Bacia Potiguar

Otaviano da Cruz Pessoa Neto¹, Ubiraci Manoel Soares², José Gedson Fernandes da Silva³, Eduardo Henrique Roesner³, Cláudio Pires Florencio³, Carlos Augusto Valentin de Souza²

Palavras-chave: Bacia Potiguar | Estratigrafia | carta estratigráfica Keywords: Potiguar Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, compreendendo um segmento emerso e outro submerso. Distribui-se em sua maior parte no Estado do Rio Grande do Norte e, parcialmente, no Estado do Ceará. Geologicamente, é limitada a sul, leste e oeste pelo embasamento cristalino, estendendo-se a bacia marinha para norte até a isóbata de 2.000 m. O Alto de Fortaleza define seu limite oeste com a Bacia do Ceará, enquanto que o Alto de Touros define seu limite leste. A bacia abrange uma área de aproximadamente 48.000 km², sendo que 21.500 km² (45%) encontram-se emersos e 26.500 km² (55%) submersos.

O registro estratigráfico inclui três superseqüências: uma Superseqüência Rifte, depositada no Cretáceo Inferior; uma Superseqüência Pós-rifte, depositada durante o Andar Alagoas; e uma Superseqüência Drifte, depositada entre o Albiano e o Recente.

A Superseqüência Rifte é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência e Pescada (Berriasiano/Eo-Aptiano). A Superseqüência Pós-rifte é caracterizada pela deposição de uma Seqüência flúvio-deltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar). A Superseqüência Drifte é caracterizada por uma seqüência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana), recoberta por uma seqüência clástica e carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré). Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau foram depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno na bacia.

O preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar está intimamente relacionado com as diferentes fases de sua evolução tectônica: duas fases de rifteamento (Rifte I e Rifte II), cujo registro estratigráfico é correspondente ao conjunto de seqüências continentais que compõem a Superseqüência Rifte;

¹ E&P Exploração/Interpretação e Avaliação da Margem Equatorial e Bacias Interiores/Interpretação e-mail: otaviano@petrobras.com.br

² Unidade de Negócio de Exploração e Produção do Rio Grande do Norte e Ceará/Exploração/Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica

³ Unidade de Negócio de Exploração e Produção do Rio Grande do Norte e Ceará/Exploração/Sedimentologia e Estratigrafia

uma fase aqui denominada pós-Rifte, que corresponde a Superseqüência do mesmo nome, e a fase Termal constituída pelos conjuntos de seqüências marinhas transgressivas e regressivas, que compõem a Superseqüência Drifte.

Superseqüência Rifte

Seqüências continentais K10 a K40

Correspondem ao preenchimento da bacia durante as fases Rifte I e Rifte-II. A fase Rifte I (Neoberriasiano/Eobarremiano) é caracterizada por um regime tectônico de estiramento crustal, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento. Nesta fase se desenvolvem falhas com até 5.000 m de rejeito, preferencialmente normais, definindo meio-grábens assimétricos e altos internos de direção geral NE-SW. Essas calhas tectônicas foram preenchidas pelos depósitos lacustrinos, fluvio-deltaicos e fandeltaicos que constituem a Formação Pendência. Quatro següências deposicionais de terceira ordem foram individualizadas nesta seção (Della Fávera et al. 1994), agui denominadas de K10, K20, K34 e K36. Nas duas següências mais basais (K10 e K20) predomina uma sedimentação lacustre com fluxos gravitacionais de arenitos e fanglomerados, alimentados por sistemas deltaicos e de legues aluviais/fandeltas, provenientes da margem flexural e da margem falhada. Estimam-se valores de taxa de sedimentação entre 400 e 500 m/Ma nos depocentros da Seqüência K20. Nas duas seqüências mais superiores (K34 e K36), a sedimentação é predominantemente flúvio-deltaica progradante, com contribuição de sistemas deposicionais axiais (SW-NE) e provenientes da margem flexural (NW-SE) da calha tectônica. A contribuição da margem falhada consiste de leques fandeltaicos empilhados, com pouca expressão lateral. Nessas següências, a taxa de sedimentação apresenta uma tendência de crescimento em direção ao topo da seção rifte, com valores que variam entre 150 m/Ma na Seqüência K34 até 600 m/Ma na Següência K36.

A ocorrência de sedimentos da fase Rifte I na porção submersa da bacia está restrita ao prolongamento do rifte emerso na direção NE, sendo pouco amostrada por poços devido à grande profundidade dos mesmos. No entanto, a correlação com as seqüências identificadas no rifte emerso torna-se bastante complexa devido às bruscas variações de fácies e à baixa resolução dos métodos de datação bioestratigráfica.

