

QUIMIOESTRATIGRAFIA DE CARBONO E OXIGENIO DOS CARBONATOS LACUSTRES APTIANOS DA SERRA DO TONÃ, SUB- BACIA DE TUCANO NORTE, NE DO BRASIL

Ana Cláudia da Silveira¹
Filipe Giovanini Varejão²
Virgínio Henrique Neumann³
Alcides Nóbrega Sial³
Mário Luis Assine⁴
Valderez Pinto Ferreira³
Gelson Luis Fambrini³

doi:10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v24n2p47-63

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil; e-mail: silveira.aninhac@gmail.com

²Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brasil; filipe.varejao@hotmail.com

³Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil; neumann@ufpe.br; sial@ufpe.br; valderez@ufpe.br; g_fambrini@yahoo.com

⁴Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brasil; assine@rc.unesp.br

RESUMO

O presente trabalho apresenta a análise do comportamento dos valores dos isótopos de C e O em rochas carbonáticas da Serra do Tonã, Nordeste do Brasil. Os carbonatos foram analisados a partir de testemunhos de um poço e representam o intervalo referente aos primeiros 40 m de profundidade da sondagem. Também foram coletadas amostras do testemunho para a confecção de sete lâminas delgadas, que permitiu verificar que os carbonatos estudados são calcilutitos (micritos e biomicritos), apresentando coloração em tons que variam de bege claro a marrom escuro, com presença de pirita framboidal. As principais estruturas observadas foram microfalhas, *microslumps* e *loop-bedding* e as principais porosidades observadas foram do tipo fratura e vugular. Para o estudo do comportamento dos isótopos de C e O foram coletadas treze amostras com espaçamento médio de dois metros e meio. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -8,76 a 1,41 ‰ VPDB e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentaram valores entre -14,28 a -4,14 ‰ VPDB. Os valores encontrados apresentam boa correlação com valores obtidos em outros estudos para carbonatos lacustres. Os resultados obtidos a partir dos dados isotópicos de carbono e oxigênio dos carbonatos lacustres da Serra do Tonã sugerem paleolago hidrologicamente fechado.

Palavras chave: carbonatos lacustres; isótopos de C e O; Serra do Tonã; Bacia de Tucano.

ABSTRACT

This work presents the analysis of the C and O isotope values behavior in carbonate rocks of the Serra do Tonã, northeastern Brazil. The carbonates were analyzed from well hole samples of the firsts 40 m depth of probing. Samples were also collected for making seven thin sections, which has shown that the studied sedimentary rocks are carbonates (micrites and biomicrites), showing colors ranging from light beige to dark brown, with presence of framboidal pyrite. The main observed structures were microfaults, microslumps and loop-bedding and fracture and vug porosities. Thirteen samples with average spacing of two and a half meters were collected for the study of the C and O isotopes behaviour. The $\delta^{13}\text{C}$ values ranged from -8.76 to 1.41 ‰ VPDB and $\delta^{18}\text{O}$ values presented values between -14.28 to -4.14 ‰ VPDB. The values found show good correlation with values obtained in other studies for lacustrine carbonates. The results obtained from the carbon and oxygen isotopic data of lacustrine carbonates of the Serra do Tonã suggest hydrologically closed paleolake.

Keywords: Lacustrine carbonates; C and O isotopes; Serra do Tonã; Tucano basin

INTRODUÇÃO

Os lagos (Fig. 1) são massas de água suficientemente profundas, circundadas por terra e de considerável extensão, de maneira que a vegetação terrestre (excluída a subaquática) não possa enraizar-se completamente

(Neumann et al., 2008). Quando as massas de água são pouco extensas são chamadas de lagoas e quando são muito grandes são chamadas de mares (ex: Mar Cáspio). As águas presentes nos lagos podem ser doces (salinidade < 1‰), salobras (salinidade entre 1 e 24,7 ‰) ou salgadas (> 24,7 ‰).

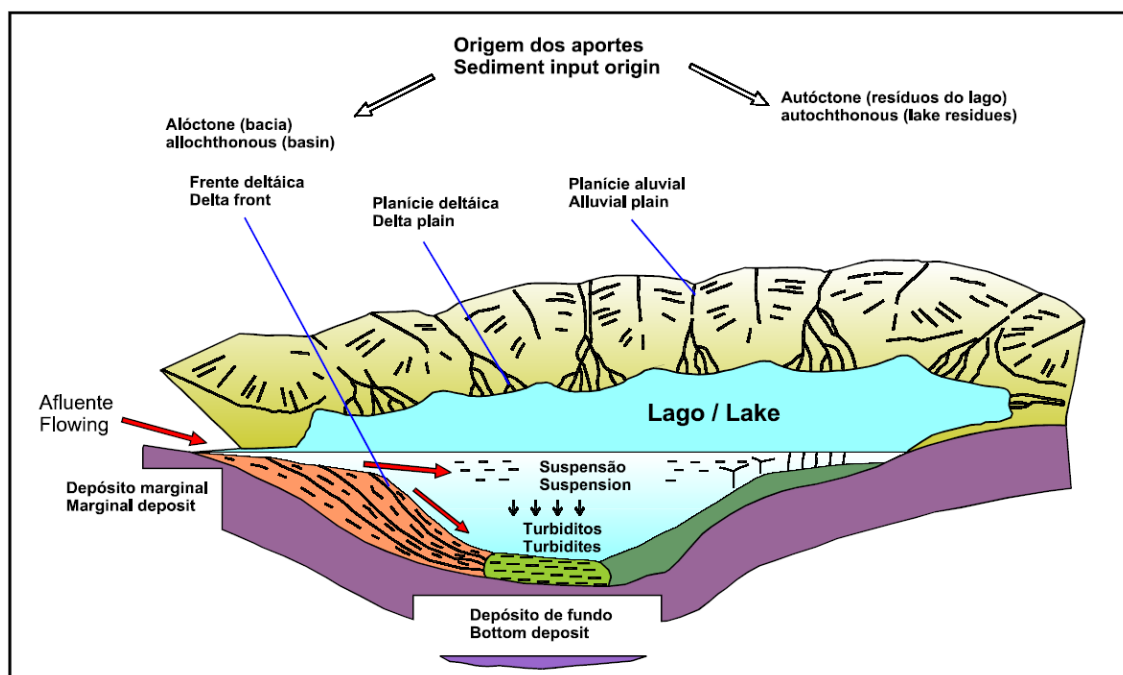


Figura 1 – Componentes e elementos na sedimentação lacustre (Neumann et al., 2008).

