

Bacia do Araripe

Mario Luis Assine¹

Palavras-chave: Bacia do Araripe | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Araripe Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

Os eventos associados ao rifteamento de Gondwana e à abertura do Atlântico sul atuaram de maneira diferenciada no interior da região Nordeste do Brasil. A reativação de estruturas antigas do embasamento pré-cambriano teve papel muito importante, condicionando a forma e a localização das bacias interiores do Nordeste do Brasil, localizadas entre as bacias Potiguar, do Tucano-Jatobá e do Parnaíba.

Implantada em terrenos precambrianos da Zona Transversal da Província Borborema (Brito Neves *et al.* 2000), a sul do Lineamento de Patos, a Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste e a que apresenta, dentre elas, história geológica mais complexa. Seu arcabouço estratigráfico é constituído por seqüências estratigráficas, limitadas por discordâncias regionais, que representam o registro fragmentário de embasamentos gerados em ambientes tectônicos distintos. Cada seqüência foi formada num contexto

paleogeográfico diferente, integrado a outras bacias adjacentes. A distribuição geográfica original de cada uma das diferentes seqüências era muito mais ampla, o que é testemunhado por remanescentes isolados em várias pequenas bacias situadas entre os lineamentos de Pernambuco e da Paraíba, e na Bacia do Jatobá (Serra Negra), a sul do Lineamento de Pernambuco.

A Bacia do Araripe destaca-se na geomorfologia da Região Nordeste do Brasil pela existência da Chapada do Araripe, uma feição geomorfológica alongada na direção EW, de topo plano mergulhante suavemente para oeste e limitada por escarpas erosivas e íngremes (fig. 1). A chapada é formada por unidades das seqüências pós-rifte (Aptiano/Cenomaniano), cujos estratos apresentam atitude subhorizontal, com leve caimento para oeste. As seqüências pós-rifte recobrem em discordância angular unidades das seqüências mais antigas ou repousam diretamente sobre o embasamento cristalino, sendo a segunda configuração comum na porção oeste da bacia.

¹ Universidade Estadual Paulista/Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro/Departamento de Geologia Aplicada e-mail: assine@rc.unesp.br

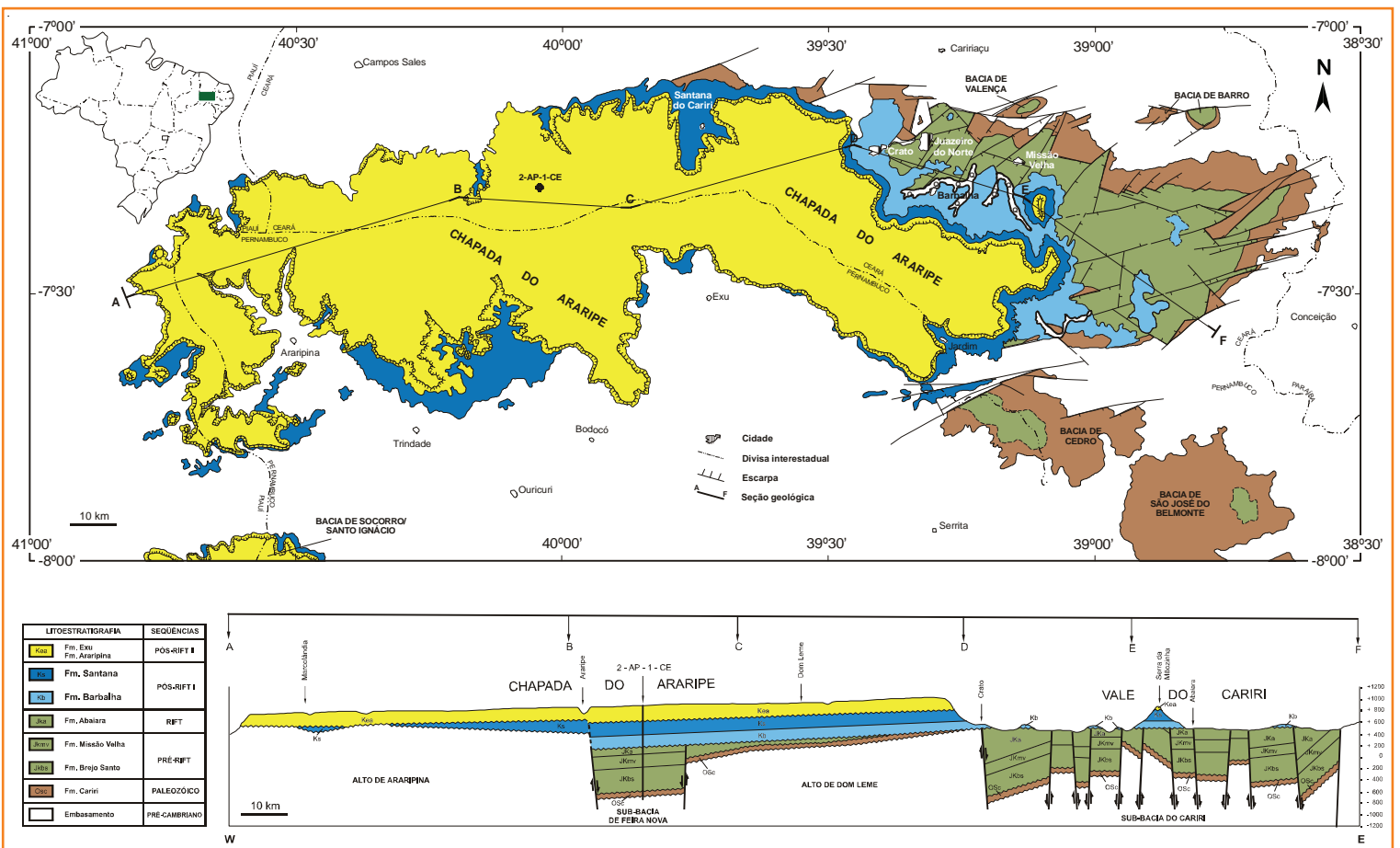


Figura 1 - Mapa Geológico da Bacia do Araripe (Assine 1990).

Figure 1 – Araripe Basin Geological Map (Assine 1990).

A Bacia do Araripe estende-se também para leste, para além dos limites atuais da chapada, ocupando a depressão do Vale do Cariri (sub-bacia do Cariri) onde afloram unidades das seqüências paleozóica, pré-rifte e rifte. Tais unidades não afloram na sub-bacia de Feira Nova (fig. 1), que foi descoberta por métodos geofísicos e amostrada pelo poço 2-AP-1-CE, que atingiu o embasamento cristalino na profundidade de 1.498 m (fig. 2).

As sub-bacias do Cariri e de Feira Nova são estruturadas por falhas de direção NE e WNW. Tal estruturação foi consequência da propagação continente adentro dos eventos tectônicos relacionados à fase rifte das bacias da margem atlântica brasileira (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996).

As bases da litoestratigrafia da bacia foram estabelecidas por Beurlen (1962; 1963), que definiu as formações Cariri, Missão Velha, Santana e Exu, para as quais estimou uma espessura sedimentar total de cerca de 850 m. A partir dos trabalhos funda-

mentais de Beurlen, muitos outros trabalhos e propostas estratigráficas foram publicados nas últimas quatro décadas, a grande maioria baseada unicamente em dados de superfície.

A moderna concepção da estratigrafia da Bacia do Araripe foi delineada na década de 80, quando a bacia foi objeto de intensa pesquisa visando a avaliação de seu potencial petrolífero. O ponto de partida foi o levantamento gravimétrico de Rand e Manso (1984), que mostrou uma bacia com espessura sedimentar muito maior que os 850 m estimados por Beurlen (1962; 1963). Trabalhos de mapeamento geológico (Ghignone *et al.* 1986) propiciaram grande avanço no conhecimento da estratigrafia da bacia, que foi consolidado nos trabalhos de Ponte e Appi (1990), Assine (1990; 1992) e Ponte e Ponte Filho (1996).