A fase Rifte II (Neobarremiano/Eo-Aptiano) é caracterizada pela implantação do regime transcorrente/transformante ao longo da futura margem equatorial, causando uma grande mudança na cinemática do rifte. Na Bacia Potiguar, este evento provoca um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, ao mesmo tempo em que causa levantamento e erosão na porção emersa, que se comporta como uma ombreira do novo rifte. A direção de transporte tectônico muda de NNW para E-W, com movimentos predominantemente transtensionais destrais, em resposta ao início do processo de deriva continental. O registro dessa fase na Bacia Potiguar é restrito à porção submersa, sendo dado pelas Seqüências K38 (Barremiano Superior) e K40 (Aptiano Inferior).

A Seqüência K38 encontra-se preservada na porção submersa da bacia, tendo sido amostrada por poços em grábens isolados sobre a plataforma de Aracati (Grábens de Jacaúna, Massejana e Fortaleza), bem como nos depocentros relacionados às falhas de Macau e Ubarana. Litoestratigraficamente, a Seqüência K40 constitui a parte mais superior da Formação Pendência, sendo constituída por arenitos grossos e pelitos de um sistema flúvio-deltaico-lacustrino.

A Seqüência K40 é constituída por uma cunha clástica sintectônica, reconhecida inicialmente no bloco baixo da Falha de Pescada, cuja atividade está geneticamente relacionada a um aumento da taxa de subsidência no final da fase de rifteamento da bacia. O sistema de falhas de Pescada possui direção geral WNW-ESE e constitui o limite proximal de ocorrência desta seqüência. O preenchimento sedimentar é dado por sistemas deposicionais continentais, dominados por leques aluviais e sistemas fluviais de alta energia, com bancos carbonáticos restritos. A esta seção de rochas corresponde à unidade litoestratigráfica denominada Formação Pescada.

A partir do Neo-aptiano inicia-se a deposição da megasseqüência proto-oceânica sobre uma forte discordância angular (mais evidente na porção emersa), em resposta ao início de uma subsidência termal lenta e generalizada: a Seqüência K50.

Superseqüência Pós-Rifte K50

O intervalo Aptiano – Albiano na Bacia Potiguar é marcado pela passagem gradativa de sistemas deposicionais continentais para marinhos. O regime tectônico dominante nesta fase é marcado por subsidência térmica que sucede ao evento de afinamento litosférico e crustal (fase Rifte), aqui denomindada de fase Pós-rifte.

A sedimentação desta fase é dominada por sistemas deposicionais flúvio-lacustres, cujos depósitos encontram-se assentados diretamente sobre uma forte discordância angular no topo da seção rifte. O registro litológico dessa seqüência é representado pelos sedimentos transicionais da Formação Alagamar, depositados em regime tectônico de relativa quietude que caracteriza essa fase. No entanto, em algumas porções dos grábens de Boa Vista e Guamaré, conglomerados de leques aluviais e fandeltas associados com sedimentação fluvial de granulometria grossa com forte controle tectônico, sugerem que algumas falhas herdadas da fase rifte continuaram ativas durante o Neo-aptiano.

A Següência K50 é constituída por um trato de sistemas deposicionais francamente transgressivo, marcado pelo afogamento gradativo de sistemas fandeltaicos e flúvio-deltaicos (membros Canto do Amaro e Upanema) pelos folhelhos transicionais do Membro Galinhos. O evento de máxima transgressão ocorre sobreposto a um intervalo de rochas constituído por folhelhos pretos e calcilutitos ostracoidais, amplamente distribuído na bacia, denominado de Camadas Ponta do Tubarão (CPT). Essas rochas são interpretadas como o primeiro registro de ingressão marinha na bacia e depositadas em ambiente lagunar restrito (sabkha) durante um período de clima árido. Dados geoquímicos e bioestratigráficos (presença de dinoflagelados) corroboram a hipótese de que a primeira incursão marinha na bacia ocorreu nesta idade.

A partir do Albiano, o regime tectônico atuante é dominado por subsidência térmica e deriva continental. O ambiente deposicional é marinho raso, com a formação incipiente de sistema de plataforma-talude e bacia. Tem início a sedimentação da seqüência marinha.

Superseqüência Drifte K60 a N50

Esta superseqüência compreende toda a sedimentação marinha ocorrida a partir do Albiano Inferior. Ela pode ser dividida em dois conjuntos de seqüências: as Seqüências Marinhas Transgressivas, de idade Eoalbiano – Eocampaniano, e as Seqüências Marinhas Regressivas, de idade Neocampaniano – Holoceno.

Seqüências Marinhas Transgressivas K60 a K90

Nesta fase, a bacia experimenta taxas mais modestas de subsidência, com o depocentro principal formando uma grande calha fluvial de orientação geral NE-SW. Esse sistema passava gradativamente em direção ao mar para uma platafoma rasa siliciclástica a mista, com a implantação de sedimentação carbonática de borda de plataforma e um sistema de talude/bacia marcado pela formação de cânions submarinos com sedimentação turbidítica associada. Os cânions de Pescada e Ubarana, escavados neste período, foram preenchidos dominantemente por folhelhos de talude, intercalados com camadas de turbiditos, diamictitos e olistolitos carbonáticos.

