

Bacia do Parnaíba

**Pekim Tenório Vaz¹, Nélio das Graças de Andrade da Mata Rezende²,
Joaquim Ribeiro Wanderley Filho³, Walter Antônio Silva Travassos³**

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

Keywords: Parnaíba Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

Nos textos geológicos mais antigos, a Bacia do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. Ocupa uma área de cerca de 600 mil km² da porção noroeste do Nordeste brasileiro e, no depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 3.500 m. Esta bacia foi, e continua sendo, objeto de estudos sedimentológicos, estratigráficos, geofísicos e de recursos minerais e energéticos. Geocientistas da Petrobras, da Companhia de Recursos Minerais (CPRM), do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), de diversas universidades e em-

presas realizaram pesquisas básicas e prospecções nessa bacia, e são muitos os trabalhos publicados, tendo-se como referências importantes as seguintes: Lisboa (1914), Plummer (1948), Mesner e Wooldridge (1964), Caputo (1984), Della Fávera (1990) e Rodrigues (1995).

origem

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida

¹ Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Amazônia/Exploração/Sedimentologia e Estratigrafia
e-mail: pekimvaz@petrobras.com.br

² Ex-funcionário

³ Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Amazônia/Exploração/Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica

e Carneiro, 2004). Por correlação com os litotipos existentes nas faixas de dobramentos, maciços medianos e outras entidades complexas situadas nas bordas ou proximidades da Bacia do Parnaíba se deduz que o substrato dessa bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo – do Arqueano ao Ordoviciano; porém, possivelmente predominem rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do Paleozóico, que corresponde ao tempo de consolidação dessa plataforma. A origem ou subsidência inicial da Bacia do Parnaíba provavelmente esteja ligada às deformações e eventos tectônicos fini- e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao Estádio de Transição da plataforma, utilizando-se a terminologia de Almeida e Carneiro (2004). Estruturas grabeniformes interpretadas (com base em dados de sísmica, gravimetria e magnetometria) no substrato da Bacia do Parnaíba, segundo Oliveira e Mohriak (2003), teriam controlado o depocentro inicial dessa bacia. Ademais, esses sítios deposicionais, ou riftes precursores da Bacia do Parnaíba, seriam correlacionáveis ao Gráben Jaibaras e também a outros grábens, como, por exemplo, Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema, que foram gerados num sistema de riftes do final do Proterozóico-início do Paleozóico.

estruturas maiores

Os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira são as três feições morfo-estruturais mais notáveis da bacia, sendo essa última a mais proeminente, atravessando toda sua porção nordeste e sul-sudeste. As mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram importantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior. O Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição flexural positiva relacionada com a abertura, no Mesozóico, do Oceano Atlântico Equatorial, define o limite norte da Bacia do Parnaíba, onde o rifteamento Atlântico quebrou a conexão então exis-

tente dessa imensa sinéclise com bacias análogas que, atualmente, estão assentadas no noroeste da África (Milani e Thomaz Filho, 2000). Acrescentando-se blocos falhados de pequenos rejeitos, assim como também dobras e outras estruturas resultantes da intrusão de corpos ígneos mesozóicos nas camadas sedimentares, delinea-se o panorama estrutural fundamental dessa bacia.

embasamento

Duas unidades sedimentares fazem parte do embasamento da Bacia do Parnaíba:

a) Formação Riachão, conforme amostras de poços, é composta de grauvacas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos. Esses depósitos imaturos são considerados de idade proterozóica média ou superior, por correlação com coberturas plataformais dos Cratons Amazônico e do São Francisco;

b) Grupo Jaibaras, aflorante no leste-nordeste da bacia e que, em subsuperfície, interpretado por correlação àquelas áreas, ocorre preenchendo calhas grábeniformes sugeridas por dados geofísicos e ainda não amostradas por poços. Estima-se uma idade cambro-ordoviciana para esse pacote que, registra, na área em discussão, as atividades finais do Ciclo Brasileiro (Oliveira e Mohriak, 2003). Considerando-se que o Grupo Jaibaras (depósitos fluviais, aluviais, lacustres) provavelmente esteja ligado à gênese da Bacia do Parnaíba, foi decidido representá-lo na presente carta.

