://doi.org/10.1306/61EEDA44-173E-11D7-8645000102C1865D>

Posamentier, H.W., Chamberlain, C.J., 1993. Sequence stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam field, Alberta, Canada. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 18, 469–485. <https://doi.org/10.1002/9781444304015.ch23>

Posamentier, H.W., Davies, R.J., Cartwright, J.A., Wood, L.J., 2007. Seismic geomorphology- an overview. In: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L.J., Cartwright, J.A. (Eds.), *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society, Geological Society (London), Special Publication, 277, 1-14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.277>

Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., Bhattacharya, J.P., 2011. Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. *AAPG Bulletin*, 95(11): 1959-1990. <https://doi.org/10.1306/03151110134>

Reyes Pérez, Y.A., 2003. Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar. Masters dissertation. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 75 p.

- Rider, M., 1996. The geological interpretation of well logs – second edition. Scotland, Rider-French Consulting Ltd, 280 p.
- Sampaio, A.V., Schaller, H., 1968. Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. Boletim Técnico da Petrobras, 11(1):19-44.
- Simm, R., Bacon, M., 2014. Seismic Amplitude: An interpreter's Handbook. New York, Cambridge University Press, 271 p.
- Snedden, J.W., Bergman, K.M., 1999. Isolated shallow marine sand bodies: deposits for all interpretations. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation, SEPM Special Publication, 64, 1–12. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0001>
- Snedden, J.W., Dalrymple, R.W., 1999. Modern shelf sand ridges: from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation, SEPM Special Publication, 64, 13–28. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0013>
- Snedden, J.W., Tillman, R.W., Culver, S.J. 2011. Genesis and Evolution of a Mid-Shelf, Storm-Built Sand Ridge, New Jersey Continental Shelf, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, 81(7): 534-552. <https://doi.org/10.2110/jsr.2011.26>
- Souza, S.M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: 32º Congresso brasileiro de Geologia. Anais, Salvador, 5, 2392-2406.
- Stieber S.J., 1970. Pulsed neutron capture log evaluation – Louisiana Gulf Coast. Fall Meeting of The Society of Petroleum Engineers of AIME, 2961. Houston: SPE, <https://doi.org/10.2118/2961-MS>
- Tibana, P., Terra, G.J.S. ,1981. Seqüências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. Boletim Técnico da Petrobras, 24(3):174-183.
- Torrado, L., Carvajal-Arenas, L.C., Mann, P., Bhattacharya, J., 2020. Integrated seismic and well-log analysis for the exploration of stratigraphic traps in the Carbonera Formation, Llanos foreland basin of Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 104, 102607. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102607>
- Vail, P.R., Mitchum, Jr. R.M., Thompson, S. III., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 83–98. <https://doi.org/10.1306/M26490C6>
- Vasconcelos, E.P., Lima Neto, F.F., Ross, S., 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Natal, 227-240.
- Vital, H., Stattegger, K., Amaro, V.E., Schwarzer, K., Frazão, E.P., Tabosa, W.F., Silveira, I.M., 2008. A modern high-energy siliciclastic–carbonate platform: continental shelf adjacent to northern Rio Grande do Norte state, northeastern Brazil. Journal of Sedimentary Research, 90:175-188. <https://doi.org/10.2110/pec.08.90.0177>
- Ye, Y.C., 2017. Submarine Sand Waves and Sand Ridges. In: Ye, Y.C. Jiyu, C. (eds.) Marine Geo-Hazards in China, Elsevier, 523-554. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812726-1.00012-7>
- Zeng, H., John, A., Jackson, K.G., Dommissie, R., 2011. Stratal slice: a tool for seismic sedimentologic imaging and reservoir prediction. In: 12th International Congress of the Brazilian

Geophysical Society and EXPOGEF, Brazilian Geophysical Society (SBGF), 789-792. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-162>

Zhang, X., Ding, L., Du, J., Liu, D., Liu, H., 2017. Sedimentary characteristics and controlling factors of shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northeast of South China Sea. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 2(2): 141-155. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2017.04.001>

Zhao, D., 2013. Application of Seismic Sedimentology in Prediction of Cretaceous Lacustrine Beach and Bar Sandstone: A Case Study in Chepaizi Area, Junggar Basin, NW China. *Search and Discovery Article (AAPG)*, 10548.