O sistema foi gradativamente afogado pela grande transgressão do Neocretáceo, resultando em empilhamento vertical de sistemas fluviais, com sistemas entrelaçados na base, passando a meandrantes grossos, meandrantes finos e estuarinos no topo. O afogamento máximo dos sistemas fluviais ocorre no Eoturoniano, dando lugar à implantação de extensa plataforma/rampa carbonática dominada por maré, formada na transição para as següências regressivas.

As Seqüências Transgressivas K60 a K90 que registram este período têm início com a deposição da seção fluvial a marinha representada pelos sedimentos siliciclásticos proximais (Formação Açu) e marinhos distais (Formação Quebradas), bem como pelos depósitos carbonáticos marinhos rasos (Formação Ponta do Mel).

Na porção emersa, as discordâncias limítrofes das Seqüências K60, K70 e K84 coincidem, respectivamente, com os limites das unidades de correlação informais denominadas Açu-1, Açu-2 e Açu-3 (Vasconcelos et al. 1990) da Formação Açu. Por outro lado, na por-

ção submersa, a discordância limítrofe da Seqüência K70 coincide com o topo da Formação Ponta do Mel.

O máximo transgressivo dessa següência ocorreu na passagem Cenomaniano - Turoniano, sendo marcado pela deposição de uma seção de folhelhos contínuos na porção submersa da bacia e pelo afogamento dos sistemas fluviais e estuarinos na porção emersa. Segue-se a implantação de uma plataforma/rampa carbonática dominada por maré (Formação Jandaíra), cujos sedimentos mais novos apresentam idade eocampaniana. As rochas carbonáticas da Formação Jandaíra afloram em praticamente toda a porção emersa da Bacia Potiguar, onde se encontra intensamente erodida e carstificada, e mergulha com baixa inclinação em direção ao Oceano Atlântico. A espessura é variável desde algumas dezenas de metros na porção oeste da bacia, atingindo um valor máximo da ordem de 600 m na porção da plataforma interna atual, passando a zero em direção a água profunda por efeito de erosão ou condensação.

O limite do pacote carbonático da Formação Jandaíra com os arenitos da Formação Açu sotopostos é concordante e representa a superfície de inundação máxima do Cretáceo Superior na bacia. Os depósitos deste trato de sistemas deposicionais transgressivo são caracterizados por folhelhos de ambiente nerítico médio a batial, na porção submersa da bacia, e sucessões de *tidal bundles* (ambiente estuarino) e folhelhos marinhos na porção emersa. O trato de sistemas de mar alto é representado pela deposição de carbonatos da Formação Jandaíra.

Na porção emersa, a região deste contato constitui uma expressiva *cuesta* que se estende por todo o Estado do Rio Grande do Norte e parte do Estado do Ceará, configurando um relevo em chapada, conhecida como Chapada do Apodi.

O padrão estratal dos sedimentos dessa seqüência consiste de estratos com mergulhos suaves e clinoformas sigmoidais típicas de bacias de margem em rampa.

Dentro do pacote carbonático é possível individualizar duas seqüências deposicionais. Uma seqüência correspondente ao intervalo Neoturoniano - Eosantoniano (K88) e que tem o limite basal marcado por evidente quebra nos perfis de poços e bruscas mudanças ambientais identificada nas associações bioestratigráficas. Constitui-se por *grainstones* bioclásticos e oolíticos na porção proximal e por *wackestones* e *mudstones* na porção distal. A última seqüência, que corresponde ao intervalo Neo-santoniano – Eocampaniano (K90) é caracterizada pelo total domínio da sedimentação carbonática na bacia, inclusive na porção proximal.

Seqüências Marinhas Regressivas K100-E10 a N60

A partir de um evento erosivo de grande magnitude durante o Neocampaniano, ocorre um grande ciclo de seqüências regressivas que se estende até o Holoceno. Um evento transgressivo importante foi registrado na base deste ciclo, representado por uma seção condensada conhecida como Marco Radioativo, de idade neocampaniana, que se encontra assentado diretamente sobre o limite basal da megassegüência.

Dentro deste ciclo regressivo foram individualizadas pelo menos sete seqüências deposicionais, limitadas por eventos erosivos regionais. Essas seqüências estão preservadas quase exclusivamente na porção submersa da bacia, em especial aquela do Cretáceo Superior e Paleógeno (K100-E10). Os únicos registros aflorantes dessas seqüências na porção emersa ocorrem sob a forma de depósitos de leques costeiros proximais de idade miocênica.