registro sedimentar

A sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia do Parnaíba pode ser disposta em cinco superseqüências: Siluriana, Mesodevonian-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas. No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras seqüências situam-se no Estádio de Estabilização e as discordâncias que lhe dizem respeito têm suas gêneses em parte relacionadas às flutuações dos elevados níveis eustáticos dos mares

epicontinentais do Eopaleozóico. As transgressões pro- vieram do oceano adjacente à margem ativa do su- doeste do Gondwana e de bacias do norte atual da África, inundadas pelo Oceano Tethys. As regressões e discordâncias erosivas teriam contribuições também de ascensões epirogênicas, em resposta às orogêneses ocorridas na borda ativa do Gondwana adjacente à plataforma. A forma ou configuração do registro sedimentar teve contribuição também da subsidência causada por estiramento litosférico, sobrecarga representada pelos depósitos que nelas se acumulavam e outros processos da dinâmica continental. Assim sendo, as ascensões eustáticas só em parte respondem pelas sucessivas inundações do mar no Brasil durante o Fanerozóico (Almeida e Carneiro, 2004). Tendo em vista esses argumentos, julgamos imprescindível evidenciar na carta as orogêneses que possivelmente influíram no registro sedimentar dessa bacia. Não obstante, mencionamos, a seguir, o trabalho de Caputo *et al.* (2006), no qual expondo argumentos que tratam das posições geográficas dos principais eventos orogênicos mundiais como, por exemplo, a Orogênese Eo-herciniana (pensilvaniana), que atuou no sul da Europa, leste dos Estados Unidos e norte-nordeste da África, e da preponderância dos efeitos das flutuações do nível do mar (pode variar dezenas a centenas de metros num intervalo de tempo relativamente mais curto) em se comparando com as taxas de subsidência ou de movimentos ascendentes verificados no substrato dessa sinéclise, tornam patente seu ponto de vista. Não orogêneses, mas, sim, a eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivos-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem os limites das seqüências da Bacia do Parnaíba. O cerne desse pensamento é sustentado também por Della Fávera (1990).

Seqüência Siluriana

Esta seqüência - um ciclo transgressivo-regressivo completo - está assentada sobre rochas proterozóicas ou sobre depósitos cambrianos (ordovicianos?). Corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande. Em subsuperfície, ocorre praticamente em toda a extensão da bacia. Contudo, sua área de afloramento consiste quase que exclusivamente de uma estreita faixa na extremidade leste da bacia, bordejada por rochas do embasamento. Sua unidade mais antiga, a Formação Ipu, designa arenitos com seixos, conglomerados com matriz

areno-argilosa e matacões de quartzo ou quartzito e arenitos de finos a grossos. Nos psamitos predominam as cores brancas ou cinza/creme-claro, maciços ou com estratificação cruzada. As rochas dessa unidade foram depositadas numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicos (Caputo, 1984). A Formação Tianguá é composta de folhelhos cinza-escuro, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, de arenitos cinza-claro, fino a médio, feldspáticos e de intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuros, bioturbados e micáceos. A deposição se deu num ambiente de plataforma rasa (Góes e Feijó, 1994). Seus contatos com as camadas das formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobrepsta) são concordantes (Caputo, 1984). A Formação Jaicós é constituída de arenitos cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular (Caputo, 1984), depositados em sistemas fluviais entrelaçados (Góes e Feijó, 1994). A Formação Tianguá representa a superfície de inundação máxima, e as camadas Jaicós, o intervalo regressivo dessa seqüência, cujas fácies indicam deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambientes continental, transicional e marinho raso (Góes e Feijó, 1994). As idades das três formações dessa seqüência provêm das datações que constam de Grahn *et al.* (2005). Consoante esse trabalho na Formação Jaicós, pode haver dois hiatos: um na Série Wenlock e outro na Pridoli.

Seqüência Mesodevoniana-Eocarbonífera

As camadas dessa seqüência afloram nas regiões leste e sudoeste da bacia. Em subsuperfície, tal qual a seqüência subjacente, está presente quase em toda a área abrangida pela bacia. Seus estratos foram depositados discordantemente sobre a seqüência mais antiga. Quanto à litoestratigrafia, é composta pelo Grupo Canindé, que está dividido em quatro formações, descritas a seguir na ordem de deposição. A Formação Itaim designa arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. Na base dessa unidade observa-se um maior número de intercalações de folhelhos bioturbados. Ademais, nota-se uma granocrescência ascendente (Della Fávera, 1990). Consoante Góes e Feijó (1994), os sedimentos Itaim