Zhuo, H., Wang, Y., Shi, H., Zhu, M., He, M., Chen, W., Li, H., 2014. Seismic geomorphology, architecture and genesis of Miocene shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 54: 106-222. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.03.002>

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Capítulo 6

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A utilização de dados sísmicos (2D e 3D) e de poços possibilitou a individualização de três sequências deposicionais (1, 2 e 3) e dos seus tratos de sistemas internos (TSNB, TST e TSNA). A Sequência 1 (Albiano) abrange os depósitos das unidades Açú-1 e Açú-2 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e foi marcada por um elevado aporte sedimentar. A deposição dessa sequência foi consideravelmente influenciada pela estruturação do substrato e se deu a partir da atuação de sistemas de leque aluvial, fluvial, deltaico, costeiro e de plataforma interna.

A Sequência 2 (Eocenomaniano-Mesocenomaniano) engloba os litotipos da unidade Açú-3 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e foi caracterizada por uma maior influência marinha. Essa sequência foi depositada a partir de sistemas deltaicos, costeiros, de plataforma interna e externa.

A Sequência 3 (Neocenomaniano-Mesoturoniano), por sua vez, tem a sua porção inferior definida pelas sucessões da unidade Açú-4 (Vasconcelos *et al.*, 1990) e a sua porção superior atribuída às rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. O contexto deposicional da porção inferior dessa sequência foi relacionado a sistemas de plataforma média e externa. Por outro lado, a sua porção superior foi consolidada através de um sistema de barras de maré carbonáticas. De modo geral, a evolução das sequências 1, 2 e 3 evidenciou uma transgressão progressiva que teve o seu ápice na SIM da Sequência 3.

A geomorfologia sísmica, associada aos atributos sísmicos, permitiu a identificação de feições alongadas, paralelas à linha de costa e dispostas nas regiões de plataforma intermediária. Essas feições foram interpretadas como cordões arenosos de plataforma (*shelf sand ridges*), os quais foram caracterizados por elevados valores de *RMS amplitude* e *sweetness*, como também por uma composição essencialmente arenítica.

O desenvolvimento das *shelf sand ridges* se deu, preferencialmente, pela atuação de uma corrente de maré enchente, orientada para S, como também pela atuação secundária de ondas e correntes oceânicas. Essas correntes interagiram com os núcleos representados por depósitos fluviais e deltaicos, resultando na formação das *ridges* e na sua migração em direção ao continente.

As *shelf sand ridges* identificadas mostraram claramente uma relação com processos transgressivos, de tal maneira que foram observadas exclusivamente nos TST das Sequências 1 e 3. Nessas duas sequências, as feições exibiram configurações distintas, o que foi interpretado como um reflexo do aporte sedimentar e da intensidade do processo transgressivo nas duas sequências.

Os hidrocarbonetos encontrados no Campo de Caraúna podem ser classificados como médios a pesados. Esses fluidos foram gerados na porção *offshore* profunda da Bacia Potiguar e migraram principalmente através das falhas NE-SW. As superfícies estratigráficas também desempenharam um papel fundamental na migração e no trapeamento desses hidrocarbonetos, com destaque para a DS1, a SRM e a SIM. Os depósitos albianos da Sequência Depositional 1 constituem os principais reservatórios, incluindo as *shelf sand ridges* identificadas no trato de sistemas transgressivo dessa sequência.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Nacional do Petróleo (ANP)., 2000. Portaria N° 9 de 24 de Janeiro de 2000. Agência Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro. Acesso em 17 de julho de 2023, <<https://atosoficiais.com.br/anp/portaria-tecnica-n-9-2000->>
- Alves de Medeiros, A.K., Córdoba, V.C., 2020. Stratigraphic analysis of Ponta do Mel carbonate platform, Albian-Cenomanian in Potiguar Basin, NE of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102675. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102675>
- Araripe, P.T., Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):127-141.
- Asquith, G., Krygowski, D., 2004a. Gamma ray. In: Asquith, G., Krygowski, D. (Eds.) *Basic Well Log Analysis*. 31-35. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Methods in Exploration Series,16), 31-35. <https://doi.org/10.1306/Mth16823>
- Asquith, G., Krygowski, D., 2004b. Porosity logs. In: Asquith, G., Krygowski, D. (Eds.) *Basic Well Log Analysis*. 31-35. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Methods in Exploration Series,16), 37-76. <https://doi.org/10.1306/Mth16823>
- Azeem, T., Yanchun, W., Khalid, P., Xueqing, L., Yuan, F., Lifang, C., 2016. An application of seismic attributes analysis for mapping of gas bearing sand zones in the sawan gas field, Pakistan. *Acta Geodaetica Geophysica*, 51: 723-744. <https://doi.org/10.1007/s40328-015-0155-z>
- Bagnoli, E., 1993. The Mossoro sandstone, Canto do Amaro oil field, Late Cretaceous of the Potiguar Basin, Brazil: An example of a tidal inlet-channel reservoir. In: Rhodes, E.G., Moslow, T.F., (Eds.), *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*. New York, Springer-Verlag, 182–200. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9_9
- Barnes, A., 2006. Too many seismic attributes? *GSEG Recorder*, 31(3): 40-45.
- Bergman, K.M., Walker, R.G., 1995., High-resolution sequence stratigraphic analysis of the Shannon Sandstone in Wyoming, using a template for regional correlation. *Journal of Sedimentary Research*, 65(2b): 255–264. <https://doi.org/10.1306/D4268225-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Bergman, K.M., Walker, R.G., 1999. Campanian Shannon Sandstone: an example of a falling stage systems tract deposit. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*. SEPM Special Publication, 64, 85– 94. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0085>
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, 291-310.
- Berton, F., Vesely, F.F., Guedes, C.F.C., Souza, M.C., Angulo, R.J., 2021. Subsurface geomorphology of wave-dominated nearshore deposits: Contrasting styles of reservoir heterogeneity in response to shoreline trajectory. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104821. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104821>
- Brown, A.R., 2011. Interpretation of three-dimensional seismic data. *AAPG Memoir 42*, SEG Invervigations in Geophysics, 9, 665 p. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802884>
- Castro, J.C., 1993. Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian-Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE Brazil: An example of a tide and wave dominated delta. In: Rhodes, E. G. Moslow, T.F. (Eds.). *Marine and clastic reservoirs: Examples and Analogues*. New York, Springer-Verlag, 161–182. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9_8