Muitos trabalhos foram publicados desde então, mas como apontado por Arai (2006), "o arcabouço basilar para a Bacia do Araripe foi esta-

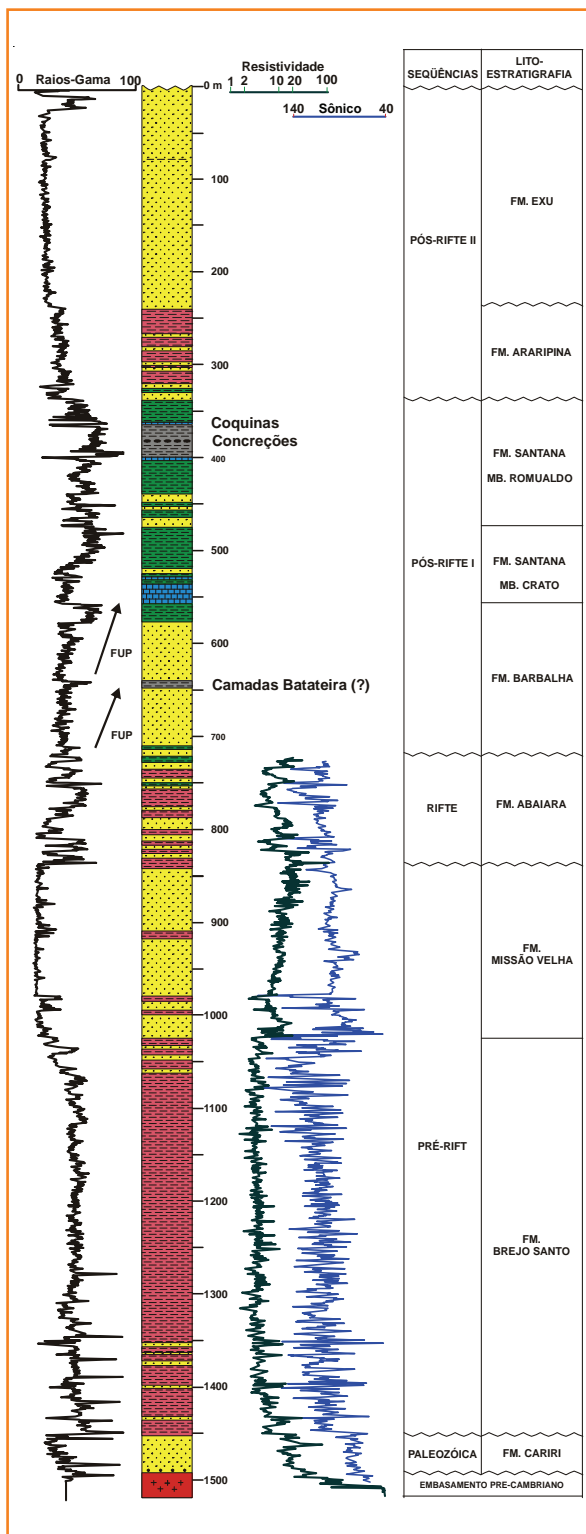


Figura 2 - Perfil do poço 2-AP-1-CE (FUP = granodensidade ascendente).

Figure 2 - Well 2-AP-1-CE Profile (FUP = fining upwards).

blecido pelos trabalhos bastante sólidos de Ponte e Appi (1990) e Assine (1992)", que "se equivalem em termos de sucessão das seqüências, diferindo apenas na terminologia litoestratigráfica. Por isso, a concepção estratigráfica aqui apresentada tem como base as proposições feitas nos dois referidos trabalhos.

Neste trabalho, as unidades litoestratigráficas são revistas e discutidas, mas também são apresentadas algumas novas proposições. As opções feitas, de nomenclatura e de subdivisão estratigráfica, tiveram como base critérios relacionados a prioridade, duplicidade de denominações e inconsistência de algumas proposições. Assim, por exemplo, optou-se por manter a denominação sub-bacia de Feira Nova (Matos, 1992), em detrimento das denominações Serrolândia (Assine, 1992) e Feitoria (Ponte e Ponte Filho, 1996).

Devido à natureza incompleta do registro sedimentar da Bacia do Araripe e ao número reduzido de informações de subsuperfície, a análise de paleocorrentes tem sido uma ferramenta de grande potencial para a reconstituição de sua evolução tectono-sedimentar (Assine, 1994). Sua importância é vital porque, à exceção dos sedimentos marinhos da Formação Santana, o preenchimento sedimentar da bacia é caracterizado por sistemas deposicionais continentais, sobretudo de origem aluvial, nos quais o declive topográfico controla o sentido de fluxo das águas em superfície, de forma que as paleocorrentes medidas indicam o mergulho deposicional, permitindo reconhecer mudanças de áreas-fonte, interpretar movimentações tectônicas, esboçar cenários paleogeográficos a partir da integração com os dados disponíveis na literatura sobre as bacias adjacentes. Desta forma, contribui para a reconstituição da paleodrenagem continental à época da sedimentação das diferentes seqüências.

Seqüência paleozóica

A seqüência é constituída por uma única unidade litoestratigráfica, denominada Formação Cariri por Beurlen (1962), nomenclatura utilizada em muitos trabalhos. Por outro lado, em muitos trabalhos recentes foi utilizada a denominação Formação Mauriti, proposta por Gasparly e Anjos (1964) e adotada por Ponte e Appi (1990). Tendo em vista que as duas denominações vêm sendo utilizadas e respeitando-se o quesito prioridade, como preceitua o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (SBG, 1996), propõe-se a manutenção da denominação Formação Cariri.

A unidade aflora na porção leste da bacia, definindo os contornos do Vale do Cariri. Na parte oeste da bacia não aflora, ocorrendo apenas em sub-superfície, como na Sub-bacia de Feira Nova. Sua espessura é reduzida, podendo alcançar cerca de uma centena de metros (46 m no 2-AP-1-CE).

A Formação Cariri é constituída por arenitos imaturos, de granulação média a muito grossa, com grãos angulares a subangulares, interpretados como fácies de sistemas fluviais entrelaçados. Níveis de ortoconglomerados ocorrem, sendo mais comuns na base, onde incluem fragmentos líticos do embasamento e clastos de feldspatos róseos bem preservados

Por ser considerada afossilífera e, em função da similaridade litológica com a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá), Braun (1966) atribuiu idade paleozóica para a Formação Cariri. Na mesma linha de raciocínio, Ghignone (1972) considerou tais unidades correlatas ao Grupo Serra Grande, advogando que originalmente fariam parte da Bacia do Parnaíba, que no Siluriano se estendia muito além do seu atual limite oriental. Esta concepção foi posteriormente adotada por diversos autores, entre os quais Caputo e Crowell (1985).

Carvalho *et al.* (1995) questionaram, entretanto, a atribuição de idade paleozóica para a Formação Cariri, posicionando-a no Cretáceo inferior com base no reconhecimento de pegadas de dinossauros em estratos da unidade. Tais pegadas não foram encontradas por outros pesquisadores, tais como Kellner e Campos (2000). Além disso, a atribuição de idade cretácea é inconsistente já que a Formação Cariri ocorre sotoposta à Formação Brejo Santo, portadora de ostracodes típicos do Andar Dom João (Braun, 1966; Coimbra *et al.* 2002) e relacionada à fase pré-rifte.

O padrão de paleocorrentes da Formação Cariri, notavelmente constante ao longo da bacia, indica que a sedimentação não teve relação alguma com a geometria dos sítios em que depósitos da unidade estão preservados. O padrão paralelo para NNW dos vetores médios de paleocorrentes não apresenta similaridades com os padrões das unidades das seqüências pré-rifte e rifte, indicando paleodrenagem para o quadrante NW, similar à do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Assine, 1994).

Com base nas considerações acima, mantém-se nesta revisão a atribuição de idade paleozóica para a Formação Cariri. Por correlação com o Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e com a Formação Tacaratu da Bacia do Jatobá, a unidade foi posicionada

no intervalo Ordoviciano superior/Devoniano inferior. Idade neo-ordoviciano/siluriana foi aventada por Assine (1992) e Ponte e Ponte Filho (1996).

Superseqüência Pré-Rifte

Seqüência J20-J30

Composta pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, a seqüência foi formada no contexto do estágio pré-rifte, caracterizado como período de subsidência mecânica produzida por estiramento litosférico visco-elástico. Tal processo foi responsável pela formação da Depressão Afro-Brasileira, uma imensa área topograficamente deprimida que se estendia do sul da Bahia até regiões tão setentrionais como a da Bacia do Araripe (Garcia e Wilbert, 1995).

Com espessura máxima de cerca de 450 m, a Formação Brejo Santo é composta essencialmente por folhelhos e lamitos vermelhos, nos quais se encontram ostracodes típicos do Andar Dom João, como *Bisulcocypis pricei* P & S e *Darwinula oblonga* ROEMER (Braun, 1966). A presença de formas exclusivamente não-marinhas indica sedimentação lacustre em ambientes propícios à formação de *red beds*.