foram depositados em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades. A Formação Pimenteiras consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia. Notam-se intercalações de siltito e arenito, e a sedimentação aconteceu num ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. As feições grafo-elétricas indicam ciclicidade deposicional, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta (Della Fávera, 1990). Na Formação Cabeças, o litotipo predominante consiste de arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamictitos ocorrem eventualmente e com maior frequência na parte superior. Tilitos, pavimentos e seixos estriados denotam um ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984). Estratificação cruzada tabular ou sigmoidal predomina, e tempestitos ocorrem na transição para a Formação Pimenteiras (Della Fávera, 1990). Um ambiente plataformais sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés é defendido por Góes e Feijó (1994) como o mais importante nessa unidade. Fácies flúvio-estuarinas também ocorrem. O litotipo da Formação Longá é caracterizado por folhelhos cinza-escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados. Em sua porção média comumente apresentam um pacote de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados (Lima e Leite, 1978). Um ambiente plataformais dominado por tempestades foi interpretado por Góes e Feijó (1994) para essas rochas. A denominação Formação Poti diz respeito a uma sucessão de estratos que pode ser dividido em duas porções, a inferior constituída de arenitos cinza-esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de siltito cinza-claros, e a superior de arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos com eventuais níveis de carvão (Lima e Leite, 1978). A deposição ocorreu em deltas e planícies de maré, às vezes sob a influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994). O contato superior com a Formação Piauí é discordante, erosivo. As idades das formações dessa seqüência foram definidas com base no trabalho de Melo e Loboziak (2003). A regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar ligada ao aumento das capas de gelo do Continente Gondwana. Após a deposição dessa formação, movimentos epirogênicos ascen-

descentes e uma regressão de extensão global (Caputo, 1984), teriam conduzido à erosão na bacia. Esses fenômenos ocorreram provavelmente em resposta à Orogênese Eo-herciniana.

Seqüência Neocarbonífera-Eotriássica

Em superfície, essa seqüência é observada principalmente nas regiões centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia. Em subsuperfície está presente numa extensa região da bacia, e a erosão, muito mais que a não-deposição, parece ser o fator mais importante na explicação de sua ausência em algumas das áreas de borda dessa sinéclise. Concerne ao pacote sedimentar do Grupo Balsas. Numa seção aproximadamente norte-sul, controlada por poços, observa-se que há coincidência entre os depocentros dessa unidade e os das duas seqüências mais antigas da bacia. Porém, numa seção oeste-leste, constata-se que o depocentro da Seqüência Neocarbonífera-Eotriássica situa-se a oeste daqueles das duas seqüências subjacentes. Suas quatro formações serão tratadas da mais antiga para a mais nova. Lima e Leite (1978) dividiram a Formação Piauí em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho, e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem (Caputo, 1984). Segundo Melo *et al.* (1998) essa unidade é pensilvaniana (não mais antiga que o Moscoviano). Lima e Leite (1978) interpretaram um ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, num clima semi-árido a desértico. A Formação Pedra de Fogo, de idade permiana (Dino *et al.* 2002), é caracterizada por uma considerável variedade de rochas - sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito. Depositados num ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob ocasional influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994). Ciclos deposicionais podem ser identificados na sucessão de camadas desta unidade (Aguiar, 1971). Os contatos são