As Seqüências Regressivas (K100-E10 a N60) representam o registro estratigráfico na bacia entre o Neocampaniano e os dias atuais. Caracterizam-se por sistemas mistos compostos por leques costeiros, sistemas de plataformas rasas com borda carbonática e sistemas de talude/bacia. Os correspondentes litoestratigráficos dessas seqüências são as rochas definidas nas formações Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana.

Pelo menos seis seqüências podem ser individualizadas neste intervalo, limitadas por discordâncias bem marcadas em seções sísmicas, quebras nos perfis elétricos e descontinuidades bioestratigráficas em poços (Soares et al. 2003). A seqüência mais antiga, de idade Neocampaniano – Eopaleoceno (K100–E10), preserva ainda delgadas relíquias de uma plataforma carbonática e, sobretudo, fácies de talude e bacia. Sotopostos a essas fácies mais distais ocorrem olistolitos carbonáticos das Seqüências K88 e K90, escorregados e depositados na base do talude, por efeito de colapso da borda da plataforma após a importante erosão do Neocampaniano.

Uma seqüência intermediária, de idade Neopaleoceno – Eomioceno, está representada em quase toda a bacia por uma cunha sedimentar composta de relíquias de uma plataforma carbonática, fácies de talude e bacia, limitada no topo por outro importante evento erosivo, datado como de idade Eomioceno.

O padrão estratal dessas seqüências é variável e apresenta duas geometrias distintas. As Seqüências Basais (E20 a N10) apresentam clinoformas mais

oblíquas com quebras de plataformas mais abruptas e bem definidas, mostrando um evidente domínio de feições progradacionais, com predomínio de fácies de talude da Formação Ubarana. Na porção mais profunda ocorrem turbiditos intercalados com folhelhos de talude e derrames vulcânicos terciários (basaltos da Formação Macau na área do Cânion de Agulha). As Seqüências N20 a N50 apresentam padrão dominantemente agradacional, com a preservação de sedimentos de plataforma mista rasa das formações Tibau e Guamaré (Pessoa Neto, 1999).

A Seqüência N60 é formada por sedimentos aluviais provenientes dos rios Açu e Mossoró, na porção proximal, sedimentos de praia e dunas na região costeira, sedimentos siliciclásticos intercalados com sedimentos bioclásticos de plataforma externa e sedimentos finos no talude e bacia profunda.

O limite externo abrupto da borda da plataforma dessas seqüências é de origem provavelmente tectônica, controlada pela reativação tardia de falhas antigas ancoradas no embasamento.

Os sedimentos conglomeráticos imaturos da Formação Serra do Martins, que ocorrem sobre platôs do embasamento ao sul da Bacia Potiguar, são interpretados como parte desse evento regressivo, depositados na porção mais continental do mesmo. O crescente influxo de terrígenos na plataforma do sistema Barreiras-Tibau-Guamaré, durante o Mioceno, deve-se a um acentuado incremento da erosão do relevo pós-cretáceo da província Borborema.

magmatismo

Três eventos magmáticos principais são identificados na Bacia Potiguar: Rio Ceará Mirim, Cuó e Macau. O evento magmático conhecido como Formação Rio Ceará Mirim ocorre na forma de diques de diabásio com forte orientação E-W no embasamento adjacente à borda sul da Bacia Potiguar. Este enxame de diques está relacionado à gênese do rifte, datado com base nos dados 40 Ar/39 Ar, com pulso em 132,2 ± 1 Ma. A ocorrência de rochas vulcanoclásticas intercaladas aos sedimentos da porção basal da Formação Pendência, na porção emersa da bacia, também é correlacionada com este evento.

O evento magmático conhecido como Formação Serra do Cuó, definido com base em afloramento localizado na borda sul da Bacia Potiguar, ocorre na forma de derrames de basalto com tendência alcalina, apresentando idades radiométricas (Ar-Ar) com idade de 93.1 ± 0.8 Ma (Souza et al. 2004).

O evento magmático conhecido como Formação Macau ocorre intercalado aos sedimentos da següência regressiva e no embasamento adjacente à bacia, sendo datados pulsos no Eoceno/Oligoceno com idades distribuídas entre 70-65 e 9-6 Ma, com picos entre 48,9 \pm 2,9 e 31,4 \pm 1,5 Ma. As rochas magmáticas são principalmente basaltos que ocorrem sob diversas formas no Alinhamento Macau -Oueimadas (AMO), predominando, em termos de área aflorante, derrames com pico de idades Ar-Ar entre 27 e 22 Ma. Um pulso mais novo no Mioceno com idade mínima de 14.7 ± 0.9 Ma é datado com base em relações estratigráficas em poços na porção submersa da bacia (Pessoa Neto, 1999). A espessura total desses derrames de olivina-basalto atinge até 1.500 m na região dos cânions de Agulha e Ubarana, evidenciando a grande magnitude desse evento. A origem desse vulcanismo pode estar associada à passagem da margem equatorial sobre o hot spot de Fernando de Noronha ou ainda estar relacionado à colocação de magmas em zonas de alívio, a partir de ajustes tectônicos intraplaca.

referências bibliográficas

ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 127-141, jan./mar. 1994.