A Formação Missão Velha, que sobrepõe concordantemente a Formação Brejo Santo, tem espessura máxima de cerca de 200 m. É constituída por arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caolínicos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada, atribuídos à conífera *Dadoxylon benderi*. Os arenitos apresentam-se em sets decimétricos, com estratificação cruzada planar e/ou acanalada, entre os quais podem ocorrer níveis decimétricos de siltitos arroxeados. A associação faciológica é de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia.

Segundo Coimbra *et al.* (2002), a presença, nas duas formações, de associações palinológicas indicativas da Zona *Dicheiropollis* sp. *A/Leptolepidites* spp. permite posicioná-las no Andar Dom João (NRT-001), andar local do Jurássico superior. As formações Brejo Santo e Missão Velha constituem unidades lito e cronocorrelatas às formações Aliança e Sergi da Bacia do Recôncavo-Tucano e às formações Bananeiras e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas.

A seqüência ocorre embutida nas sub-bacias do Cariri e de Feira Nova, sendo seus limites normalmente definidos por falhas. A não-constatação de fácies marginais e a ausência de padrão definido de variação geográfica de fácies indicam que os limites são dados por falhas originadas em eventos tectônicos posteriores e que os depósitos preservados constituem fração de uma bacia originalmente mais extensa, que se estendia para norte e para sul das atuais áreas de ocorrência.

Esta interpretação é reforçada pelos dados de paleocorrentes medidas nos arenitos fluviais, que indicam paleofluxo constante para o rumo SSW, integrando paleo-rede hidrográfica que fluía em direção à Bacia do Recôncavo-Tucano (Assine, 1994). Considerando a abundância de troncos silicificados na Formação Missão Velha, as áreas-fonte situadas a norte deveriam ser cobertas por extensas florestas de coníferas.

Superseqüência Rife

Seqüência K10-K30

No Neocomiano teve início o estágio rife na Bacia do Araripe, com a deposição da seqüência correspondente à Formação Abaiara, unidade que apresenta significativa variação faciológica lateral e vertical, distinguindo-se claramente do registro estratigráfico do estágio pré-rife.

O contato basal com a Formação Missão Velha é admitido como discordante em função da ausência de ostracodes da Zona *Theriosynoecum varietuberatum varietuberatum* (NRT-002), base do Andar Rio da Serra. Esta opção é baseada no trabalho de Coimbra *et al.* (2002), que apresenta a descrição mais completa do conteúdo paleontológico da Formação Abaiara. Segundo os referidos autores, o registro fossilífero é escasso e esparso na parte inferior da unidade, não ocorrendo espécies-índice em abundância, tendo sido encontrados os ostracodes *Cypridea sellata* VIANA e *Cypridea (Morininoidea) candeiensis* KRÖMMELBEIN, indicativos da Zona *Cypridea (Morininoidea) candeiensis* (NRT-003). Os ostracodes se tornam abundantes na parte superior da unidade, embora apresentem diversidade extremamente baixa. A ocorrência conjunta de *Theriosynoecum laciniatum* (KRÖMMELBEIN), *Cypridea (Morininoidea) grekoffy* KRÖMMELBEIN, *Tucanocypris camposi* KRÖMMELBEIN e *Cypridea tucanoensis* KRÖMMELBEIN indica

a posição bioestratigráfica na base da Zona *Paracypridea brasiliensis* Zone (NRT-004).

A ocorrência de isolada de *Cypridea vulgaris* Krömmelbein na parte superior da seção abre a possibilidade de que a sedimentação tenha se prolongado até a parte inferior do Andar Aratu, já que esta espécie é encontrada da base da Zona *Paracypridea brasiliensis* (NRT-004, topo do Andar Rio da Serra) até a Zona *Paracypridea obovata obovata* (NRT-005, base do Andar Aratu) nas bacias vizinhas do Recôncavo e Tucano, podendo ser considerada uma espécie-índice deste intervalo (Coimbra *et al.* 2002).

A Formação Abaiara é uma unidade que ainda necessita ser melhor caracterizada, sobretudo porque sua espessura é muito maior do que a seção de 115 m atravessada no poço 2-AP-1-CE, proposta como seção-tipo da unidade por Ponte e Appi (1990).

Nas proximidades da cidade de Abaiara, por exemplo, uma seção com espessura de cerca de 280 m foi levantada por Assine (1992). Folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com intercalações lateralmente descontínuas de camadas decimétricas de arenitos finos, predominam na base da seção, ao passo que arenitos finos predomina na parte superior. Lentes decamétricas de arenitos quartzosos finos a muito grossos, com níveis conglomeráticos, portadores de fragmentos de madeira silicificada, ocorrem intercaladas na seção.

Os arenitos finos a médios da parte superior estão dispostos em sets decimétricos a métricos, com estratificação cruzada cuneiforme tangencial na base. Estratos com estratificação cruzada recumbente e dobras convolutas são evidências de tectonismo contemporâneo à sedimentação (fig. 3). Intercalados nos arenitos encontram-se níveis decimétricos a métricos de folhelhos papiráceos verdes, freqüentemente portadores de ostracodes.

No grabén Crato-Juazeiro, seção mais representativa do Andar Aratu pode estar preservada, sendo inferidas espessuras da ordem de 400 m a partir de dados sísmicos. Poços perfurados para produção de água subterrânea na área de Juazeiro atravessaram seções portadoras de conglomerados e folhelhos verdes pertencentes à Formação Abaiara. Tratam-se de conglomerados polimíticos, com seixos e calhaus de rochas metamórficas e magmáticas, recentemente descritos em afloramentos existentes a sul da cidade de Missão Velha (fig. 3).

As associações faciológicas e o conteúdo fossilífero indicam sedimentação em tratos deposicionais continentais, num cenário onde lagos rasos são paulatinamente, porém, com freqüente recorrência