Hidrologicamente, os lagos são classificados em abertos e fechados. Os lagos abertos apresentam costas relativamente estáveis e seus efluentes são permanentes e o aporte hídrico dos rios e da chuva está em equilíbrio com a evaporação (influxo + precipitação = efluxo + evaporação). Neles domina o influxo fluvial de materiais clásticos, porém alguns apresentam também sedimentação química e biogênica. Já, os lagos fechados apresentam costas móveis e ciclos de expansão-contracção, pois não há efluentes estáveis e o balanço hídrico e químico se faz da seguinte forma: influxo + precipitação < efluxo + evaporação. Neles domina a sedimentação química devido à alta concentração iônica e são desenvolvidos em áreas endorréicas nas quais a rede hidrológica termina no lago ou em áreas sem rede permanente (Neumann et al., 2008).

Segundo Bohacs et al. (2007), paleolagos geralmente podem ser identificados no registro geológico por sequências estratigráficas características preservadas no preenchimento sedimentar da bacia.

A sedimentação que ocorre em grandes lagos é semelhante à que ocorre nos mares, sendo ambas diferentes da sedimentação que ocorre em pequenos lagos. As sequências lacustres, geralmente, apresentam-se finamente laminadas no centro do lago, enquanto que nas áreas marginais depende da deposição.

Os critérios para o reconhecimento de sedimentos lacustres não são definitivos. São critérios diagnósticos complexos e interpretativos. São registros diferenciadores entre ambientes marinhos e continentais: associações biológicas, poucos minerais exclusivos do domínio lacustre.

Segundo Neumann et al. (2008), os seguintes critérios descritos a seguir podem ser utilizados para o

reconhecimento de sedimentos lacustres: a) **Biogênicos** - Ausência de fauna marinha (de invertebrados estenohalinos como corais, e quinodermos, celafalópodes, briozoários, braquiópodes); ausência de fauna eurihalina (de ambiente transicional, de baía); Presença de flora e fauna não marinhas (carófitas, gastrópodes, ostrácodes, conchostráceos, bivalves, peixes e vertebrados próprios desse ambiente); em lagos fechados há uma diversidade de organismos devida à elevada sensibilidade às mudanças climáticas, b) **Crítérios químicos**: Associações de sais diferentes das concentradas pela água marinha normal (por ex: trona, típica de ambiente lacustre), e c) **Crítérios físicos**: Fenômenos de exposição subaérea freqüentes e sobretudo recorrentes; atividade reduzida da ação de ondas; ausência de ação de marés; variações bruscas de fácies.

Os sedimentos podem atuar como registro histórico das contribuições de diferentes fontes de matéria orgânica de um ambiente através de $\delta^{13}\text{C}$, pois durante a fotossíntese, as plantas promovem o fracionamento dos isótopos do carbono (Pereira, 2007). Essa diferença isotópica entre o teor de ^{13}C e ^{12}C do CO_2 fixado nas plantas fica registrada nos diferentes compostos orgânicos que constitui a matéria orgânica vegetal (Figura 2).

Na natureza existem 3 ciclos fotossintéticos: as plantas C3 (ciclo fotossintético de Calvin – Benson), as plantas C4 (ciclo fotossintético de Hatch – Slack) e as plantas MAC (Metabolismo Ácido Crassuláceo) que discriminam os isótopos do carbono diferentemente. Embora todas concentrem mais ^{12}C do que ^{13}C , as plantas C3 são as que mais discriminam quando comparadas com as C4. As C3 têm composição

isotópica na faixa de -34 a -24‰ (partes por mil) e as C4 na faixa de -16 a -9‰; as plantas MAC, uma vez que fixam CO₂ sob luz usando o ciclo C3 e no escuro usando o ciclo C4, têm composição isotópica intermediária às plantas dos outros dois ciclos, ou seja, entre -29 a -9‰.

Também, utiliza-se o $\delta^{13}\text{C}$ para caracterização de rochas carbonáticas de origem marinha ($\delta^{13}\text{C}$ próximos de 0 ‰ VPDB) dos de origem lacustre ($\delta^{13}\text{C}$ entre 0 ‰ VPDB e -20 ‰ VPDB) (Fig. 2).

Observa-se que as análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio são de grande importância para o estudo de carbonatos lacustres, pois essas análises oferecem informações sobre a dinâmica hídrica do lago, grau de salinidade e

organismos presentes neste ambiente (Gierlowski-Kordesch, 2010).

A Serra do Tonã, área objeto de estudo deste trabalho, localizada na Sub-bacia de Tucano Norte, apresenta um sistema lacustre que possui depósitos carbonáticos sobrepostos à Formação Marizal, correspondentes à fase Pós-rifte, os quais serão denominados formalmente de Formação Crato.

Semelhantemente aos trabalhos de McKenzie (1985), Kelts & Talbot (1990), Talbot (1990), Li (1991), Currie et al. (2003), Gratzner et al. (2013) utilizando análises isotópicas de C e O em paleolagos, foram, então, realizadas análises nos carbonatos aptianos da Serra do Tonã para observar o comportamento hidrológico deste paleolago e do paleoambiente deposicional.