DELLA FÁVERA, J. C.; CASTRO, J. C.; SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; MATSUDA, N.; HASHIMOTO, A. T.; GUSSO, J.; RODRIGUES, R.; AZAMBUJA, N. C.; ALVES, D. B. Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro. **Boletim.** Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994. p. 35.

PESSOA NETO, O. C. Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. 1999. 220 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

SOARES, U. M., ROSSETTI, E. L.; CASSAB, R. C. T. **Bacias sedimentares brasileiras:** Bacia Potiguar. Aracajú: Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. (Série Bacias Sedimentares, ano 6, n. 36).

SOUZA, S. M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 5, p. 2392-2406.

SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V.; PAIVA, H. S.; SILVEIRA DIAS, L. G.; VIEGAS, M. C. D.; GALINDO, A. C.; OLIVEIRA, M. J. R. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42. 2004, Araxá. **Resumos.** Minas Gerais: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. 1 CD-ROM.

VASCONCELOS, E. P.; LIMA NETO, F. F.; ROOS, S. Unidades de correlação da Formação Açu – Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. 1990, Natal. **Anais.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v.1, p. 227-240.

apêndice: litoestratigrafia

Desde a última revisão estratigráfica realizada na Bacia Potiguar (Araripe & Feijó, 1994), algumas unidades informais foram incorporadas à coluna estratigráfica da bacia, em função de novos dados de poços perfurados, tanto na porção emersa quanto na porção submersa. Em função destes novos dados, três novas unidades litoestratigráficas são propostas para a bacia, e uma quarta é redefinida.

Redefinição do Membro Porto do Mangue da Formação Quebradas (Grupo Apodi)

A Formação Quebradas foi definida por Souza (1982) como membro da Formação Ubarana e elevada à categoria de formação por Araripe e Feijó (1994), incluindo o Membro Redonda, definido para designar os depósitos arenosos distais da Formação Açu, e o Membro Porto do Mangue, definido para designar espessas camadas de folhelhos que afogam o sistema fluvial da Formação Açu. Propõe-se aqui a redefinição deste membro como correspondente ao pacote de rochas que compreende os depósitos distais de todas as unidades marinhas transgressivas (formações Açu, Ponta do Mel e Jandaíra).

- nome: O nome Membro Porto do Mangue deriva do nome da cidade de mesmo nome, situada a norte do Estado do Rio Grande do Norte
- equivalência regional: baseado em dados bioestratigráficos e cronogeológicos, bem como correlações estratigráficas regionais, esta unidade pode ser correlacionada com o Membro Uruburetama da Formação Ubarana, na Bacia do Ceará.
- seção tipo: O Membro Porto do Mangue ocorre apenas em subsuperfície e está definida no poço de extensão Rio Grande do Norte Submarino 61 (4-RNS-61; 4º 58' 51,87" S e 36º 23' 32,67" W), perfurado em 1984, tendo atingido a profundidade máxima de 2632 (-2609 m). Ocorre entre as profundidades de

- 1495 / 2195 m, perfazendo um total de 700 m de seção predominantemente siliciclástica pelítica (fig.1).
- litologia: A composição litológica dominante desta unidade é de margas, calcilutitos e folhelhos de talude/bacia, com turbiditos e olistolitos carbonáticos intercalados.
- distribuição: Esta unidade é inteiramente restrita à porção submersa da Bacia Potiguar e

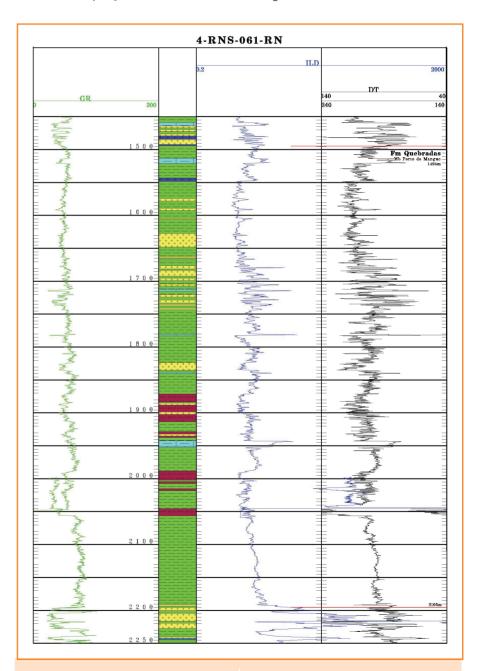


Figura 1 – Perfil-tipo do Membro Porto do Mangue.

Figure 1 – Porto do Mangue Member reference section.