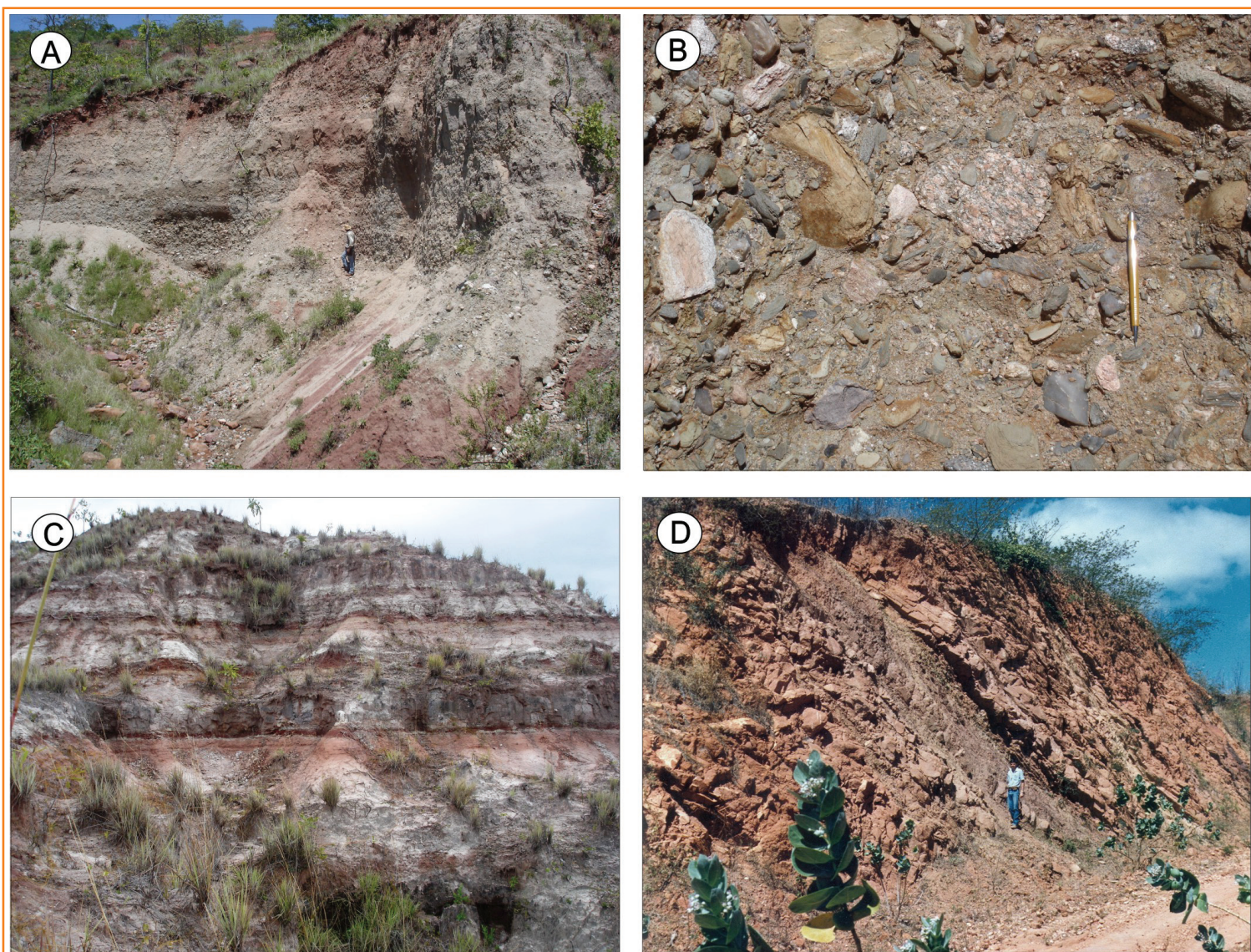


Figura 3 - Fácies da Formação Abaiara: a) conglomerados interestratificados com arenitos e folhelhos vermelhos; b) detalhe dos conglomerados polimícticos; c) ciclos fluviais com granodrecrescência ascendente; d) arenitos finos a médios, com intercalações de folhelhos verdes, basculados em zona de falha de direção NE.

Figure 3 – Abaiara Formation Facies: a) interstratified conglomerates with sandstones and red shales; b) detail of the polymictic conglomerates; c) fluvial cycles with fining upwards; d) fine to medium sandstones, interbedded with green shales, tilted along a NE fault zone.

ambiental, substituídos por planícies fluviais de canais entrelaçados. Paleocorrentes medidas nos arenitos fluviais mostram paleofluxo constante para SSW, permitindo concluir que o cenário paleogeográfico do Andar Dom João não foi alterado no Eocretáceo e que a Bacia do Araripe fazia parte de uma paleobacia hidrográfica cujos rios corriam para sul em direção à Bacia do Recôncavo-Tucano (Assine, 1994).

As sub-bacias do Cariri e de Feira Nova apresentam-se estruturadas em *horsts* e grábens definidos

por falhas normais de direção principal NE. Esta disposição enquadra-se no esquema tectônico de distensão regional NW-SE, apresentado por Matos (1992).

Como não foram encontradas até o momento seções pertencentes aos andares Buracica e Jiquiá, nem tampouco fácies de conglomerados de leques aluviais dominados por fluxos de detritos nos blocos baixos das falhas, com rejeitos que alcançam os 1.000 m no gráben de Crato-Juazeiro, considera-se que a estruturação rúptil, delineada em *horsts* e grábens,

foi em grande parte moldada por evento de tectônica predominantemente modificadora, possivelmente relacionado a um segundo pulso da fase rifte. Este evento não criou espaço de acomodação significativo, mas causou basculamentos generalizados das unidades das seqüências mais antigas, hoje preservadas nas sub-bacias do Cariri e de Feira Nova. Processos erosivos predominaram até o Eoaptiano, causando erosão dos blocos altos e peneplanização do relevo, posteriormente recoberto pelas unidades da seqüência pós-rifte I.

Superseqüência Pós-Rifte

Seqüência K40-K60

A seqüência neoaptiana-eoalbiana registra o advento do estágio pós-rifte na Bacia do Araripe, resultado de subsidência flexural térmica. A seqüência distingue-se estrutural e, estratigraficamente, das duas seqüências sotopostas, sobre as quais se assenta em discordância angular. Trata-se da discordância pré-Alagoas, uma descontinuidade regional reconhecida em todas as bacias da margem leste brasileira. Na Bacia do Araripe envolve uma lacuna no registro sedimentar cuja duração se estende do Andar Buracica ao Alagoas inferior. Na porção ocidental da bacia, onde as formações mais antigas estão ausentes, a seqüência repousa em discordância litológica diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano.

Constituída pelas formações Barbalha e Santana, a seqüência ocorre no sopé das escarpas, contornando a Chapada do Araripe e o morro-testemunho Serra da Mãozinha. No Vale do Cariri, apenas a Formação Barbalha, sua unidade inferior, encontra-se presente, ocorrendo descontinuamente na forma de terraços fluviais.

Na Formação Barbalha predominam arenitos com intercalações de folhelhos de colorações avermelhadas e de níveis delgados de conglomerados. Os arenitos são finos a médios, subarredondados a subangulares, em geral bastante friáveis, argilosos, às vezes com seixos dispersos e/ou portadores de feldspatos alterados e bolas de argila, ocorrendo dispostos em sets com 0,2 a 2,0 m de espessura, que invariavelmente apresentam estratificação cruzada planar ou acanalada.

O perfil estratigráfico vertical da Formação Barbalha compreende dois ciclos fluviais com granodensidade ascendente, cujos topos são marcados pela

presença de intervalos pelítico-carbonáticos lacustres. Este empilhamento, repetitivo em todos os perfis levantados no Vale do Cariri por Chagas (2006), também caracteriza o registro sedimentar preservado na sub-bacia de Feira Nova, como pode ser observado no intervalo 480 a 722 m do poço 2-AP-1-CE (fig. 2).

O primeiro ciclo se encerra com um intervalo de folhelhos betuminosos pretos, ricos em lâminas carbonáticas de origem algálica, coprólitos, ostracodes, restos de peixes (*Dastilbe elongatus*) e fragmentos vegetais carbonificados (fig. 4). Este intervalo, em meio ao qual encontra-se uma camada decimétrica de calcário com aspecto brechóide, mineralizado em sulfetos, foi denominado informalmente “seqüência plumbífera do Araripe” por Farina (1974). Com base no conteúdo palinológico, Lima e Perinotto (1984) atribuíram idade neoaptiana para o intervalo, o que foi confirmado posteriormente por Hashimoto *et al.* (1987), que formalizaram a denominação “Camadas Batateira” para o intervalo em questão, posicionando-o na biozona P-270.

Devido à sua grande extensão lateral e pequena espessura (<10 m), as Camadas Batateira constituem marco estratigráfico de importância regional na Bacia do Araripe. Sua presença foi constatada também nos 14 poços perfurados no Vale do Cariri, entre Crato e Jardim, no âmbito do Projeto Santana II da Companhia de Recursos Minerais (CPRM) (Scheid *et al.* 1978). Representam o registro da implantação do primeiro sistema lacustre na bacia caracterizado por condições de anoxia, o que ensejou a preservação de significativa quantidade de matéria orgânica.

Hashimoto *et al.* (1987) correlacionaram as Camadas Batateira com as Camadas Trairi da Bacia do Ceará e com as Camadas Ponta do Tubarão da Bacia Potiguar, o que reforça a importância das três camadas como marcos estratigráficos para suas respectivas bacias. Independente da acuracidade da correlação, o fato é que as Camadas Batateira constituem um marco estratigráfico de importante evento regional na bacia, o que justifica a manutenção da denominação Batateira na acepção original de Hashimoto *et al.* (1987). Desta forma, optou-se pela utilização da denominação Formação Barbalha (Assine 1992) para designar todo o conjunto de estratos neoaptianos, do qual as Camadas Batateira fazem parte, abandonando-se a denominação Formação Rio da Batateira de Ponte e Appi (1990).