concordantes com as Formações Piauí (subjacente) e Motuca (sobrejacente). A Formação Motuca denomina siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários. Esses dois últimos litotipos, segundo Lima e Leite (1978), ocorrem sob a forma de lentes delgadas nos pelitos, e o contato apresenta-se concordante com a Formação Pedra de Fogo (subjacente). De acordo com Góes e Feijó (1994), os sedimentos Motuca foram depositados num sistema desértico, com lagos associados. Sua idade (Caputo, 1984) estende-se do Permiano terminal ao início do Eotriássico. Contudo, considerando-se a datação da Formação Pedra de Fogo (Dino *et al.* 2002), a sedimentação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico. O termo Sambaíba foi utilizado pela primeira vez por Plummer (1948) para designar arenitos que constituem mesetas observadas nas cercanias da cidade homônima. Lima e Leite (1978) adotaram para a Formação Sambaíba uma seção tipo na qual suas camadas arenosas estão posicionadas sobre a Formação Motuca e subjacentes aos basaltos. Os arenitos Sambaíba são vermelhos a cor-de-rosa, creme-claro/esbranquiado, em geral finos a médios, subangulosos a subarredondados. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial. Os níveis do topo, quando silicificados, tornam-se resistentes à erosão e formam mesetas. Em algumas áreas, na porção superior notam-se disjunções colunares prismáticas, devido à influência térmica do capeamento basáltico (Lima e Leite, 1978). Segundo esses mesmos autores, "...a norte de Araguaína, até o povoado de Estreito, observa-se que os basaltos recobrem os psamitos Sambaíba em superfície ondulada onde são observados já próximos a Estreito, que ocorrem em dois níveis de basalto intercalados entre os arenitos Sambaíba". Esse dado permite inferir uma intercalação ou contemporaneidade entre as camadas do topo da Formação Sambaíba e a porção mais inferior de basaltos Mosquito. Não obstante, essa possibilidade não consta da carta proposta nesse trabalho, pois julgamos que há necessidade de uma pesquisa detalhada para averiguar a identificação desses arenitos: eles pertencem realmente à Formação Sambaíba ou a outra unidade mesozóica? Lima e Leite (1978) inferem uma idade triássica média-superior para essa unidade, que recobre discordantemente as Forma-

ções Piauí e Pedra de Fogo. A deposição dessa seqüência coincidiu com as mudanças ambientais e tectônicas profundas na região ocupada pela Bacia do Parnaíba, mares abertos com ampla circulação e clima temperado, condições prevaletentes até então, passaram a ser restritos, rasos e o clima quente e árido. Uma regressão de alcance mundial ocorrida no final do Permiano-início do Triássico (Caputo, 1984) provavelmente seja a causa da progressiva desertificação e a retirada definitiva do mar epicontinental dessa bacia, que culminaram com o estabelecimento do amplo deserto no qual foram depositados os arenitos Sambaíba.

Seqüência Jurássica

A seqüência está constituída somente pela Formação Pastos Bons, tendo em vista que a posição estratigráfica da Formação Corda foi reinterpretada pelos autores e passou a fazer parte da Seqüência Cretácea. A subsidência que culminou com essa deposição jurássica teve como origem, ou causa fundamental, o peso das rochas básicas Mosquito, que se somou ao da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar teria sido uma conseqüência das atividades tectônicas concernentes à abertura do Atlântico Equatorial. Na carta nota-se que a Formação Pastos Bons sobrepõe-se, parcialmente, à Formação Mosquito em consonância com a interpretação sísmica, tendo em vista que esse esquema estratigráfico não foi evidenciado em poços. Contudo, deve-se ressaltar que essa bacia está relativamente pouco amostrada.

Os litotipos da Formação Pastos Bons podem ser divididos em três partes: na base predomina arenito branco ou com tonalidades esverdeadas, amareladas, fino a médio, grãos subarredondados e, geralmente, apresentam estratificação paralela e raras lentes de calcário. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho/argilito cinza a verdes, comumente intercalados com arenito. A porção mais superior é formada de arenito vermelho/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, contendo níveis de folhelho (Caputo, 1984). De leste para oeste, a Formação Pastos Bons jaz discordantemente sobre as Formações paleozóicas Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (Lima e Leite, 1978). Com base no conteúdo fóssilífero (peixes, conchostráceos, ostracodes) atribui-se idade jurássica média a superior à Formação Pastos Bons, depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em cli-

ma semi-árido a árido. Há dúvidas acerca da posição estratigráfica da Formação Pastos Bons, por isso sugere-se que estudos sejam realizados objetivando reanalisar sua idade e seus contatos, em especial aqueles com a Formação Sambaíba e com as ígneas Mosquito e Sardinha.

Seqüência Cretácea

No Cretáceo, os depocentros deslocaram-se da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da abertura do Atlântico. No caso dos depósitos marinhos, diferentemente das seqüências anteriores, as transgressões e regressões provieram desse oceano, então no estágio inicial de seu desenvolvimento. Em afloramento, essa seqüência ocorre principalmente na porção noroeste-norte da bacia e sobrepõe-se discordantemente sobre as rochas das seqüências Jurássica e as mais antigas. É constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