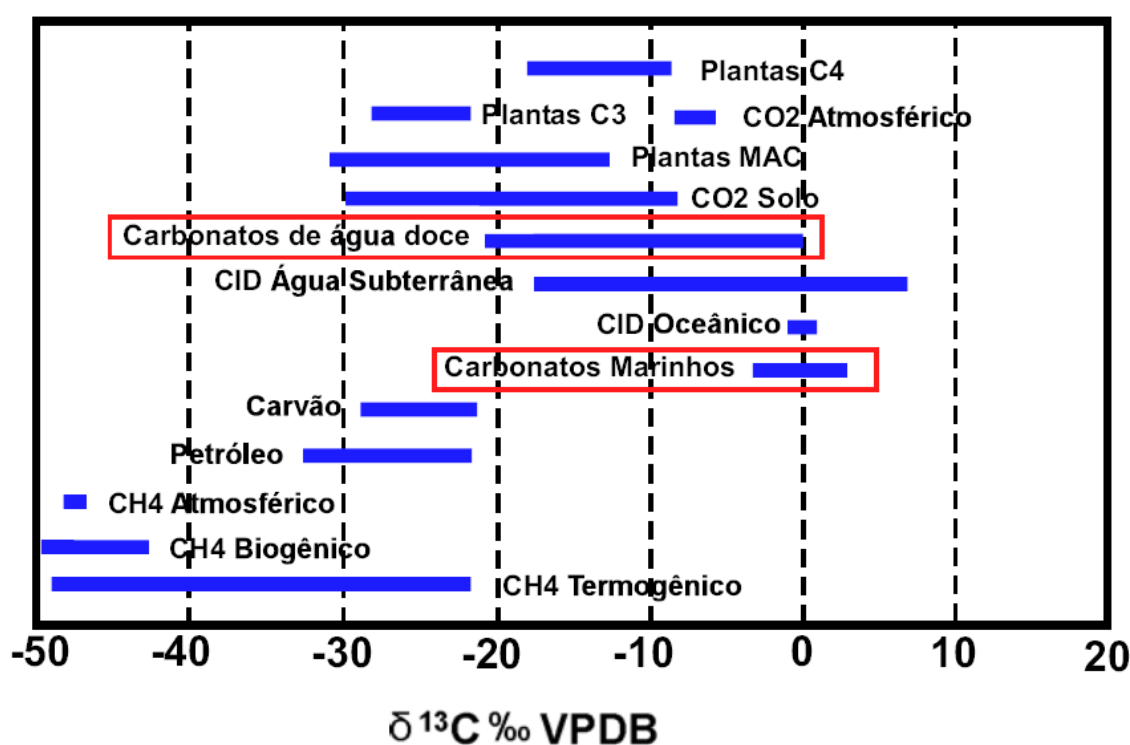


Figura 2 – Diferentes assinaturas isotópicas de carbono originadas dos diversos materiais encontrados na natureza. Ressaltam-se as assinaturas isotópicas dos carbonatos de água doce e marinhos (retângulos vermelhos). CID (Carbono Inorgânico Dissolvido), Plantas C3 (Plantas que fotossintetizam pelo Ciclo de Calvin - Benson), Plantas C4 (Plantas que fotossintetizam pelo Ciclo de Hatch-Slack),

Plantas MAC (Metabolismo Ácido Crassuláceo, no qual o CO₂ é estocado como ácido, antes de ser fotosintetizado). Modificado de <http://www4.nau.edu/meteorite/Meteorite/Book-GlossaryC.html>

LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A Bacia de Tucano localiza-se no estado da Bahia, nordeste brasileiro e faz parte do rifte Recôncavo–Tucano–Jatobá, formado durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana, que deu origem ao Oceano Atlântico no Cretáceo (Costa et al., 2007). Essa bacia ocupa aproximadamente uma área de 30.500 km² e esta dividida em três sub-bacias, Tucano Norte, Central e Sul (Magnavita et al., 2003).

A área estudada fica na Serra do Tonã (Fig. 3), Sub-bacia de Tucano Norte, entre as coordenadas geográficas 38° 38' 00" – 38° 50' 00" de longitude oeste e 9° 05' 35" – 9° 21' 10" de latitude sul (Rolim, 1984),

no município de Macururé, inserida na região de influência da cidade de Paulo Afonso (Almeida-Filho, 2001).

O rifte Recôncavo–Tucano–Jatobá é formado por um sistema de grábens de direção N–S (Recôncavo–Tucano), que muda subitamente de direção para E–W nas proximidades do Rio São Francisco, formando a Bacia de Jatobá. As bacias do Recôncavo–Tucano–Jatobá são separadas por altos ou arcos do embasamento. O limite sul da Bacia de Tucano com a Bacia do Recôncavo é o Alto do Aporá, sendo seu limite norte com a Bacia do Jatobá definido pelo Alto do São Francisco (Silva et al., 2003).

A Sub-bacia do Tucano Norte apresenta geometria típica de meio-gráben, com falhas de borda a oeste, de forma que as camadas mergulham para oeste a partir da margem flexural situada a leste. Essa sub-bacia é caracterizada por uma complexidade estrutural importante, representada por falhas com orientações NW-SE, N-S e NE-SW (Santos et al., 1990).

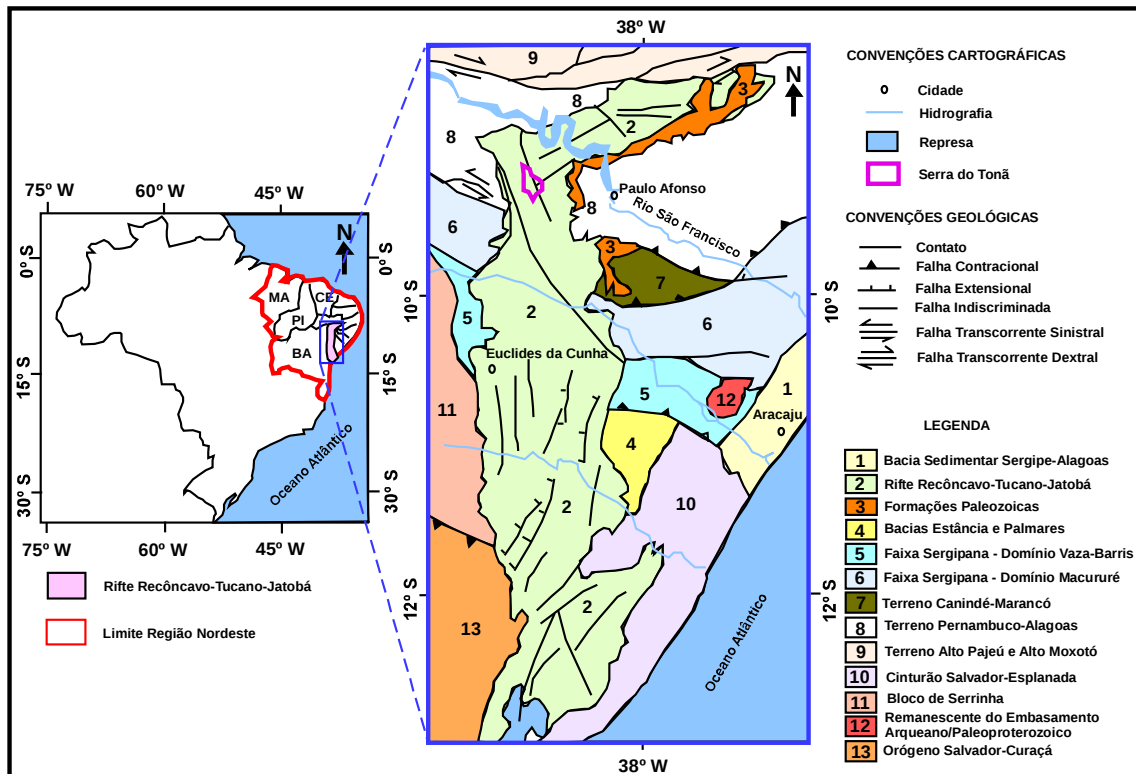


Figura 3 – Mapa de localização da Serra do Tonã, Nordeste do Brasil. Adaptado de Magnavita et al., 2003.