- Castro, J.C., Viviers, M.C., Regali, M.S.P., 1988. Stratigraphic analysis of the marine cretaceous in the eastern margin of Potiguar Basin. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2): 231-236. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1988182231236>
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 88, 312–388. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.017>
- 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 – SEG, *SEG Geophysical Developments*, 11, 464 p. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801900>
- Córdoba, V.C., 2001. A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica. *Tese de doutorado*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 239 p.
- Costa, A.B.C., Córdoba, V.C., Netto R.G., Lima Filho F.P., 2014. Registro faciológico e paleoambiental da transgressão que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano na Bacia Potiguar, NE do Brasil. *Comunicações Geológicas (Especial I)*, 101: 415-420.
- Cremonini, O.A., 1996. Evolução Tectônica da Área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 10(1/4):81-97.
- Cremonini, O.A., Goulart, J.P.M., Soares, U.M., 1996. Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: 4º Simpósio do Cretáceo do Brasil. *Boletim*, Rio Claro/São Paulo, p. 89-93.
- Cunha, J.A.O., Córdoba, V.C., Soares, U.M., Sousa, D.C., Vital, H., 2021. Evolution of shallow and deep-water deposits included in the regressive drift succession of the Potiguar Basin (Brazilian Equatorial Margin) during the Late Cretaceous to Holocene. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103420. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103420>
- Cunha, J.A.O., Córdoba, V.C., Sousa, D.C.S., Scherer, C.M.S., 2023. Estratigrafia e sistema petrolífero dos depósitos fluviais a marinhos rasos da Formação Açu, Campo de Caraúna, Albo-Cenomaniano da Bacia Potiguar. Submetido à revista *Geologia USP (Série científica)*.
- Dewan, J.T., 1983. *Essentials of Modern Open-Hole Log Interpretation*. Oklahoma, PennWell books, 361 p.
- Ducros, M., Carpentier, B., Wolf, S., Cacas, M-C., 2016. Integration of biodegradation and migration of hydrocarbons in a 2D petroleum systems model: application to the Potiguar Basin, NE Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 39(1): 61-78. <https://doi.org/10.1111/jpg.12628>
- Emery, D., Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p. <https://doi.org/10.1002/9781444313710>
- França, R.L., 1987. Análise estratigráfica da Formação Açu no Campo de Fazenda Belém, Bacia Potiguar – CE. *Dissertação de Mestrado*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, 100 p.
- Françolin, J.B.L., Szatmari, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da Margem Norte Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2):196-207. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987196207>
- Garcia, G., 2014. Modelagem estratigráfica do intervalo Cenomaniano-Turoniano, Formações Açu e Jandaíra, na borda sudoeste da Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Estadual Paulista, 89 p.