O termo Formação Corda refere-se, essencialmente, a arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos/finos e médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Quando ocorrem sobrepostos a basaltos, é abundante a presença de fragmentos dessa rocha como arcabouço. Estratificações cruzadas de grande porte, *climbings* transladantes e *ripples*, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Estruturas cruzadas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas também ocorrem. Desse conjunto de informações deduz-se que essa unidade foi depositada num sistema desértico. Uma relação de contemporaneidade entre os depósitos das Formações Corda, Grajaú e Codó é proposta pelos autores desse texto e foi defendida anteriormente por Rezende (2002). O conteúdo litológico da Formação Grajaú pode ser representado pelas rochas aflorantes nas cercanias da cidade homônima - arenitos creme-claro/esbranquiçado, creme-amarelado ou variegados, médios/grossos, subangulosos/angulosos, mal selecionados. Sendo comum a presença de seixos e de níveis conglomeráticos. Eventualmente observam-se camadas de arenitos finos/muito finos e de pelitos. Estruturas cruzadas acanaladas e marcas de carga são abundantes. Também no caso da Formação Grajaú constata-se que quando existem basaltos subjacentes, estes fornecem material para os corpos areníticos.

Na Formação Codó, folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenito são os principais litotipos e são freqüentes níveis de sílex e estromatolito. Na Mina do Chorado, nas cercanias de Grajaú, o relevo cárstico está refletido em inúmeras dolinas, com deslocamentos de blocos. Os jazimentos de gipsita são recobertos abruptamente por folhelho bege a cinza/preto esverdeado, revelando uma ampla inundação (transgressão) do mar/lago Codó. Rossetti *et al.* (2001b) declaram que as Formações Grajaú e Codó, ambas do Neo-aptiano-Eo-albiano, foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Interdigitação ou equivalência cronoestratigráfica entre essas duas formações é asseverada também por Lima e Leite (1978).

Os estratos arenosos e pelíticos da Formação Itapecuru, de idade Mesoalbiano-Neocretáceo, segundo Rossetti *et al.* (2001b) correspondem a seis ciclos deposicionais atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos. Para esta unidade, na região de Açailândia, prepondera um sistema estuarino-lagunar episodicamente atingido por ondas de grande escala, no qual foram observados os seguintes ambientes: canal fluvial, laguna, canal de maré e litorâneo. Os depósitos mostram uma natureza transgressiva, e o litotipo mais freqüente é formado de arenitos variegados, finos, friáveis, com estruturas diversas, como, por exemplo, estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky*, acanalada, tabular, *mud couplets* e escorregamento de massa. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem, mas subordinadamente (Anaisse Junior *et al.* 2001). A Formação Itapecuru recobre discordantemente as Formações Grajaú e Codó, consoante Rossetti *et al.* (2001a).

Num contexto mais amplo, a gênese dos depósitos das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru estaria associada à movimentação tectônica ou ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo. Em outras palavras, manifestaria a história do Oceano Atlântico nessa área (Rossetti *et al.* 2001a).

Rochas Magmáticas

A ruptura do megacontinente Pangea estabeleceu no Brasil um novo estágio tectônico, o da Ativação, que levaria à abertura do Oceano Atlântico. Eventos distensionais, remobilização de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo básico caracterizaram essa etapa mesozóica na evolução da área que, posteriormente, tornou-se o terri-

tório brasileiro (Almeida e Carneiro, 2004; Zalán, 2004). Nesse contexto tectônico, na Bacia do Parnaíba acomodaram-se as ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais do ponto de vista estratigráfico foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha. Em subsuperfície, os diques e soleiras estão presentes em maior quantidade na Seqüência Mesodevoniana-Eocarbonífera e ocorrem também na Seqüência Siluriana e são muito raros na Neocarbonífera-Eotriássica. Formação Mosquito foi o termo proposto por Aguiar (1971) para identificar derrames basálticos com intercalações de arenitos que afloram no rio homônimo, ao sul da cidade de Fortaleza dos Nogueiras (MA). Aguiar (1971) denominou Formação Sardinha a corpos de basalto, preto a roxo, mapeados entre as cidades de Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda. A espessura média em afloramento é de 20 m e o nome da unidade homenageia o local da primeira observação, a Aldeia do Sardinha.