Arenitos grossos e conglomerados fluviais sobrepõem as Camadas Batateira em contato erosivo, representando o início do segundo ciclo sedimentar da Formação Barbalha (Chagas *et al.*, no prelo). Em direção ao topo, os arenitos se tornam mais finos, com interca-

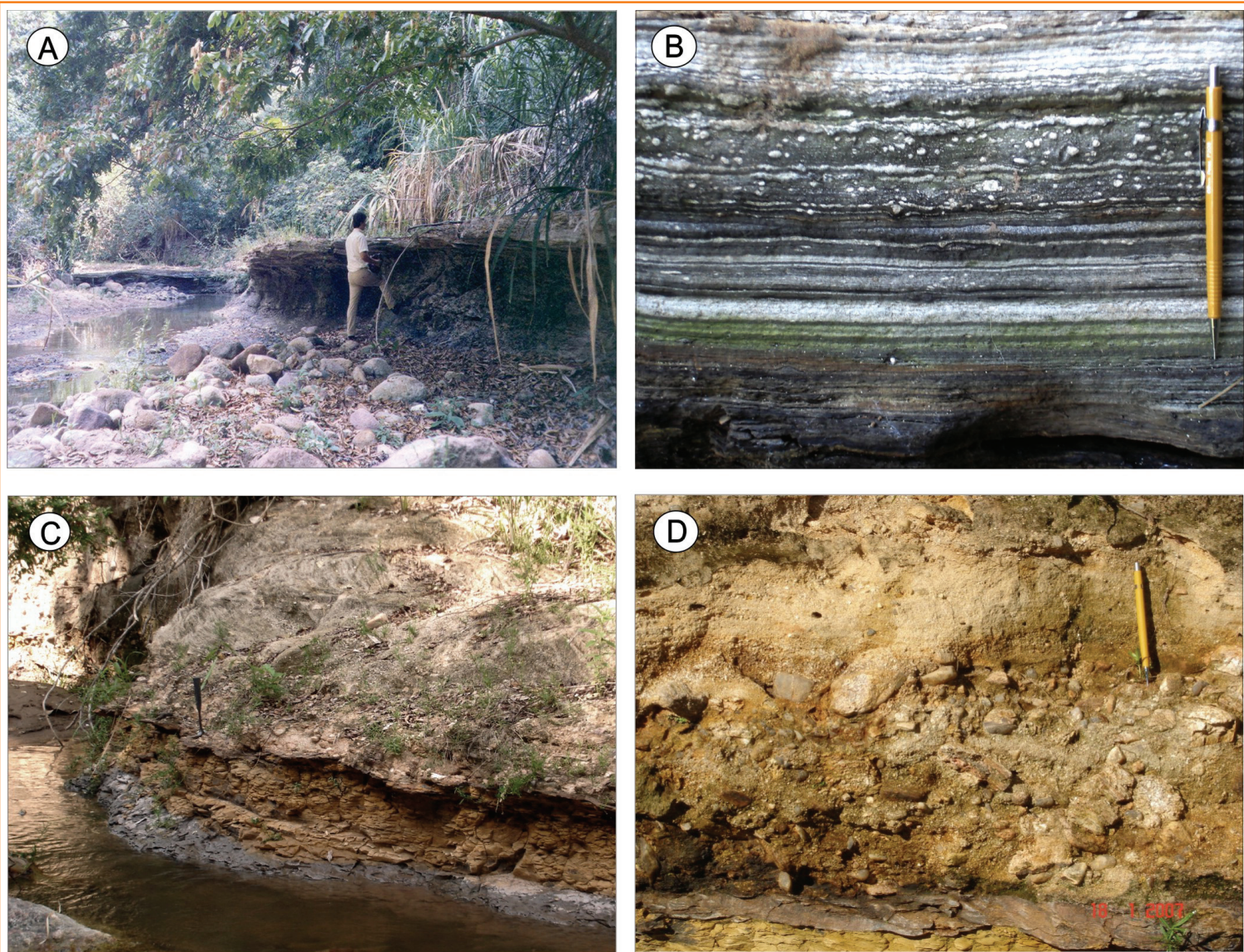


Figura 4 - Camadas Batateira: a) Exposição no rio da Batateira, onde folhelhos pretos são sobrepostos por uma camada de calcário brechóide com cerca de 30 cm de espessura; b) detalhe dos folhelhos pretos com intercalações de lâminas de calcários microbiais e de níveis com coprólitos e ostracodes; c) base do segundo ciclo, onde conglomerados e arenitos truncam em contato erosivo as Camadas Batateira; d) detalhe dos ortoconglomerados polimíticos sobre os folhelhos.

Figure 4 – Batateira Layers: a) Batateira River exhibition, where black shales are superimposed by a layer of breccoid limestone of around 30cm thick; b) detail of black shales interbedded with microbial limestone interclasts and levels with coprolites and ostracodes; c) second cycle base, where conglomerates and sandstones end in erosive contact with the Batateira Layers; d) detail of the polymictic orthoconglomerates over the shales.

lações de folhelhos calcíferos de cor verde que se tornam dominantes no topo da Formação Barbalha.

O segundo ciclo de granodecrescência ascendente termina com os calcários micríticos laminados do Membro Crato da Formação Santana, que formam bancos descontínuos com espessuras que ultrapassam duas dezenas de metros, interdigitados lateralmente com folhelhos verdes. O registro fóssilífero é abundante e muito diversificado (Mabesoone e Tinoco, 1973), estando pre-

sentes, entre outros, em insetos, ostracodes, crustáceos, aracnídeos, pequenos peixes (pouca diversidade, sobressaindo-se o onipresente *Dastilbe elongatus*), quelônios, lagartos e pterossauros. Rica associação fóssilífera nos calcários laminados e folhelhos associados, caracterizada pela ausência de formas marinhas, indica ambientes de sedimentação lacustres (Newmann, 1999).

Sobre a seção de calcários laminados ocorrem camadas descontínuas de gipsita, com espessura má-

xima da ordem de 30 m, em associação faciológica com folhelhos verdes e pretos. A gipsita apresenta-se sob a forma laminada primária com cristais colunares dispostos em paliças (*palisades*). Gipsita secundária é representada pelas variedades alabastro, porfiroblástica (rosetas de selenita) e nodular. Variedades fibrosas constituem a última geração, sendo produto de recristalização durante processos de diagênese (Silva, 1988). Embora haja várias ocorrências no Vale do Cariri, as camadas de gipsita concentram-se, sobretudo, na porção oeste da bacia, de Ipubi a Araripina no Estado de Pernambuco, principal área produtora do país.

A descontinuidade das camadas (lentes), a existência de intercalações de folhelhos portadores de conchostráceos e a íntima associação com folhelhos pirobetuminosos pretos, ricos em ostracodes não-marinhos e fragmentos vegetais carbonificados, apontam no sentido de que a paleogeografia não era a de uma ampla bacia evaporítica marinha. A interpretação assumida é de que os evaporitos foram originados em ambientes costeiros (supramaré), sujeitos a variações relativas do nível do mar, em condições de clima árido a semi-árido. As características mineralógicas, dimensões, natureza e geometria dos jazimentos, indicam sistemas deposicionais similares às modernas salinas do sul da Austrália. Estas constituem ambientes costeiros subaquosos, sem conexão com o mar, com dimensões individuais da ordem de dezenas a centenas de quilômetros quadrados, preenchidas por gipsita laminada com espessuras que ultrapassam uma dezena de metros (Warren e Kendall, 1985).

As camadas de gipsita formam o Membro Ipubi da Formação Santana de Beurlen (1971). Entretanto, seu reconhecimento no campo e em poços é difícil, tendo em vista a descontinuidade das camadas e a dificuldade em se estabelecer os limites do membro quando os evaporitos não estão presentes. Tais dificuldades resultam do fato de que a subdivisão da Formação Santana em membros Crato, Ipubi e Romualdo (Beurlen, 1971) não é inteiramente apropriada, pois foi baseada em critérios ambientais e não em bases litoestratigráficas (Lima, 1979). No entanto, tendo em vista que as camadas de gipsita são de idade neoptiana e cronocorrelatas aos evaporitos das bacias marginais (Regali, 1989), e que constituem importante marco estratigráfico na bacia, propõe-se a reclassificação da denominação para "Camadas Ipubi", posicionadas estratigraficamente no topo do Membro Crato.

O topo do Membro Crato, redefinido com a inclusão da associação que contém as camadas de gipsita, é marcado por descontinuidade erosiva de

curta duração, caracterizando um contato diastêmico com o Membro Romualdo. Na área de Santana do Cariri (CE), como por exemplo na mina Pedra Branca, em Nova Olinda, arenitos e conglomerados aluviais, com geometrias canalizadas e padrão de afinamento textural para o topo, presentes na base do Membro Romualdo, truncam as camadas de gipsita e de folhelhos pretos geneticamente associados aos evaporitos. Na parte oeste da bacia, como na mina de Lagoa de Dentro em Araripina (PE), existem evidências de retrabalhamento com a presença de delgado nível de paraconglomerados acima dos evaporitos. Segundo Silva (1986), esta descontinuidade pode ser identificada também nas áreas onde os evaporitos não se encontram presentes, sendo reconhecida pela presença de superfícies de paleocaliche e de camada fina de conglomerados sobreposta aos folhelhos do Membro Crato.