A unidade basal da sequência pós-rifte da Sub-bacia de Tucano Norte é representada pela Formação Marizal. Esta Formação é caracterizada por clásticos grossos (conglomerados e arenitos) do Andar Alagoas (Neo-aptiano). Segundo Neumann et al (2011), a Formação Marizal foi depositada em um sistema flúvio-deltaico devido às suas características litofaciológicas e estruturas primárias. Ghignone (1979) relacionou os depósitos carbonáticos aqui discutidos à Formação Marizal. No entanto, não há uma denominação formal para estes depósitos, apesar de que os corpos de calcários laminados encontrados na Serra do Tonã apresentarem semelhança litofaciológica com os calcários laminados que afloram na Bacia do Araripe (Braun, 1966) e na Bacia de Jatobá (Bueno, 1996). Os calcários laminados da Bacia do Jatobá apresentam a mesma idade dos

calcários da Formação Crato da Bacia do Araripe (Neumann, 1999; Neumann & Cabrera, 1999, Gratzner et al., 2013; Neumann & Rocha, 2014; Tomé et al., 2014).

Segundo Neumann et al. (2009 e 2010), os calcários das bacias do Araripe, Jatobá e da Serra do Tonã são correlacionáveis aos “Calcários Trairí” da Formação Paracuru, presentes nos Campos de Atum e Xaréu, da bacia do Ceará, que são caracterizados como rocha geradora e também como reservatório de petróleo.

MATERIAL E MÉTODOS

As amostras de calcário estudadas neste trabalho foram provenientes do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA (Fig. 4), perfurado na Serra do Tonã, Sub-Bacia de Tucano Norte, com recursos ANP/Petrobras projeto nº 0050.0069772.11.9

Caracterização dos sistemas lacustres Aptianos–Albianos das Bacias do Araripe, Jatobá e Tucano Norte:

Projeto de três furos no Andar Alagoas.

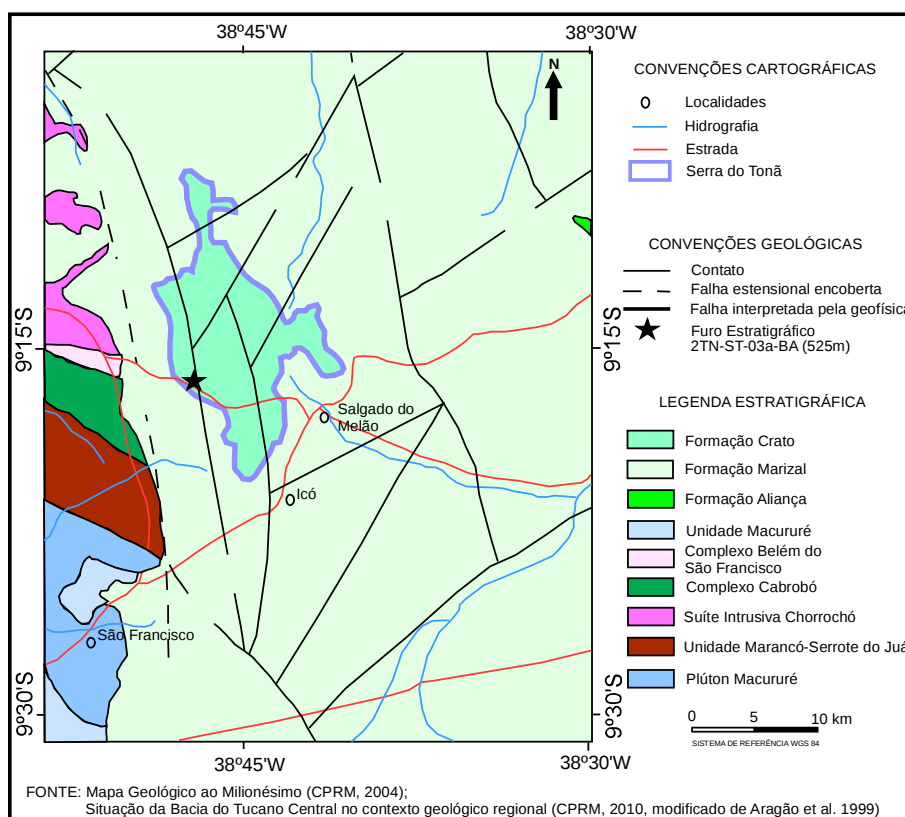


Figura 4 – Mapa Geológico simplificado da região de Salgado do Melão mostrando a Serra do Tonã e a localização do furo.

A partir das amostras coletadas dos testemunhos dos depósitos carbonáticos foram confeccionadas sete (7) seções delgadas para a descrição das microfácies através de microscópio óptico (Luz Polarizada = Nicóis paralelos N// e Luz Polarizada; e Analizada = Nicóis cruzados Nx) e catodoluminescência (CL). Esses estudos foram realizados no Laboratório de Catodoluminescência do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

Treze amostras dos testemunhos do poço foram coletadas para a análise de isótopos estáveis de C e O ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$). Essas análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

O LABISE utiliza o método convencional de digestão (McCrea, 1950). As amostras foram pulverizadas, pesadas e depois diluídas com H_3PO_4 a 25°C para liberar o CO_2 . Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram medidos em CO_2 criogenicamente limpo (Craig, 1957) em um espectrômetro de massa SIRA II, com coletor triplo. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio foram calibrados com padrões internacionais e os resultados apresentados em VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Análise das Laminas Petrográficas

A seção carbonática lacustre aptiana presente na parte superior da Serra do Tonã é constituída por calcários laminados e maciços (Figs. 5 e 6), classificados como calcilutitos (Gabrau, 1904), micritos e biomicritos (Folk, 1959, 1962), com coloração creme, com ocorrências de pelóides, ostracodes (Fig. 7) e pirita framboidal. As principais estruturas observadas

foram microfalhas, *microslumps* e *loop-bedding* e as principais porosidades observadas foram do tipo fratura e vugular. Os estudos petrográficos realizados nos calcários da Serra do Tonã evidenciaram características faciológicas e porosidades semelhantes aos dos calcários laminados da Formação Crato da Bacia do Araripe.