O geólogo Diógenes C. de Oliveira compilou 91 resultados de datações (K-Ar, Ar-Ar) para essas rochas. Esses dados definem dois grupos de idades: o primeiro, contendo 44 resultados, assinala idades de 149,5 a 87 Ma, e, o segundo, com 47 dados no intervalo 215 a 150 Ma. O valor médio das idades do primeiro grupo é 124 Ma (Eocretáceo), e a do segundo é 178 Ma (Eojurássico). Segundo o mesmo Diógenes de Oliveira, em *preprint* de trabalho a ser publicado, essas duas unidades são distintas não somente quanto à idade, mas também no que diz respeito:

a) natureza química e isotópica (elementos maiores, menores e diversas razões isotópicas);

b) forma de ocorrência na superfície – Formação Sardinha: predominam grandes diques e pequenas soleiras; Formação Mosquito: caracterizada por grandes derrames e grandes soleiras;

c) localização: Formação Mosquito: mais frequente na porção oeste da bacia e a Formação Sardinha na porção leste. Alguns autores, por exemplo, Mizusaki e Thomaz Filho (2004) e Zalán (2004) defendem que a Formação Mosquito é correlacionável com as soleiras de diabásio (Magmatismo Penatecaua) das bacias do Solimões e do Amazonas (idades de 210-201 Ma), e que as básicas da Formação Sardinha seriam correlatas dos derrames da Formação Serra Geral (idades de 137 a 127 Ma) da Bacia do Paraná. Além disso, o magmatismo Mosquito estaria relacionado ao rifteamento do Atlântico Central, e o Sardinha ao do Atlântico Sul (Milani e

Thomaz Filho, 2000). Em subsuperfície, segundo a interpretação sísmica, há soleiras numa grande extensão da bacia; porém, com base no conhecimento atual não sabemos quais delas classificar como Mosquito ou Sardinha. Contudo, por correlação com as bacias do Solimões e Amazonas, predominam, possivelmente, as ígneas Mosquito (magmatismo Penatecaua). Essa incerteza impede que essas duas unidades sejam representadas na carta de forma mais pujante na direção horizontal (área de ocorrência).

Não consideramos na confecção da presente carta estratigráfica, não obstante, mas julgamos importante acrescentar que, por intermédio de sensoriamento remoto, levantamentos aerogeofísicos e geofísica terrestres foram cartografados *pipes* kimberlíticos na borda sul e no noroeste da Bacia do Parnaíba. Essas ígneas teriam intrudido no Juro-Cretáceo, segundo Castelo Branco *et al.* (2002).

referências bibliográficas

AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.

ANAISSE JÚNIOR, J.; TRUCKENBRODT, W.; ROSSETTI, D. F. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, Área de Açailândia – MA, Bacia do Grajaú. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p.119-150.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of**

- Northern Basins of Brazil.** 1984. 586 p. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.
- CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. 2006. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 2006, Manaus. **Anais.** Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. 1 CD-ROM.
- CASTELO BRANCO, R. M. G.; MARTINS, G.; OLIVEIRA, D. C.; CASTRO, D. L. Características gerais do quimismo mineral associado ao magmatismo kimberlítico na bacia sedimentar do Parnaíba. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão.** Belém: Universidade Federal do Pará, 2002. p. 78.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos na Bacia do Parnaíba.** 1990. 560 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. N. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35, jan./jun. 2002.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar. 1994.
- GRAHN, Y.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, Northeast Brazil. **Revista Española de Micropaleontología**, Madrid, v. 37, n. 2, p.183-204, mayo/ago. 2005.
- LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III.** Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1978. 212 p.
- LISBOA, M. A. R. The permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, New Haven, v. 37, n. 221, p. 425-443, may 1914.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian-early carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 124, n.3-4, p. 131-202, May 2003.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. 1998. Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33, 1998.
- MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. Estratigrafia das bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 137-164, abr./jun.1964.
- MILANI E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). 2000. **Tectonic evolution of South America.** Rio de Janeiro: [s.n.]: 2000. p. 389-450.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. p.281-291. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.
- OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 20, p. 351-383. 2003.
- PLUMMER, F. B; PRINCE, L. I.; GOMES, F. A. Estados do Maranhão e Piauí. In: **Relatório do Conselho Nacional do Petróleo.** Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, 1946, p.87-134.
- REZENDE, N. G. A. M. 2002. **A zona zeolítica da formação corda, Bacia do Parnaíba.** 2002. 142 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

RODRIGUES, R. **A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba**. 1995. 226 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p.101-117.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; SANTOS JUNIOR, A. E. Clima do cretáceo no meio-norte brasileiro. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 67-76.