A parte inferior do Membro Romualdo é caracterizado pela presença de arenitos interestratificados com folhelhos, bem expostos em seção levantada na antiga mina de gipsita na localidade de Romualdo, entre Crato e Barbalha (Chagas, 2006). Para o topo, o empilhamento é transgressivo e os arenitos costeiros cedem lugar a uma seção de folhelhos verdes, ricos em ostracodes. Segundo Arai e Coimbra (1990), os folhelhos recuperados nos testemunhos do poço 2-AP-1-CE apresentam uma assembléia fóssil composta por grãos de pólen, esporos, dinoflagelados, ostracodes, foraminíferos e moluscos típicos de ambientes costeiros mixohalinos, tais como estuários e lagunas, mas a ocorrência do gênero *Spiniferites* MANTELL and *Subtilisphaera* JAIN and MILLEPIED indica inquestionável influência marinha.

Os folhelhos adquirem, progressivamente em direção ao topo, colorações mais escuras, culminando com um intervalo de cerca de 20 m de folhelhos cinza escuros e pretos, ricos em matéria orgânica, caracterizado pela presença de um nível com concreções fossilíferas que alcança cerca de 5 m de espessura na borda leste da Chapada do Araripe. O nível de concreções ocorre em toda a bacia, constituindo também um importante marco estratigráfico, possível registro de evento de mortandade em massa. As concreções encerram rica paleoictiofauna considerada marinha (Silva Santos e Valença, 1968), havendo também a presença de tartarugas marinhas (Price, 1973) e pterossauros (Price, 1971; Campos e Kellner, 1985).

Alguns metros acima do nível das concreções destaca-se a existência de uma camada de coquinas, que pode atingir um metro de espessura. A presença

de moluscos marinhos (turrítelídeos) e de equinóides (Beurlen, 1966) confirma, inquestionavelmente, as condições marinhas francas. Trata-se de um nível reconhecível em toda a área, mesmo nos limites ocidentais da bacia como mostram os perfis de Sales (2005), que interpretou tais depósitos como tempestitos. As coquinas são *lags* residuais e seu contato basal é aqui interpretado na superfície de ravinamento por onda, correspondendo o nível de coquinas à superfície de inundação máxima na seqüência.

Para o topo, interdigitados aos folhelhos, paulatinamente voltam a ocorrer siltitos e arenitos com fósseis de água doce, como conchostráceos e moluscos (Beurlen, 1971), caracterizando condições regressivas ao final da seqüência. Esta seção superior da Formação Santana nem sempre ocorre, podendo estar ausente devido à erosão durante a geração de discordância que a separa das seqüências sobrepostas.

A seção superior da Formação Santana, em particular nos arredores da cidade de Arajara, é caracterizada por intercalações de arenitos finos com lâminas e clastos de argila nos *foresets* e nos limites dos *sets*. Esta seção foi correlacionada, por Ponte e Appi (1990), à seção de ritmitos e arenitos que ocorre no extremo oeste da bacia, classificada inicialmente como o membro inferior da Formação Exu (Beurlen, 1963). Para ambas as seções foi cunhada a denominação Formação Arajara (Ponte e Appi, 1990), com seção-tipo no intervalo de 237 m a 337 m do poço 2-AP-1-CE. Desde sua proposição, muitos autores têm feito referência à Formação Arajara, adotando-a em seus trabalhos, sem nenhum questionamento quanto à propriedade da proposição. Não há, entretanto, correspondência estratigráfica entre a seção do Vale do Cariri e a da porção oeste da bacia, porque inclusive as duas são de idades distintas. Tendo em vista as considerações apresentadas acima, a conclusão é de que a manutenção da Formação Arajara não é sustentável, sugerindo-se o seu abandono (Assine *et al.* 2006).

Paleocorrentes medidas na Formação Barbalha, unidade basal que registra a sedimentação fluvial no início do ciclo, revelaram mergulho deposicional para SW. Paleofluxos similares foram constatados por Rolim e Mabesoone (1982) na Formação Marizal (Bacia de Tucano), uma unidade lito, crono e geneticamente correlata à Formação Barbalha. Isto indica que os eventos tectônicos da fase rifte não alteraram significativamente a paleodrenagem continental, que continuou a fluir em direção às bacias da margem leste.

Calcários laminados, litológica e paleontologicamente semelhantes aos do Membro Crato, capeiam a Serra de Tonã, situada na porção norte da Bacia do Tucano (Rolim, 1984), mostrando que os sistemas lacustres, que deram origem ao Membro Crato, ocupavam expressiva área a sul do Lineamento de Pernambuco.

A transgressão marinha eoalbian, ensejada pela continuidade da subsidência e da elevação global do nível do mar, atingiu também o interior da Região Nordeste do Brasil. Registros cretáceos marinhos restringem-se, entretanto, apenas àqueles do Membro Romualdo da Formação Santana. A reconstrução paleogeográfica neste intervalo de tempo é matéria controversa, tendo sido já aventados sentidos de ingressão marinha a partir da Bacia de Sergipe-Alagoas, a partir da Bacia Potiguar e a partir da Bacia do Parnaíba.

Considerando que as paleocorrentes fluviais das formações Barbalha (Bacia do Araripe) e Marizal (Bacia de Tucano) indicam paleodrenagem para sudeste, o caminho mais natural para a ingressão é justamente no sentido oposto ao da paleodrenagem continental, ou seja, de SSE para NNW. Esta interpretação é corroborada por Santos (1982), para quem, em direção a oeste da bacia, estão representadas apenas seções cada vez mais novas, o que denota *onlap* de leste para oeste. A Formação Barbalha e os calcários laminados do Membro Crato não ocorrem na porção oeste da bacia, sendo freqüente a seqüência se iniciar com camadas de gipsita alojadas em paleodepressões do embasamento cristalino. No extremo oeste da bacia, depósitos marinhos, representados por folhelhos com concreções e coquinas com equinóides, constituem o único registro da seqüência, testemunhando, assim, o alcance da transgressão marinha eoalbian no interior do Nordeste.

A extensão geográfica original da seqüência era maior que sua atual área de ocorrência, sendo testemunhos a Bacia de Socorro na fronteira dos estados de Pernambuco e do Piauí e a morro testemunho da Serra Negra na Bacia de Jatobá, onde a seqüência encontra-se quase que completamente preservada, inclusive em cotas altimétricas similares às da Chapada do Araripe (Braun, 1966; Mabesoone e Tinoco, 1973).

A seqüência neoaptiana-eoalbian materializa um ciclo transgressivo-regressivo, reflexo de subsidência térmica e de eventos eustáticos globais de elevação do nível do mar, que criaram espaço de acomodação para a deposição e preservação de

depósitos marinhos no interior do Nordeste. Trata-se de um ciclo quase completo, uma vez que é truncado no topo, faltando as fácies aluviais dos tratos de sistemas de mar alto do final do ciclo.

Seqüência K70-K80

Enquanto a Seqüência K40-K60 (pós-rifte I) é correlacionável com seqüências de bacias da margem leste no que concerne a aspectos litológicos, paleontológicos e genéticos, os depósitos aluviais neocretáceos da Bacia do Araripe destoam completamente do registro das bacias marginais do Nordeste, que são caracterizadas por condições marinhas transgressivas até o final do Cretáceo.

Fazem parte desta seqüência duas unidades com características litológicas distintas, separadas por discordância erosiva, inicialmente referidas como membros inferior e superior da Formação Exu (Beurlen, 1963; Mabesoone e Tinoco, 1973). No presente trabalho, como em Ponte e Appi (1990), a denominação Exu é usada para designar apenas o membro superior.

A seção correspondente ao que foi denominado membro inferior da Formação Exu é restrita à porção oeste da bacia e é constituída por associação de fácies heterolíticas, caracterizada por grande diversidade de litotipos, recorrentes e geneticamente relacionados. Com base em 141 espécies reconhecidas, das quais 18 não ocorrem na Formação Santana, em especial de polens tricolpados, considerados o primeiro registro indubitável da presença de angiospermas na área, Lima (1978) concluiu que a associação palinológica presente é consideravelmente distinta e mais evoluída que as da Formação Santana, sendo dela separada por discordância. Com base na associação reconhecida, considerou que a seção é de idade mesoalbiana e que o clima era quente e árido.

Como discutido anteriormente, esta seção inferior, atravessada pelo poço 2-AP-1-CE na profundidade de 237 a 337 m, não apresenta correlação estratigráfica com a seção de topo da Formação Santana, como se apresenta na parte leste da bacia, de forma que foi sugerido o abandono da denominação Arajara para designá-la. Por outro lado, considerando o fato de que constitui uma unidade distinta e mapeável, de importância para o entendimento da evolução da bacia, e que tem sua melhor área de exposição nos arredores de Araripina, propõe-se a denominação Formação Araripina para a mesma. A denominação Formação Araripina foi proposta ante-

riormente por Silva (1986) para designar o conjunto dos membros Crato e Ipubi, mas tal proposição trouxe mais confusão à nomenclatura estratigráfica, não tendo sido adotada por outros autores.