Figura 5 - Foto representativa do afloramento da extremidade sul da Serra do Tonã, na Serra do Tonã. *Ana Cláudia da Silveira et al.*

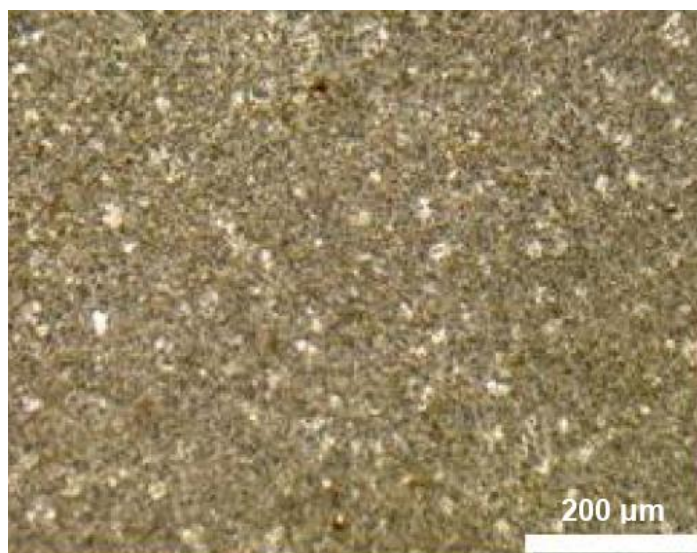


Figura 6 - Fotomicrografia da microfácies calcário maciço. Trata-se de uma lama carbonática (micrito). Aumento de 50x, Nx.

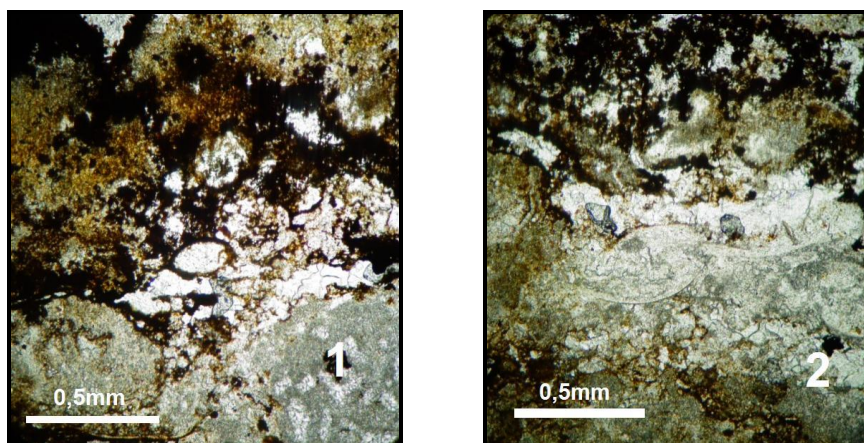


Figura 7 - Fotomicrografias da microfácies de calcário laminado com ostracodes piritizados (1) e cimentados (2) à nicóis paralelos.

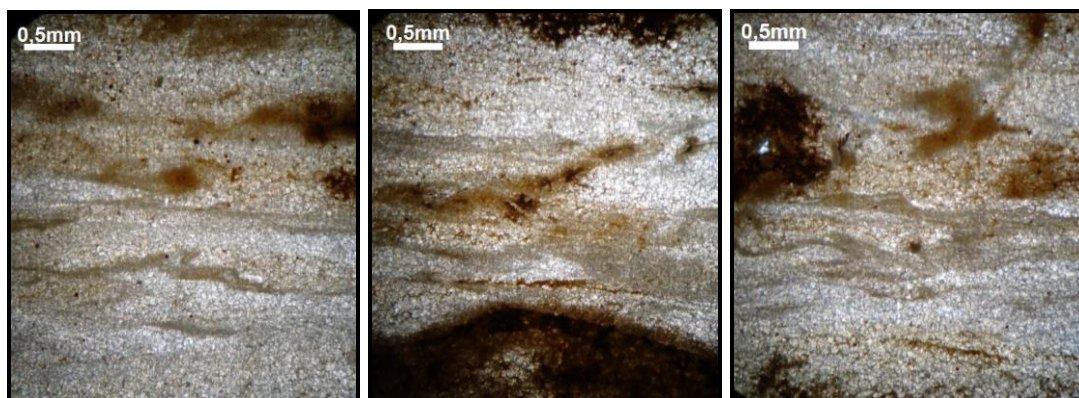


Figura 8 - Fotomicrografias da microfácies calcários laminados com escorregamentos (*slumps*), N//.

Análise de Isótopos de C e O

Segundo Faure & Mensing (2005) os valores da razão $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos marinhos estão próximos de zero (-2 ‰ VPDB a +2 ‰ VPDB), enquanto as amostras de carbonatos lacustres apresentam valores da razão $\delta^{18}\text{O}$ negativos, porque a água meteórica está empobrecida em ^{18}O em relação à água do mar.

Os resultados obtidos a partir das análises dos isótopos de carbono e oxigênio apresentados na tabela 1 mostram valores da composição isotópica do carbono variando entre -8,76 e 1,41 ‰ VPDB e a de oxigênio entre -14,28 a -4,14 ‰ VPDB. Estes valores se enquadram dentro da variação normalmente observada em carbonatos lacustres (Talbot & Kelts, 1989, 1990; Camoin et al., 1997) (Fig. 2).

Tabela 1: Resultados da análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

AMOSTRAS	PROFUNDIDADE (m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
L1	6,15	-6.06	-8.74
L2	9,15	-6.77	-8.01
L3	9,35	-8.36	-7.40
L4	9,50	-4.28	-7.67
L5	14,00	0.40	-8.22
L6	15,75	1.07	-7.73
L7	20,60	1.41	-7.66
L8	23,00	0.67	-7.52
L9	28,50	-0.26	-7.64
L10	31,55	-8.76	-14.28
L11	34,15	-2.64	-4.14
L12	34,20	-4.26	-6.02
L13	40,75	-6.24	-8.81

Há uma covariância nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos calcários laminados (Fig. 9), o que sugere um comportamento de um sistema lacustre fechado com resposta ao balanço hídrico devido aos efeitos da evaporação (Talbot & Kelts, 1989; Valero-Garcés et al., 1997).

Os valores dos isótopos estáveis dos carbonatos estudados apresentam, em geral, valores de $\delta^{18}\text{O}$ que indicam condições de água doce durante a precipitação dos carbonatos. Mas, levando-se em consideração, também, dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, observou-se que entre as profundidades de 28,5 m a 40,75 m

(L9 a L13, valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$) e de 6,15 m a 9,5 m (L1 a L4, valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$) confirmaram a presença de uma água mais doce nestes intervalos. Contudo, os valores positivos do $\delta^{13}\text{C}$ nas profundidades entre 14 e 23 m (L5 a L8) indicaram que neste intervalo, o lago continha uma água mais salina, confirmando alguns resultados semelhantes descritos por Talbot (1990) e Lister et al. (1991), que observaram que o balanço entre influxo e evaporação provoca drásticas mudanças na composição isotópica de um lago (Talbot, 1990; Lister et al., 1991).