TRUCKENBRODT, W. **O cretáceo na Bacia de São Luis-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. 264p.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 15-29.

PAZ, J. D. S.; ROSSETTI, D. F. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), Borda Leste da Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 77.100.

apêndice

a) Na redefinição da posição estratigráfica da Formação Corda tivemos a consultoria do Professor Afonso Nogueira, da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), tanto em um trabalho de campo quanto na edição da Carta;

b) Seções-tipos e outras informações referentes a litologia ou à evolução da Bacia do Parnaíba podem ser consultadas no artigo de Góes e Feijó (1994);

c) Os marcos estratigráficos provêm da obra de Della Fávera (1990).

bibliografia

GÓES, A. M. **A formação poti (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 172 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. p.186-187.

GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, meio-norte do Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O**

| Ma | GEOCRONOLOGIA | | | NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO | AMBIENTE DEPOSICIONAL | DISCORDÂNCIAS | LITOESTRATIGRAFIA | | | ESPESSURA MÁXIMA (m) | SEQÜÊNCIAS | |
|-------------|---------------|---------------|-----------------|--------------------------|------------------------------------|--|-------------------|--------------|--------|----------------------|-----------------------------|----------------|
| | ERA PERÍODO | ÉPOCA | IDADE | | | | GRUPO | FORMAÇÃO | MEMBRO | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| 65 | MESOZOICO | CRETACEO | NEO | MAASTRICHTIANO | CM | ESTUARINO-LAGUNAR | | | | 724 | CRETÁCEA | |
| | | | | CAMPANIANO | | | | | | | | |
| | | | | SANTONIANO | | | | | | | | |
| | | | | CONIACIANO | | | | | | | | |
| | | | | TURONIANO | | | | | | | | |
| 100 | | | EO | ALBIANO | CM | | | | | 266 | | |
| | | | | APTIANO | CM | DESÉRTICO/FLÚVIO-DELTAÍCO, ALUVIAL/LACUSTRE/PLAT. RASA | | | | 20 | | |
| | | | | BARREMIANO | | INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS | | | | | | |
| | | | | HAUTERIVIANO | | | | | | | | |
| | | | | VALANGIANO | | | | | | | | |
| 150 | | NEO | KIMMERIDGIANO | C | FLÚVIO-LACUSTRE | | | | 77 | JURÁSSICA | | |
| | | MESO | OXFORDIANO | | | | | | | | | |
| | | | CALLOVIANO | | | | | | | | | |
| | | | BATHONIANO | | | | | | | | | |
| | | | BAJOCIANO | | | | | | | | | |
| | | | AALENIANO | | | | | | | | | |
| | | EO | TOARCIANO | | | | | | | | | |
| | | | PLIENSCHACHIANO | | | | | | | | | |
| | | | SINEMURIANO | | EXTRUSIVAS E INTRUSIVAS | | | | | 193 | | |
| | | | HETTANGIANO | | | | | | | | | |
| | | | RHAETIANO | | | | | | | | | |
| 250 | TRIASSICO | NEO | NORIANO | MARINHO / CONTINENTAL | DESÉRTICO / LACUSTRE | DESÉRTICO | NEOTRIASSICA | BALSAS | | 440 | NEOCARBONIFERA-EOTRIASSICA | |
| | | | MESO | | | | | | | | | CARNIANO |
| | | | | | | | | | | | | LADINIANO |
| | | | | | | | | | | | | ANISIANO |
| | | | | | | | | | | | | OLENKIANO |
| | | | | | | | | | | | | TINDUANO |
| | | | EO | | | | | | | | | CHANGHSINGIANO |
| | | | | | | | | | | | | WUCHIAPINGIANO |
| | | | | | | | | | | | | CAPITANIANO |