As melhores exposições da Formação Araripina encontram-se em cortes da rodovia BR-316, nas escarpas da chapada a leste e a oeste de Marcolândia (divisa entre Pernambuco e Piauí (PE/PI)). A formação é constituída por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos, de colorações avermelhadas, arroxeadas e amareladas, neles ocorrendo intercalados corpos lenticulares de arenitos médios a grossos, com espessuras que ultrapassam três metros. Estruturas de sobrecarga, como pseudonódulos e almofadas, e estruturas em chama são comuns na associação, sendo a presença de truncamentos na estratificação uma característica marcante, constituindo diastemas angulares internos à unidade. Os ritmitos também podem apresentar dobramentos convolutos gerados por deformação penecontemporânea e intervalos constituídos por brechas intraformacionais com clastos de ritmitos (fig. 5). Exceto os palinomorfos descritos por Lima (1978), não foram encontrados fósseis na unidade, cuja faciologia é condizente com sedimentação em planícies de leques aluviais.

Os truncamentos internos e as deformações existentes na seção heterolítica da Formação Araripina sugerem tectônica sindeposicional, evidenciada também pelo fato de a unidade encontrar-se intensamente fraturada. Este evento tectônico mesoalbiano afetou os estratos subjacentes da Formação Santana, como pode ser observado nas minas de Lagoa de Dentro e Rancharia, a sul de Araripina (PE), onde toda a formação apresenta-se basculada com até 20° de mergulho. Destaca-se que a Bacia do Araripe, na sua porção oeste, recobre terrenos pré-cambrianos cortados por falhas SW relacionadas à terminação oeste das estruturas do Lineamento da Paraíba.

Este evento tectônico, que não se prolongou com a mesma intensidade até o tempo de sedimentação da Formação Exu, já que esta se apresenta muito menos deformada e quase subhorizontalizada, pode estar relacionado à uma mudança no regime de esforços no interior do Nordeste, decorrente da mudança do pólo de rotação da deriva dos continentes africano e sul-americano, datada em cerca de 106 Ma por Rabinowitz e Labrecque (1979).

Evidências de tectonismo albiano são encontradas de forma inequívoca na Bacia de Pernambuco, onde a sucessão vulcano-sedimentar da Formação Cabo constitui a seqüência rifte. A Província

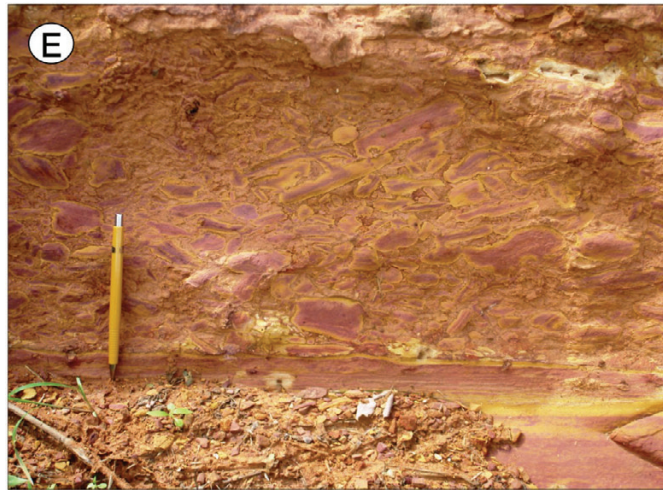
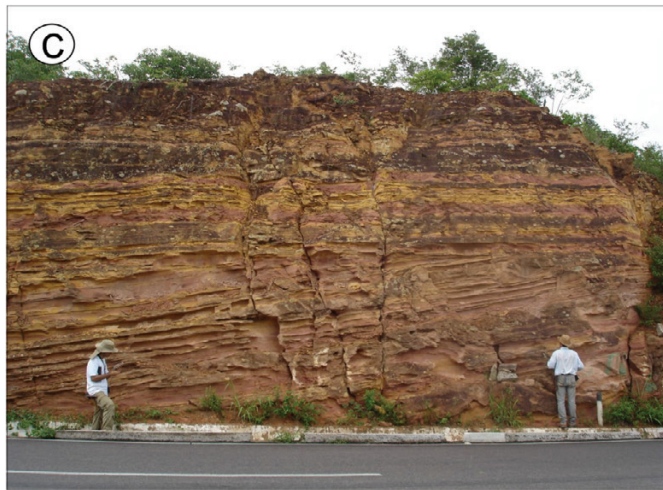


Figura 5 - (a e b) A Formação Arapina é superposta em desconformidade pela Formação Exu; c) a unidade mostra evidências de tectonismo sindeposicional, como a presença de truncamentos na estratificação, bem como de fraturamentos mais jovens; d) arenitos finos a grossos, intercalados nos ritimitos, apresentam estruturas de correntes unidirecionais; e) destaca-se a presença de conglomerados intraformacionais; f) dobras convolutas penecontemporâneas.

Figure 5 – (a and b) The Arapina Formation is superimposed in nonconformity by the Exu Formation; c) the unit shows evidence of sindepositional tectonism, as the presence of truncated stratification, as well as younger fractures; d) fine to coarse sandstones, interspersed in the rhythmites, present unidirectional current structures; e) highlight of the presence of intraformational conglomerates; f) penecontemporaneous convoluted folds.

Magmática do Cabo (Nascimento *et al.* 2004) comporta rochas básicas a intermediárias (basaltos a traqui-andesitos) e ácidas (riolitos, traquitos e granitos). Idades do Granito do Cabo de 105 ± 2 Ma (Long *et al.* 1986) e de 102 ± 1 Ma (Nascimento *et al.* 2004) comprovam ativação magmática no Albiano.

Os arenitos fluviais da Formação Exu recobrem em discordância erosiva a Formação Araripina em alguns locais em com pequena angularidade, representando um novo evento tectono-sedimentar. Na porção oeste da bacia, o arranjo estratigráfico é de ciclos com granodecrescência ascendente, com delgados níveis de conglomerados e/ou arenitos conglomeráticos na base, superpostos por arenitos grossos com estratificação cruzada planar e acanalada, dispostos em sets decimétricos a métricos. Fácies pelíticas de planície de inundação ocasionalmente ocorrem Intercaladas nos arenitos, às vezes preenchendo canais abandonados. Na porção leste da bacia, os arenitos são mais grossos e imaturos, com maior frequência de níveis conglomeráticos, apresentando estratificações cruzadas planares e/ou acanaladas, numa associação de fácies característica de sistemas fluviais entrelaçados.

Até o momento, somente traços fósseis sem valor cronoestratigráfico foram encontrados na Formação Exu, de forma que sua idade ainda está por ser definida com mais precisão. Por correlação com as formações Açu (Bacia Potiguar) e Itapecuru (Bacia do Parnaíba), a Formação Exu é posicionada no intervalo do Albiano ao Cenomaniano.

O padrão de paleocorrentes nos arenitos da Formação Exu indica mergulho deposicional para oeste, numa mudança paleogeográfica notável em relação ao padrão das seqüências pré-rifte, rifte e pós-rifte I. O retorno às condições de sedimentação continental na Bacia do Araripe foi resultado de soerguimento epirogênico da região Nordeste do Brasil a partir do Albiano. Este soerguimento foi diferenciado, com basculamento para oeste, promovendo uma reestruturação completa da paleodrenagem continental no interior do Nordeste, que passou a fluir para oeste em direção à Bacia do Parnaíba.

A interpretação de soerguimento da porção oriental da Província Borborema na Albiano encontra suporte nos eventos tectono-magmáticos ocorridos na Bacia de Pernambuco, que resultou no alojamento do plúton granítico do Cabo, em nível crustal raso (Long *et al.* 1986) e no aumento do fluxo de calor que deu origem à sucessão vulcano-sedimentar da seqüência rifte. Com o soerguimen-

to, a área leste da região Nordeste passou a ser fonte de sedimentos para unidades siliciclásticas de bacias adjacentes, tais como a Formação Açu da Bacia Potiguar, o Membro Angico (Formação Riachuelo) da Bacia de Sergipe/Alagoas e a Formação Exu da Bacia do Araripe.

considerações finais

Com base em dados de traços de fissão, Moraes Neto *et al.* (2005) interpretaram evento de resfriamento térmico iniciado entre 90 e 100 Ma. Durante o Neocretáceo, portanto, a subsidência deve ter continuado na Bacia do Araripe. Desta forma, a espessura atual da Formação Exu pode representar apenas fração da espessura original. O evento de resfriamento antecedeu a geração da superfície de aplainamento sul-americana, cujo modelado final deu-se no início do Paleoceno e à qual está associada intensa laterização presente nos arenitos do topo da Formação Exu.