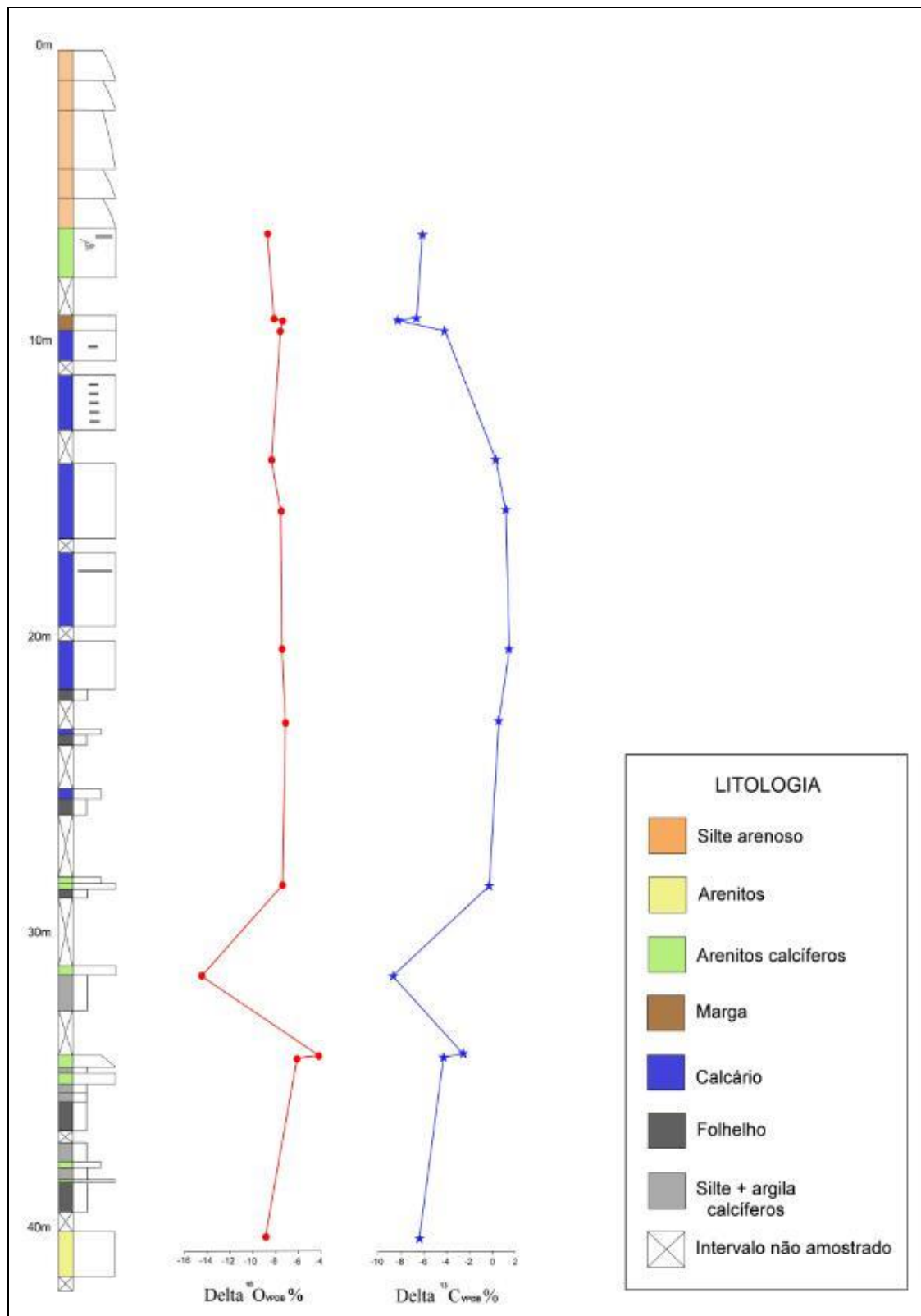


Figura 9 - Perfil litológico do o furo estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA com curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

Significado e Interpretação Genética da Organização Sequencial

A evaporação promove enriquecimento da água do lago em ^{18}O já que o ^{16}O é mais leve e escapa para a atmosfera. Por outro lado, o alto influxo de água resulta no retorno ao lago do ^{16}O proveniente da atmosfera, causando a diminuição relativa dos valores de ^{18}O nas águas do lago. Assim, valores baixos (mais negativos) de $\delta^{18}\text{O}$ têm sido relacionados a níveis mais elevados do lago, enquanto que valores altos (mais para o positivo) de $\delta^{18}\text{O}$ são atribuídos a níveis mais baixos do lago, parâmetros que têm sido relacionados ao clima (Paz & Rossetti, 2006).

Os pulsos expansivos principais foram responsáveis pela implantação do sistema lacustre, ao mesmo tempo em que se implantavam pequenos dispositivos deltaicos, dominados por aportes fluviais (Fig. 10 A).

Sobre estes primeiros depósitos transicionais e com a implantação de um sistema lacustre estável, houve o início de uma expansão lacustre com a deposição das fácies mais internas. Nas zonas mais internas e protegidas dos aportes terrígenos se acumularam os sedimentos mais finos e pouco laminados. Esta fácies pode representar uma subida no nível do lago. Nesta fase as águas do lago ficaram mais diluídas e foi implantada uma estratificação térmica estável (águas mais doce, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos). Esta fase de trato de lago alto pode ter sido mantida com oscilações menores, gerando sequências menores dentro dos carbonatos (Fig. 10 B).

Depois da implementação dos sistema lacustre e de sua estabilização o balanço de aportes hídricos e

evaporação pode ter sido negativo em algumas ocasiões, tal como é sugerido pelos dados sedimentológicos e dos valores isótopos do $\delta^{13}\text{C}$ nas fácies carbonáticas.

Isótopos de carbono também têm relação direta com o clima. Valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ têm sido associados com aridez, enquanto valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ indicam climas relativamente mais úmidos (Kelts & Talbot, 1990; Valero-Garcés et al., 1997). Esta interpretação é baseada no fato de que o clima árido favorece a evaporação, provocando maior influência da vegetação terrestre e menor influxo, favorecendo a estratificação do lago, o que acabará por levar à preservação de matéria orgânica, com o consequente empobrecimento de ^{12}C no lago.