- Gil, J.A., 1997. Estratigrafia e análise paleoambiental da plataforma carbonática Jandaíra; Turoniano-Campaniano da porção centro-oeste da Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 146 p.
- Gomes, M.P., Vital, H., Droxler, A.W., 2020. Terraces, reefs, and valleys along the Brazil northeast outer shelf: deglacial sea-level archives? *Geo-Marine Letter*, 40: 699-711. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00666-4>
- Gushiken, M.T., Siqueira, J.B., 2008. Características gerais dos projetos de injeção de vapor nos reservatórios produtores de petróleo da Formação Açu na Bacia Potiguar. In: 15º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. *Anais*, Natal, 1-13.
- Hart, B., 2008. Channel detection in 3-D seismic data using sweetness. *AAPG Bulletin*, 92(6): 733-742. <https://doi.org/10.1306/02050807127>.
- He, M., Zhuo, H., Chen, W., Wang, Y., Du, J., Liu, L., Wang, L., Wan, H., 2017. Sequence stratigraphy and depositional architecture of the Pearl River Delta system, northern South China Sea: An interactive response to sea level, tectonics and paleoceanography. *Marine and Petroleum Geology*, 84: 76-101. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.03.022>
- Hornung, J., Aigner, T., 1999. Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology*, 129(3-4): 215-280. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00103-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00103-7)
- Hossain, S., Imranuzzaman, M., 2019. Identification of the architecture and evolution of fluvial system using seismic geomorphology: A case study from Gulf of Thailand. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 4(1): 29-46. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.02.001>
- Hosseinyar, G., Moussavi-Harami, R., Fard, I.A., Mahboubi, A., Rad, R.N., 2019. Seismic geomorphology and stratigraphic trap analyses of the Lower Cretaceous siliciclastic reservoir in the Kopeh Dagh-Amu Darya Basin. *Petroleum Science*, 16: 776-793. <https://doi.org/10.1007/s12182-019-0347-1>
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90052-S](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90052-S)
- Huthnance, J.M., 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14: 79-99. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(82\)80068-6](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(82)80068-6)
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Saadi, A., Pessoa Neto, O.C., 1999. Epirogenia cenozoica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados, in: 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Anais*, Lençóis, 4, 58-61.
- Kim, H., Lee, G.H., Kim, H.J., Pigott, J.D., 2020. Horizon slices of bandwidth-extended seismic data: optimizing thin bed interpretation from spectral decomposition. *Geosciences Journal*, 24: 519-529. <https://doi.org/10.1007/s12303-019-0040-9>
- Lana, C.C., 1997. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. *Dissertação de Mestrado*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 197 p.
- Leopoldino Oliveira, K.M., Castro, D.L., Castelo Branco, M.G., Oliveira, D.C., Alvite, E.N.C., Jucá, C.C.A., Castelo Branco, J.L., 2018. Architectural framework of the NW border of the onshore Potiguar Basin (NE Brazil): An aeromagnetic and gravity based approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 700-714. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.002>

- Li, S., Ma, Y.Z., Yu, X., Li, S., 2017. Reservoir potential of deep-water lacustrine delta-front sandstones in the Upper Triassic Yanchang Formation, Western Ordos Basin, China. *Journal of Petroleum Geology*, 40(1): 105-118. <https://doi.org/10.1111/jpg.12666>
- Lin, W., Kynaston, D., Ferron, C., Bhattacharya, J.P., Matthews, W., 2021. Depositional and sequence stratigraphic model of transgressive shelf sandstone: The Late Cretaceous Tocito Sandstone, San Juan Basin, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 91(4): 415-432. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.121>
- Lopes, J.A.G., Castro, D.L., Bertotti, G., 2018. Quantitative analysis of the tectonic subsidence in the Potiguar Basin (NE Brazil). *Journal of Geodynamics*, 117: 60–74. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.04.008>
- Matos, R.D., Krueger, A., Norton, I., Casey, K., 2021. The fundamental role of the Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the South Atlantic Cretaceous Rift system. *Marine and Petroleum Geology*, 127, 104872. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104872>
- Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4):766-791, <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- Matos, R.M.D., 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W. Talwani M. (ed.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, 115, 331-354, <https://doi.org/10.1029/GM115p0331>
- Melo, A.H., Andrade, P.R.O., Magalhães, A.J.C., Fragoso, D.G.C., Lima-Filho, F.P., 2019. Stratigraphic evolution from the early Albian to late Campanian of the Potiguar Basin, Northeast Brazil: An approach in seismic scale. *Basin Research*, 32(5): 1054-1080. <https://doi.org/10.1111/bre.12414>
- Melo, A.H., Magalhães, A.J.C., Menegazzo, M.C., Fragoso, D.G.C., Florencio, C.P., Lima-Filho, F.P., 2021. High-resolution sequence stratigraphy applied for the improvement of hydrocarbon production and reserves: A case study in Cretaceous fluvial deposits of the Potiguar basin, northeast Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 130, 105124. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105124>
- Melo, J.G., Vasconcelos, M.B., Alves, R.S., 2012. Origem e Mecanismos de Salinização das Águas Subterrâneas na Borda Sul da Bacia Potiguar, RN. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(4):161-169.
- Menezes, L. 2004. Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplo para depósitos fluviais da Unidade Açu-3 – Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado*. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 118 p.
- Miall, A. 2014., *Fluvial depositional systems*. Switzerland, Springer, 316 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6>
- Mitchum, Jr. R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 135-143. <https://doi.org/10.1306/M26490C9>
- Mitchum, Jr. R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection patterns in Depositional Sequences.