- ocorre tanto preenchendo cânions quanto na região de talude/bacia das citadas formações.
- contatos e relações estratais: Os sedimentos do Membro Porto do Mangue depositamse discordantemente sobre os sedimentos da Formação Alagamar. O contato superior é discordante com os folhelhos da Formação Ubarana.
- idade: O Membro Porto do Mangue foi depositado – com base em datações pelos métodos bioestratigráficos – entre o Eo-albiano e o Eocampaniano.

Membro Lagoa do Queimado da Formação Pendência (Grupo Areia Branca)

Unidade litoestratigráfica proposta por Francisco Fontes Lima Neto (2007, comunicação verbal) com hierarquia de formação para designar os depósitos de leques aluviais e fandeltas associados às falhas de borda do rifte Potiguar. Propõe-se aqui a sua formalização como membro da Formação Pendência.

- nome: O nome Membro Lagoa do Queimado deriva do poço 1-LQ-1-RN (Lagoa do Queimado, no.1), onde estes depósitos foram amostrados e descritos. A denominação do poço teve como origem uma importante lagoa de mesmo nome, situada no município de Pendências, no Estado do Rio Grande do Norte.
- equivalência regional: estes depósitos podem ser comparados, estratigráfica e sedimentologicamente, aos fandeltas e leques aluviais da Formação Salvador, na Bacia do Recôncavo.
- seção tipo: O Membro Lagoa do Queimado ocorre apenas em subsuperfície e está definida no poço (1-LQ-1-RN; 5º 15' 24,10" S e 36º 36' 52,82" W), perfurado em 1980, tendo atingido a profundidade máxima de 1235 m (– 1190 m). Ocorre entre as profundidades de 870 a 1235 m, perfazendo 365 m de seção predominantemente siliciclástica grossa (fig.2).

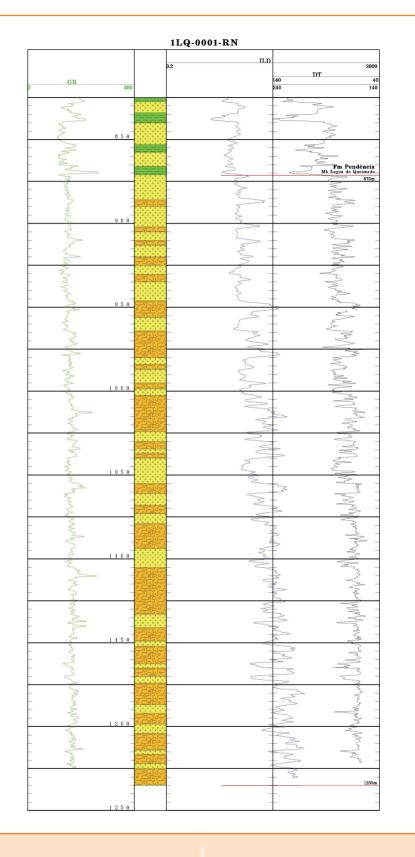


Figura 2 – Perfil-tipo do Membro Lagoa do Queimado.

Figure 2 – Lagoa do Queimado Member reference section.

- litologia: A composição litológica dominante desta unidade é de conglomerados polimíticos, arenitos grossos a conglomeráticos imaturos e feldspáticos com líticos.
- distribuição: Os depósitos correspondentes a esta unidade ocorrem principalmente nas bordas falhadas do rifte, principalmente nas áreas dos grabens de Guamaré, Umbuzeiro e Apodi, com ocorrências menos expressivas na porção NE do Graben de Boa Vista.
- contatos e relações estratais: Os sedimentos grossos do Membro Lagoa do Queimado depositam-se lateralmente e intercalados aos sedimentos pelíticos e arenosos lacustres da Fm. Pendência. O contato superior é discordante com os sedimentos fluviodeltaicos da Formação Alagamar.
- idade: O Membro Lagoa do Queimado foi depositado, com base em datações pelos métodos bioestratigráficos palinologia e ostracodes não-marinhos, durante o Eocretáceo (Berriasiano a Barremiano).

Membro Canto do Amaro da Formação Alagamar (Grupo Areia Branca)

Unidade litoestratigráfica aqui proposta para designar os depósitos fandeltaicos e fluviais entrelaçados que ocorrem na base da Formação Alagamar.

- nome: a designação Canto do Amaro provém do povoado localizado 24 quilômetros a nordeste da cidade de Mossoró, Estado do Rio Grande do Norte, topônimo previamente adotado para nomear um campo produtor de petróleo na Formação Açu e em reservatórios da unidade aqui formalizada.
- equivalência regional: considerando-se as características litológicas, faciológicas e o contexto tectônico, o Membro Canto do Amaro é homotáxico ao Membro Carmópolis da Formação Maceió, na Bacia de Sergipe.