A produtividade biológica em relação à estratificação da coluna de água pode ter impacto significativo sobre o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido (CID) em ambientes lacustres. A absorção preferencial de ^{12}C por organismos fototróficos promove depleção do carbono das águas superficiais. Ao mesmo tempo, a estratificação e mistura reduzida impede o reabastecimento das águas da superfície ricas em ^{12}C , resultando em valores mais positivos da razão de $\delta^{13}\text{C}$ do CID e, em consequência, precipitados autigênicos (McKenzie, 1985; Leng & Marshall, 2004).

A partir de um sistema de lago alto, uma descida rápida do nível da água lacustre, provoca um trato de lago baixo, devido a uma queda nos aportes de água e sedimento, incrementando as condições salinas do lago (valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos). Nesta situação, o lago teria um monimolimnium persistente salino (Fig. 10 C).

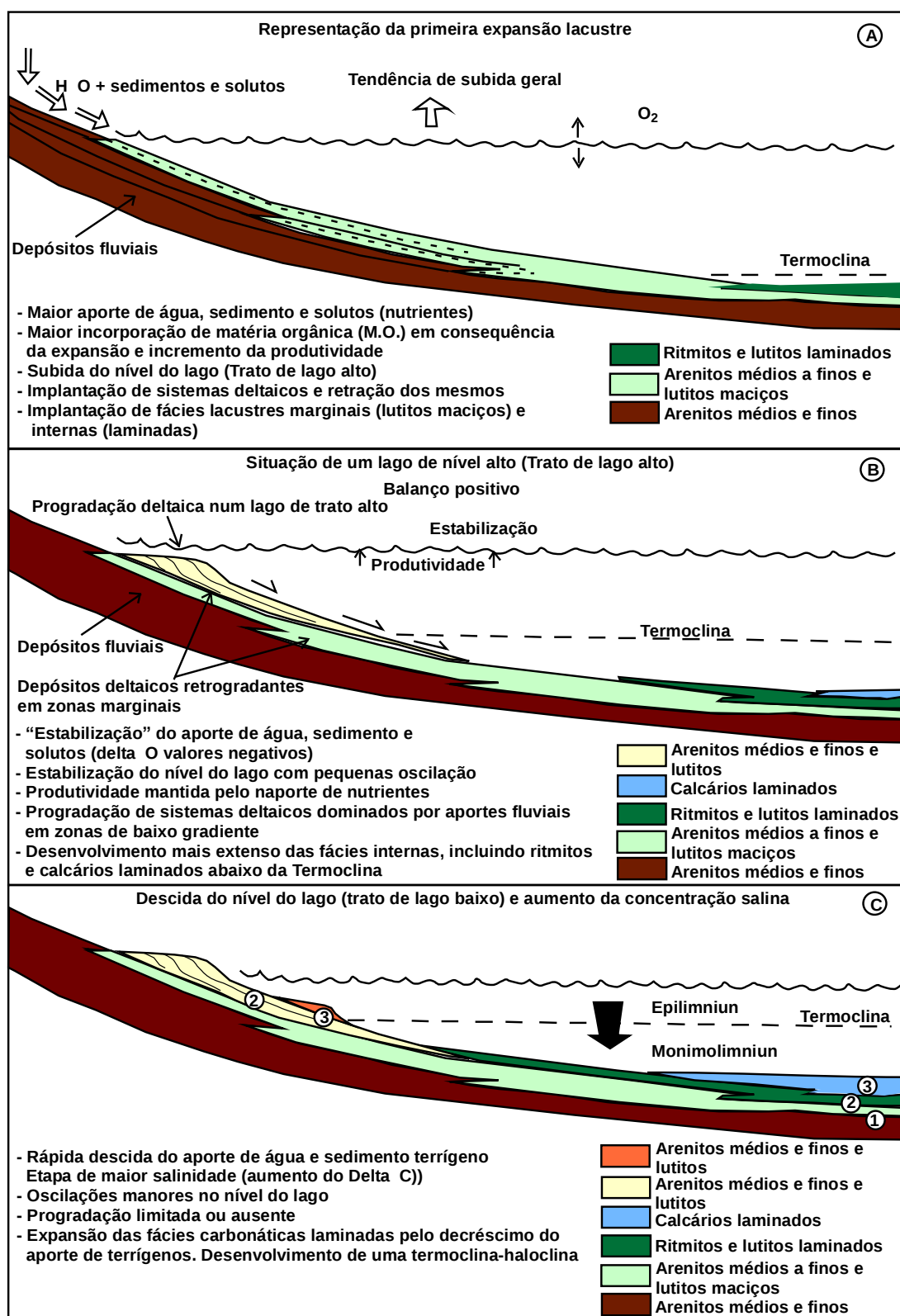


Figura 10 – Etapas expansivas-retrativas dos lago relacionadas com maior aporte de águas. A – Representação da primeira expansão, B – Etapa de estabilização com a água do lago no nível alto, C – Descida “rápida” do nível do lago. Modif. de Neumann, 1999.

CONCLUSÕES

Esses carbonatos são semelhantes aos carbonatos aptianos encontrados nas bacias do Araripe (Formação Crato) e do Jatobá (Serra Negra e do Periquito).

A interpretação das análises das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, juntamente com a interpretação dos resultados dos estudos litofaciológicos permitiram caracterizar os carbonatos lacustres aptianos encontrados na Serra do Tonã.

Os resultados da composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ sugerem que os carbonatos aptianos aqui estudados correspondem a um sistema lacustre, hidrologicamente fechado e que suas águas eram mais doces na base e no topo de sua sequência, e na parte intermediária suas águas eram mais salinas.

Devido às suas semelhanças litológicas e microfósseis com os carbonatos da Formação Crato, da Bacia do Araripe, é possível afirmar que são correlacionáveis aos carbonatos desta formação.

Agradecimentos

Agradecimentos à ANP/Petrobras, Rede de Estratigrafia e Sedimentologia projeto nº 0050.0069772.11.9 e aos Laboratórios de Geologia Sedimentar – LAGESE e de Isótopos Estáveis – LABISE do Departamento de Geologia (DGEO-CTG) da UFPE pela permissão de uso das instalações e equipamentos.