No Paleógeno houve novo soerguimento, que alçou a superfície sul-americana a altitudes que alcançaram os 1.000 m no interior do Nordeste do Brasil. Com a elevação regional, processos de denudação do relevo passaram a ter maior intensidade e a superfície foi sendo rapidamente dissecada. Cessado o soerguimento, processos de denudação continuaram atuando em novo período de resfriamento, iniciado no final do Eoceno, a partir de 40 Ma (Moraes Neto *et al.* 2005), resultando na atual geomorfologia do interior do Nordeste do Brasil, onde relevos residuais, tais como a Chapada do Araripe, testemunham a grande extensão original da superfície sul-americana. Como produto da erosão dos relevos escarpados, depósitos de leques aluviais são encontrados no entorno da chapada, especialmente no Vale do Cariri, recobrando parcialmente unidades das seqüências pré-rifte, rifte e pós-rifte I, e dificultando seu reconhecimento e mapeamento.

agradecimentos

O autor é grato a Edison José Milani, Gilmar Vital Bueno, Juliano Stica e Hamilton Ducan Rangel,

pelo convite para submissão deste trabalho e pelas sugestões apresentadas ao texto. A Norberto Morales, Bruno César Araújo e Francisco Idalécio de Freitas, pela colaboração em trabalhos de campo e discussões sobre a geologia da bacia, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) (proc. 2004/15786-0) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (proc. 476727/2004-9 e 308724/06-2) pelo apoio à pesquisa na Bacia do Araripe.

referências bibliográficas

- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. **Revista Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 7-15, 2006.
- ARAI, M.; COIMBRA, J. C. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., 1990, Crato. **Anais**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1990. v. 1. p.225-239.
- ASSINE, M. L. **Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil)**. 1990. 124 p. il. Tese (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1990.
- ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 3, p. 289-300. 1992.
- ASSINE, M. L.; MORALES, N.; CHAGAS, D. B. D.; FREITAS, F. I. Formação Arajara da Bacia do Araripe: fato ou ficção? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Bahia: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. v. 1, p. 103.
- ASSINE, M. L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 1-10, dezembro de 1994.
- BEURLEN, K. A geologia da Chapada do Araripe. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v. 34, n. 3, p. 365-370, 1962.
- BEURLEN, K. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17., 1963, Recife. **Anais**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia/SUDENE, 1963. Suplementos, p. 47.
- BEURLEN, K. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 389, p. 455-464, 1966.
- BEURLEN, K. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, p. 411-415, 1971.
- BRAUN, O. P. G. **Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, 1966. 75 p. (DPNM. DGM. Boletim, 236).
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: [s.n.], 2000, p. 151-182. International Geological Congress, 31., 2000, Rio de Janeiro).
- CAMPOS, D. A., KELLNER, A. W. A. **Panorama of the flying reptiles study in Brazil and South America**. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57, n. 4, p. 453-466, 1985.
- CAPUTO, M. V.; CROWELL, J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. **Geological Society of American. Bulletin**, Boulder, v. 96, p. 1020-1036, 1985.
- CARVALHO, I. S.; VIANA, M. S. S.; LIMA FILHO, M.

- F. Os icnofósseis de dinossauros da Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior, Ceará-Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 67, p. 433-442, 1995.
- CHAGAS, D. B. **Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: reavaliação e propostas para revisão**. 2006. 112 f. il. Tese (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.
- CHAGAS, D. B.; ASSINE, M. L.; FREITAS, F. I. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências**, São Paulo, v. 26, n. 4, 2007. No prelo.
- COIMBRA, J. C.; ARAI, M.; CARREÑO, A. L. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. **Geobios**, Paris, v. 35, n. 6, p. 687-698, Nov./Dec. 2002.
- FARINA, M. Seqüência plumbífera do Araripe - mineralização sulfetada no Cretáceo sedimentar brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 6, p. 61-77.
- GARCIA, A. J. V.; WILBERT, A. Paleogeographic evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. In: EMBRY, A. F.; BEAUCHAMPS, B.; GLASS, D. J. (Ed.) **Pangea: global environments and resources**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1995, p. 123-130. (CSPG. Memoir 17).
- GASPARY, J.; ANJOS, N. F. R. **Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte**: Ceará. Recife: SUDENE, 1964. p. 25. (Hidrogeologia, 3).
- GHIGNONE, J. I. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 21-28.
- GHIGNONE, J. I.; COUTO, E. A.; ASSINE, M. L. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiania. **Anais**. Goiania: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 1, p. 271-285.
- HASHIMOTO, A. T.; APPI, C. J.; SOLDAN, A. L.; CERQUEIRA, J. R. O neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 118-122, 1987.
- KELLNER, A. W. A.; CAMPOS, D. A. Brief review of dinosaur studies and perspectives in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 72, p. 509-538, 2000.
- LIMA, M. R. Considerações sobre a subdivisão estratigráfica da Formação Santana - Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 9, n. 2, p. 116-121, 1979.
- LIMA, M. R.; PERINOTTO, J. A. J. Palinologia de sedimentos da parte superior da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe. **Revista Geociências**, São Paulo, v. 3, p. 67-76, 1984.
- LONG, L. E.; SIAL, A. N.; EKVANIL, H. E.; BORBA, G. S. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho – Northeast Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Heidelberg, v. 92, n. 3, p. 341-350, Sep. 1986.
- MABESOONE, J. M.; TINOCO, I. M. Paleogeology of Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 14, n. 2, p. 87-118, 1973.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, Washington, DC., v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
- MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 113-119, nov. 2005/maio 2006.
- NASCIMENTO, M. A. L.; SOUZA, Z. S.; LIMA FILHO, M. F.; JARDIM DE SÁ, E. F.; CRUZ, L. R.; FRUTUOSO

- JÚNIOR, L. J.; ALMEIDA, C. B.; ANTUNES, A. F.; SILVA, F. C. A.; GUEDES, I. M. G. Relações estratigráficas da Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 14, p. 3-19, 2004.
- NEUMANN, V. H. M. L. **Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de lá Cuenca de Araripe (Nororeste do Brasil)**. 1999. Tese (Doutorado) – Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, 1999.
- PONTE, F. C.; APPI, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 1, p. 211-226.
- PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. Recife: DNPM, 1996, 68p.
- PRICE, L. I. A presença de Pterosauria no Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, suplemento, p. 451-461, 1971.
- PRICE, L. I. Quelônio Amphychelidia no Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 3, n. 2, p. 84-95, 1973.
- RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. **The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins**. Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002, 1979.
- RAND, H. M.; MANSO, V. A. V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 4, p. 2011-2016.
- REGALI, M. S. P. A idade dos evaporitos da plataforma continental do Ceará, Brasil, e sua relação com os outros evaporitos das bacias nordestinas. **Boletim do IG-USP**, São Paulo, v. 7, Publicação Especial, p.139-143, 1989.
- ROLIM, J. L. **Seqüência clástica e carbonática da Serra do Tonã, Macururé, Estado da Bahia**. 1984. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1984.
- ROLIM, J. L.; MABESOONE, J. M. Um modelo de grande rio para as bacias rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Purbeckiano-Aptiano, Nordeste do Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 4, p. 1406-1412.
- SALES, A. M. F. **Análise tafonômica das ocorrências fossilíferas de macroinvertebrados do Membro Romualdo (Albiano) da Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: significado estratigráfico e paleoambiental**. 2005. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- SANTOS, M. E. M. Ambiente deposicional da Formação Santana, Chapada do Araripe (PE/PI/CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 4, p. 1412-1426.
- SCHEID, C., MUNIS, M. B., PAULINO, J. **Projeto Santana. Relatório Final da Etapa II**. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Superintendência Regional de Recife, 1978.
- SILVA, M. A. M. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 306-310, 1986.
- SILVA, M. A. M. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p. 53-63, 1988.

SILVA SANTOS, R.; VALENÇA, J. G. A Formação Santana e sua paleoictiofauna. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 40, n. 3, p. 339-360, 1968.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica: guia de nomenclatura estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 370-415, 1986.

WARREN, J. K.; KENDALL, C. S. S. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) setting - modern and ancient. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 69, n. 6, p. 1013-1026, 1985.