- In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 117-133. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>
- Morais, E.T., 2007. Aplicações de técnicas de inteligência artificial para classificação genética de amostras de óleo da porção terrestre, Bacia Potiguar, Brasil. *Dissertação de Mestrado*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 277 p.
- Morais Neto, J.M., 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema. *Dissertação de mestrado*. Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmin, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1070-1086, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002>
- Nanda, N.C., 2016. *Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production*. Switzerland, Springer, 224 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-26491-2>
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. West Sussex, Wiley-Blackwell, 419 p.
- Pessoa Neto, O.C., 1999. Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 220 p.
- Pessoa Neto, O.C., 2003. Estratigrafia de sequências da plataforma mista da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3):263-278. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2003333263278>
- Pessoa Neto, O.C., Soares, U.M., Fernandes da Silva, J.G., Roesner, E.H., Florencio, C.P., Valentin de Souza, C.A., 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2):357-369.
- Pestilho, A.L.S., Monteiro, L.V.S., Oliveira, D.M., Coutinho, L.F.C., Santos Neto, E.V.S., 2021. Unraveling the early petroleum migration of the Potiguar Basin, Brazil: Constraints from fluid inclusions of the Ubarana and Lorena oilfields. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105200. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105200>
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea level change: an integrated approach*, SEPM Special Publication, 42, 357–370. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0357>
- Posamentier, H.W. 2002. Ancient shelf ridges—A potentially significant component of the transgressive systems tract: Case study from offshore northwest Java. *AAPG Bulletin*, 86: 75-106. <https://doi.org/10.1306/61EEDA44-173E-11D7-8645000102C1865D>
- Posamentier, H.W., Chamberlain, C.J., 1993. Sequence stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam field, Alberta, Canada. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 18, 469–485. <https://doi.org/10.1002/9781444304015.ch23>
- Posamentier, H.W., Davies, R.J., Cartwright, J.A., Wood, L.J., 2007. Seismic geomorphology- an overview. In: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L.J., Cartwright, J.A. (Eds.), *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society,

Geological Society (London), Special Publication, 277, 1-14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.277>

Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., Bhattacharya, J.P., 2011. Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. *AAPG Bulletin*, 95(11): 1959-1990. <https://doi.org/10.1306/03151110134>

Reyes Pérez, Y.A., 2003. Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado*. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 75 p.

Rider, M., 1996. *The geological interpretation of well logs – second edition*. Scotland, Rider-French Consulting Ltd., 280 p.

Sampaio, A.V., Schaller, H., 1968. Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, 11(1):19-44.

Santos, S.C., 2009. Análise estratigráfica e caracterização faciológica de depósitos sedimentares neocretácicos pertencentes à Formação Açu, Bacia Potiguar emersa – RN. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 60 p.

Santos Neto, E.V. dos, Mello, M.R., Rodrigues, R., 1990. Caracterização geoquímica dos óleos da Bacia Potiguar. In: *Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geociências (SBGEO), Natal, Brazil, pp. 974–985.

Schlumberger, 1975. *A guide to Wellsite Interpretation of the Gulf Coast*. Schlumberger Well Services, Houston, 85 pp.

Simm, R., Bacon, M., 2014. *Seismic Amplitude: An interpreter's Handbook*. New York, Cambridge University Press, 271 p.