REFERÊNCIAS

- Almeida-Filho, R. 2001. Processamento Digital de Imagens Landsat-TM na Detecção de Áreas de Microexsudação de Hidrocarbonetos, Região da Serra do Tonã, Bahia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento
- Remoto, X. 2001, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 235-242.
- Bohacs, K.M., Grabowski, G., Jr., Carroll, A.R., 2007. Lithofacies architecture and variations in expression of sequence stratigraphy within representative intervals of the Green River Formation, Greater Green River Basin, Wyoming and Colorado. *The Mountain Geologist*, v.44, p. 39-60.
- Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). DNPM, R. J. Boletim, 236, 75p.
- Bueno, G. V. 1996. Serra do Tonã: um elo estratigráfico entre as bacias de Tucano Norte (BA) e Araripe (CE), Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4. Águas de São Pedro/Rio Claro. Boletim. UNESP, 135-142.
- Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J. M., Blanc-Valeron, M. M., e Deconinck, J. F. 1997. Environmental control on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central Palaio-Andian basin of Bolivia during Late Cretaceous to Early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, 113: 1-26.
- Costa, I. P.; Bueno, G. V.; Milhomem, P. da S.; Lima e Silva, H.S. R.; Kosin, M. D. 2007. Sub-bacia Tucano Norte e Bacia do Jatobá. Boletim Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro, 15 (2): 445-453. CPRM & Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica. Escala 1:500000.
- Currie, B. S.; Cyr, A. J.; Rowley, D. B., 2003. Geochemical and stable isotopic evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, North Central Tibet: implications for the paleoaltimetry of the Mid-Tertiary

- Tibetan Plateau. Seattle Annual Meeting, Section n. 121, paper 10.
- Craig, H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133: 1702-1073.
- Faure G.; Mensing T.M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. John WileyBlackwell, New Jersey. 3 ed. 928 p.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43, 1-38.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: W. E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 62-84.
- Ghignone, J. I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Ed.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, 1, 24-117.
- Gierlowski-Kodesch, E. H. 2010. Lacustrine Carbonates, p. 1-101. IN: Alonzo-Zarza, A. M. & Tanner, L. H. (eds), *Carbonates in Continental Settings – Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology*, 61, Elsevier, 378 p.
- Grabau, A. W. 1904. On the classification of sedimentary rocks: *American Geologist*, 33: 228-247.
- Gratzer, R.; Neumann, V. H.; Vortisch, W.; Rocha, D. E. G. A., 2013. Stable isotopes of organics and inorganics, clay mineralogy and chemical environment of an Aptian lacustrine succession in northeastern Brazil. IN: Bojar, A.-V., Melinte-Dobrinescu, M. C. & Smit, J. (eds) 2013. *Isotopic Studies in Cretaceous Research*. Geological Society, London, Special Publications, 382,
- Kelts, K. & Talbot, M., 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental changes and biotic/abiotic interactions. In: Tilzer, M.M. e Serruya, C. (eds.), *Large Lakes: ecological structure and function*. Springer-Verlag, Berlin, 314p.
- Leng, M. J. & Marshall, J. D., 2004. Paleoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23: 811-831.
- Li, Yuan-Hui, 1991. Distribution patterns of the elements in the ocean: a synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3223-3240.
- Lister, G. S.; Kelts, K.; Chen, K. Z.; Yu, J.-Q.; Niessen, F. 1991. Lake Qinghai, China: closed-lake basin levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 84: 141-162.
- Mc Crea J.M. 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics* 18:6.
- Magnavita, L.; Destro, N.; Carvalho, M. S. S.; Milhomen, P. S.; Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Fundação paleontológica Phoenix. Ano 5. n 52. Disponível em <http://www.phoenix.org.br/Phoenix52_Abr03.htm>. Acesso em: 29 maio 2012.
- McKenzie, J. A., 1985. Stable-isotope mapping in Messinian evaporate carbonates of central Sicily. *Geology*, 13: 851-854.
- Neumann, V. H.; Miranda, T. S.; Lima, R. P.; Menezes Filho, J. A.; Gonçalves, L. R. 2011. Mapeamento Geológico da Folha Poço da Cruz (SB.24-X-A-VI).

- Relatório Técnico.
CPRM/UFPE/FADE. Programa
Geologia do Brasil.
- Neumann, V. H., 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de La Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil). Tesis Doctoral. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia y Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 250p.
- Neumann, V. H. & Cabrera, L. 1999. Uma nueva propuesta estratigráfica para La tectonosecuencia post-rifte de La Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: Simpósio do Cretáceo Brasileiro, 5, Serra Negra. UNESP, Boletim de Resumos: 279-285.
- Neumann, V. H.; Aragão, M. A. F.; Valença, L. M. M.; Leal, J. P. 2008. Ambientes Lacustres (Cap. 5). In: Silva et al., Eds. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil, Beca-BALL Edições, São Paulo, 343p.
- Neumann, V. H.; Rocha, D. E. G. A.; Gonçalves, L. R. de L.; Barbosa, J. A.; Santos, A. dos; Lima, R. P. de; Lima Filho, M.; Fambrini, G.; Carvalho, R. R. de. 2009. Microfácies e microestruturas dos calcários laminados das serras do Periquito e Negra, Bacia do Jatobá. In: Congresso Brasileiro de Petróleo e Gás, 5, Ceará. UFC. 8p.
- Neumann, V. H.; Rocha, D. E. G. A.; Moraes, A. S.; Sial, A. N.; Taboada Castro, M. T.; Barbosa, J. A.; Fambrini, G. L.; Carvalho, R. R. 2010. Microfácies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, bacia do Jatobá, nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos - UFPE*, 20: 89-100.
- Paz, J.D.S. & Rossetti, D.F. 2006. Paleohydrology of an Upper Aptian lacustrine system from northeastern Brazil: integration of facies and isotopic geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 241: 247-266.
- Pereira, A.L., 2007, "Isótopos estáveis em estudos ecológicos: métodos, aplicações e perspectivas", *Rev. Biociên.*, v.13, n.1-2 (jan/jun), pp.16-27.
- Rolim, J. L. 1984. Estudo da Seqüência Clástica e Carbonática da Serra do Tonã Macururé, Estado da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - UFRGS, 155p.
- Santos, C. F.; Cupertino, J. A.; Braga, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Coord.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 235-266.
- Silva, A. J. P.; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M.; Bahia, R. B. C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhauns, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds), Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM, Brasília, cap. II: 55-85.
- Talbot, M. R. 1990. A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), 80: 261-279.
- Talbot, M. R. & K. R. Kelts (eds), 1989. The Phanerozoic record of lacustrine basins and their environmental signals. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 70: 1–304.

Valero-Garces, B.; Laird, K. R.; Fritz, S. C.; Kelts, K.; Ito, E.; Grimm, E. C. 1997. Holocene climate in the northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable

isotopes, carbonate geochemistry, diatoms, and pollen at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary Research*, 48: 359-369.