| | | | | | | | | | | | | WORDIANO |
| | | | ROADIANO | | | | | | | | | |
| | | | KUNGURIANO | | | | | | | | | |
| | | | ARTINSKIANO | | | | | | | | | |
| | | | SAKMARIANO | | | | | | | | | |
| 300 | PERMIANO | LOPINGIANO | ASSELIANO | MARINHO / CONTINENTAL | DESÉRTICO / LACUSTRE | PLAT. RASA LITORÂNEO TEMPESTADES SABKHA | | BALSAS | | 280 | NEOCARBONIFERA-EOTRIASSICA | |
| | | | | | | | | | | | | GZELIANO |
| | | | | | | | | | | | | KASIMOVIANO |
| | | | | | | | | | | | | MOSCOVIANO |
| | | | | | | | | | | | | BASHKIRIANO |
| | | | | | | | | | | | | SERPUKHOVIANO |
| | | | | | | | | | | | | VISEANO |
| | | | | | | | | | | | | TOURNAISIANO |
| | | | | | | | | | | | | FAMENIANO |
| | | | | | | | | | | | | FRASNIANO |
| 350 | CARBONIFERO | MISSISSIPIANO | GIVETIANO | MARINHO / CONTINENTAL | DELTAS E PLAN. DE MARES-TEMPESTADE | PLATAFORMA DOM. TEMPESTADE | MESOCARBONIFERA | CANINDÉ | | 320 | MESODEVONIANA-EOCARBONIFERA | |
| | | | | | | | | | | | | TOURNAISIANO |
| | | | | | | | | | | | | FAMENIANO |
| | | | | | | | | | | | | FRASNIANO |
| | | | | | | | | | | | | GIVETIANO |
| | | | | | | | | | | | | EIFELIANO |
| | | | | | | | | | | | | EMSIANO |
| | | | | | | | | | | | | PRAGUANO |
| | | | | | | | | | | | | LOCHKOVIANO |
| | | | | | | | | | | | | PRIDOLI |
| 400 | DEVONIANO | NEO | LUDFORDIANO | MARINHO / CONTINENTAL | PLATAFORMA DOM. TEMPESTADE | FLÚVIO-ESTUARINO PERIGLACIAL | EODEVONIANA | SERRA GRANDE | | 320 | MESODEVONIANA-EOCARBONIFERA | |
| | | | | | | | | | | | | GORSTIANO |
| | | | | | | | | | | | | HOMERIANO |
| | | | | | | | | | | | | SHENWOODIANO |
| | | | | | | | | | | | | TELYCHIANO |
| | | | | | | | | | | | | AERONIANO |
| | | | | | | | | | | | | RHIDDANIANO |
| | | | | | | | | | | | | HIRNANTIANO |
| | | | | | | | | | | | | KATIANO |
| | | | | | | | | | | | | SANDBIANO |
| | | | DARRIWILIANO | | | | | | | | | |
| | | | DAPINGIANO | | | | | | | | | |
| | | | FLOIANO | | | | | | | | | |
| | | | TREMADOCIANO | | | | | | | | | |
| 450 | ORDOVICIANO | NEO | KATIANO | CONT. | FLUVIAL ENTRELAÇADO | PLAT. RASA GLÁCIO-FLUVIAL LEQUE DELTAÍCO | | SERRA GRANDE | | 380 | SILURIANA | |
| | | | | | | | | | | | | SANDBIANO |
| | | | | | | | | | | | | DARRIWILIANO |
| | | | | | | | | | | | | DAPINGIANO |
| | | | | | | | | | | | | FLOIANO |
| | | | | | | | | | | | | TREMADOCIANO |
| | | | | | | | | | | | | KATIANO |
| | | | | | | | | | | | | SANDBIANO |
| | | | | | | | | | | | | DARRIWILIANO |
| | | | | | | | | | | | | DAPINGIANO |
| | | | FLOIANO | | | | | | | | | |
| | | | TREMADOCIANO | | | | | | | | | |
| 500 | CAMBRIANO | NEO | KATIANO | CONT. | FLUVIAL ALUVIAL LACUSTRE | PLAT. RASA GLÁCIO-FLUVIAL LEQUE DELTAÍCO | | SERRA GRANDE | | 200 | SILURIANA | |
| | | | | | | | | | | | | SANDBIANO |
| | | | | | | | | | | | | DARRIWILIANO |
| | | | | | | | | | | | | DAPINGIANO |
| | | | | | | | | | | | | FLOIANO |
| | | | | | | | | | | | | TREMADOCIANO |
| | | | | | | | | | | | | KATIANO |
| | | | | | | | | | | | | SANDBIANO |
| | | | | | | | | | | | | DARRIWILIANO |
| | | | | | | | | | | | | DAPINGIANO |
| | | | FLOIANO | | | | | | | | | |
| | | | TREMADOCIANO | | | | | | | | | |
| 540 | PRÉ-CAMBRIANO | | | | | | | | | | | |
| EMBASAMENTO | | | | | | | | | | | | |