Snedden, J.W., Bergman, K.M., 1999. Isolated shallow marine sand bodies: deposits for all interpretations. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*, SEPM Special Publication, 64, 1–12. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0001>

Snedden, J.W., Dalrymple, R.W., 1999. Modern shelf sand ridges: from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*, SEPM Special Publication, 64, 13–28. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0013>

Snedden, J.W., Tillman, R.W., Culver, S.J. 2011. Genesis and Evolution of a Mid-Shelf, Storm-Built Sand Ridge, New Jersey Continental Shelf, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 81(7): 534-552. <https://doi.org/10.2110/jsr.2011.26>

Soares, U.M., Rossetti, E.L., 2005. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 149-166.

Souza, S.M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: 32º Congresso brasileiro de Geologia. *Anais*, Salvador, 5, 2392-2406.

Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Nascimento, M.A.L., Silveira F.V., Paiva, H.S., Dias, L.G.S., Thiede, D., Carmo, I.O., 2003. 40Ar/39Ar geochronology of mesozoic and cenozoic magmatism in NE Brazil. In: 4º South American Symposium on Isotope Geology. Resumos, Salvador, 691-694.

Stieber S.J. 1970. Pulsed neutron capture log evaluation – Louisiana Gulf Coast. Society of Petroleum Engineers, SPE 2961, 7 p. <https://doi.org/10.2118/2961-MS>

- Tibana, P., Terra, G.J.S., 1981. Sequências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, 24(3):174-183.
- Torrado, L., Carvajal-Arenas, L.C., Mann, P., Bhattacharya, J., 2020. Integrated seismic and well-log analysis for the exploration of stratigraphic traps in the Carbonera Formation, Llanos foreland basin of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102607. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102607>
- Trindade, L.A.F., Brassell, S.C., Santos Neto, E.V., 1992. Petroleum migration and mixing in the Potiguar Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 76(12): 1903-1924. <https://doi.org/10.1306/BDF8B14-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Vail, P.R., Mitchum, Jr. R.M., Thompson, S. III., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 26, 83–98. <https://doi.org/10.1306/M26490C6>
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7, 55 p. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>
- Vasconcelos, E.P., Lima Neto, F.F., Ross, S., 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Natal, 227-240.
- Veeken, P.C.H., Van Moerkerken, B., 2013. Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models. EAGE publications B.V., Netherlands, p. 494.
- Vital, H., Stattegger, K., Amaro, V.E., Schwarzer, K., Frazão, E.P., Tabosa, W.F., Silveira, I.M., 2008. A modern high-energy siliciclastic–carbonate platform: continental shelf adjacent to northern Rio Grande do Norte state, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 90:175-188. <https://doi.org/10.2110/pec.08.90.0177>
- Viviers, M.C., Koutsoukos, E.A.M., Silva-Telles Jr., A.C., Bengtson, P., 2000. Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian–Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 21(2-3): 407-455. <https://doi.org/10.1006/cres.2000.0205>
- Viviers, M.C., Regali, M.S.P., 1987. Estudo Paleoambiental Preliminar do Cretaceo da Bacia Potiguar. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 123–130. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987123130>
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave- and Storm-dominated Shallow Marine Systems. In: Walker, R.G. James, N.P. (eds.) *Facies Models*, Geological Association of Canada, 219-238.
- Xu, G., Haq, B.U., 2022. Seismic facies analysis: Past, presente and future. *Earth-Science Reviews*, 224, 103876. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103876>
- Ye, Y.C., 2017. Submarine Sand Waves and Sand Ridges. In: Ye, Y.C. Jiyu, C. (eds.) *Marine Geo-Hazards in China*, Elsevier, 523-554. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812726-1.00012-7>
- Zeng, H., John, A., Jackson, K.G., Dommissie, R., 2011. Stratal slice: a tool for seismic sedimentologic imaging and reservoir prediction. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Brazilian Geophysical Society (SBGF), 789-792. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-162>

-
- Zhang, X., Ding, L., Du, J., Liu, D., Liu, H., 2017. Sedimentary characteristics and controlling factors of shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northeast of South China Sea. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 2(2): 141-155. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2017.04.001>
- Zhao, D., 2013. Application of Seismic Sedimentology in Prediction of Cretaceous Lacustrine Beach and Bar Sandstone: A Case Study in Chepaizi Area, Junggar Basin, NW China. *Search and Discovery Article (AAPG)*, 10548.
- Zhuo, H., Wang, Y., Shi, H., Zhu, M., He, M., Chen, W., Li, H., 2014. Seismic geomorphology, architecture and genesis of Miocene shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 54: 106-222. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.03.002>