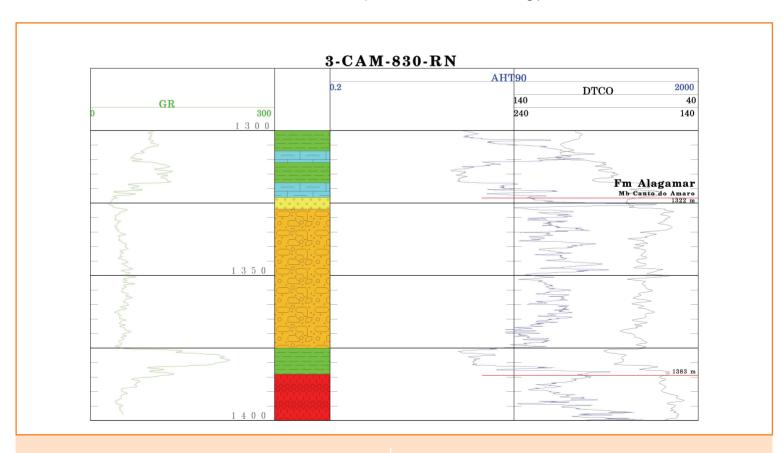


Figura 3 – Perfil-tipo do Membro Canto do Amaro.

Figure 3 - Canto do Amaro Member reference section.

- seção tipo: o Membro Canto do Amaro ocorre apenas em subsuperfície e está definido no poço Canto do Amaro n°830 (3-CAM-830-RN; 5° 08′ 29″ S e 37°09′14″ W), perfurado em 2002, tendo atingido a profundidade máxima de 1426 m (-1338m). Este poço de extensão descobriu jazida mais profunda de óleo em reservatórios desta unidade. Ocorre entre as profundidades de 1322 a 1383 m, perfazendo um total de 61 metros de seção predominantemente conglomerática (fig.3).
- litologia: a composição litológica dominante desta unidade é de conglomerado polimítico/ oligomítico e arenito muito grosso a médio, com intercalações de arenito médio a muito fino, capeados por siltito ou folhelho castanho-avermelhado a cinza claro/escuro.
- distribuição: Os depósitos correspondentes a esta unidade ocorrem com maior expressão no Graben de Boa Vista, no flanco oriental do Alto de Mossoró, e em algumas áreas da falha de Carnaubais (Guamaré, Palmeira e Fazenda Pocinho).
- contatos e relações estratais: as rochas desta unidade assentam-se em discordância sobre a Formação Pendência ou sobre embasamento. O contato superior/lateral é interdigitado, gradacional ou abrupto com o Membro Upanema da Formação Alagamar.
- idade: com base em análises palinológicas e ostracodes não-marinhos realizadas em amostras de calha e testemunho, a porção superior da unidade tem idade neo-aptiana.

Membro Cristóvão da Formação Pescada (Grupo Areia Branca).

Unidade litoestratigráfica proposta para designar os depósitos carbonáticos lacustres que ocorrem no topo da Formação Pescada.

 nome: O nome Membro Cristóvão deriva de uma localidade de mesmo nome, situada na região costeira do município de Areia Branca, na porção noroeste do Estado do Rio Grande do Norte.

- equivalência regional: baseado em dados bioestratigráficos e cronogeológicos, bem como correlações estratigráficas regionais, esta unidade pode ser correlacionada com o Membro Morro do Chaves da Formação Coqueiro, nas bacias de Sergipe e Alagoas.
- seção tipo: O Membro Cristóvão ocorre apenas em subsuperfície e está definida no poço explotatório Ubarana Submarino 47 (7-UB-47-RNS; 4º 56′ 3,670" S e 36º 21′ 41,329" W), perfurado em 1981, tendo atingido a profundidade máxima de 2612 (-2584 m). Ocorre entre as profundidades de 2437 a 2486 m, perfazendo um total de 49 m de seção predominantemente carbonática (fig.4).
- litologia: depósitos carbonáticos compostos de calcarenitos e coquinas a conchas de bivalves, intercalados com arenitos finos bioturbados com fragmentos de bivalves e folhelhos pretos laminados intercalados com margas e calcilutitos.
- distribuição: Estes depósitos ocorrem na área do Campo de Ubarana, tendo sido amostrados por diversos poços do mesmo campo, sendo interpretados como bancos carbonáticos restritos, depositados no início de períodos transgressivos de borda de lago.
- contatos e relações estratais: Os sedimentos do Membro Cristóvão depositam-se concordantemente sobre os sedimentos mais inferiores da Formação Pescada. O contato superior é discordante com os arenitos da base da Formação Alagamar. O contato lateral é interdigitado com os sedimentos siliciclásticos da Formação Pescada.
- idade: O Membro Cristóvão foi depositado com base em datações pelos métodos bioestratigráficos durante o Eo-aptiano.

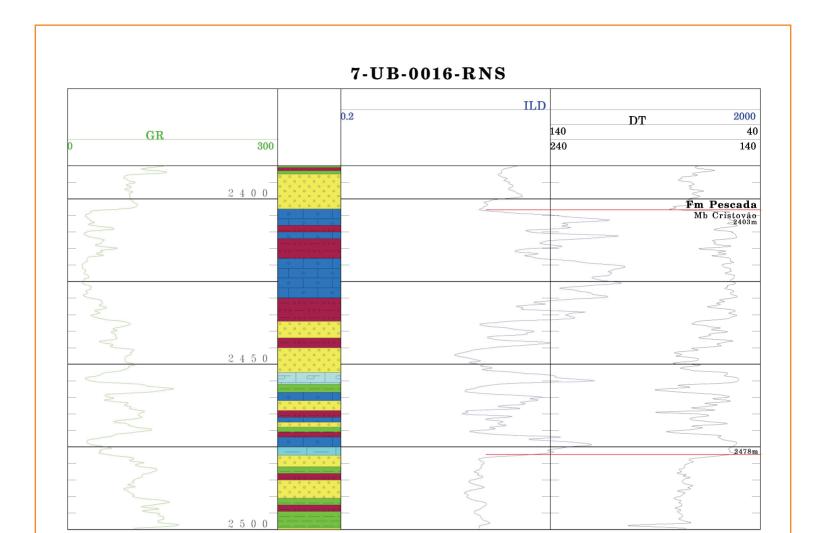


Figura 4 – Perfil-tipo do Membro Cristóvão.

Figure 4 – Cristóvão Member reference section.

Ma	R PETROBRAS				BACIA POTIGUAR			OTAVIANO DA CRUZ PESSOA NETO et al.				et al.	
	arniono.	GEOCRO			NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	GRUPO	LITOESTRAT FORMAÇÃO	IGRAFIA MEMBRO	ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS	
0—	PERÍODO	ÉPOC		IDADE	ŽÜ				, ,		(11)		
10—	GENO	PLEISTOC PLIOCENO	E N O	GELASIANO PIACENZIANO ZANCLEANO MESSINIANO TORTONIANO		CONT.			BARREIRAS		1000	N40 - N50 82	
-	NEÓ	OLIGOCENO MIOCENO	MESO	SERRAVALIANO LANGHIANO BURDIGALIANO	REGRESSIVO		MIOCENO SUPERIOR MIOCENO INFERIOR OLIGOCENO SUPERIOR PALEOCENO SUPERIOR CAMPANIANO SUPERIOR	APODI AGULHA	JANDAÍRA GUAMARÉ GUAMARÉ GUAMARÉ GUAMARÉ GUAMARÉ		850	N20- N30	
20—			EO NEO	AQUITANIANO CHATTIANO							850	E80 - N10	
30—			EO	RUPELIANO							1300	E40 - E70	
40—	ENO	EOCENO	NEO	PRIABONIANO BARTONIANO									
-	PALEÓGE		MESO	LUTETIANO	MARINHO							Ĕ	
50—			EO	YPRESIANO							400	E20 - E30	
60—		PALEOCENO	NEO SELANDI.	THANETIANO SELANDIANO DANIANO							4	E20	
70		<u>a</u>		MAASTRICHTIANO							250	K100 - E10	
80—		NEO	(SENONIANO)	CAMPANIANO) TRANSGRESSIVO						124	K100	
-				SANTONIANO CONIACIANO			SANTONIANO SUPERIOR			O DO MANGUE	550	K90	
90—				TURONIANO			^^^ TÚRÓNIÁNO SÚPERIOR^^				350 150	K88 K86	
-	E 0			CENOMANIANO		AL RMA E	CÊNÔMANIANO SUPERIOR	AP			1050	K82- K84	
100—	TAC				MARINHO T	FLUVIAL PLATAFORM/ TALUDE BACIA	CENOMANIANO INFERIOR ALBIANO SUPERIOR		(0. ∑	PORTO	630	K70	
110—	CRE		(GALICO)	ALBIANO	ITAL	PLA T	ALBIANO INFERIOR		AÇU		009	K60	
4				ALAGOAS APTIANO		FLUVIAL- DELTAICO		AREIA BRANCA	PESCADA QPANE C. AMARC CRISTOVA PESCADA	GALINHOS CPT UPANEMA C. AMARO	650	K50	
120—		EO		AIUDIL		FLUVIAL-LACUSTRE	ALAGOAS SUPERIOR ALAGOAS INFERIOR			CRISTÓVÃO	1500	K40 K38	
130—			EOCOMIANO)	BARRE- MIANO BURACICA HAUTE-			**************************************			00	6500	K36	
- 140				VALAN- GINIANO DA	8		RIO DA SERRA SUPERIOR		PEN	QUEIMADO		K20 K10	
	JURÁS-	NEO	(NEC	BERRIA- SIANO TITHO- NIANO D O M J O Ă O			NO D. TOLKIVA IVILDIO						
150—] 542— 7						E M B A S A M E N T O							

