

PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO NA PASSAGEM DA FORMAÇÃO MARFIM PARA A FORMAÇÃO POJUCA (ANDAR RIO DA SERRA/ ANDAR ARATU) E SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DO MARCO 15, CRETÁCEO INFERIOR, BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA

PATTERNS OF SEDIMENTATION IN THE PASSAGE FROM THE MARFIM TO THE POJUCA FORMATION (RIO DA SERRA STAGE/ ARATU STAGE) AND THE STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF MARKER 15, LOWER CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, BAHIA

Luiz Ferradans Mato¹, José Maurício Caixeta¹ e Mara Regina da Costa Magalhães²

RESUMO — Com o objetivo de se compreender a evolução sedimentar na passagem do Andar Rio da Serra Superior para o Andar Aratu (Cretáceo inferior) na Bacia do Recôncavo, procedeu-se a uma análise regional envolvendo o pacote sedimentar compreendido entre os topos da Formação Marfim e do Marco 15 (base da Formação Pojuca). O enfoque principal é dado à sedimentação dos arenitos Catu e Biriba, os quais comporiam o substrato durante a sedimentação dos calcarenitos ostracoidais do Marco 15. Trata-se de um período de tectonismo mais brando, quando comparado ao Andar Rio da Serra Médio, no qual a bacia teria se comportado como uma rampa, com sedimentação de águas rasas em toda sua extensão. Sobre este substrato, praticamente plano, moldado pela planície deltaica da Formação Marfim, teriam sido depositados os arenitos Biriba, os quais se destacam pela geometria externa lobada, com *pinch-out* a montante e pelas estruturas sedimentares típicas de sedimentação deltaica. Para estes, é proposto um modelo deposicional fortemente controlado por variações relativas do nível do lago, semelhante aos *lowstand wedges* definidos para as bacias marinhas. A feição grafométrica que caracteriza o Marco 15 é proporcionada pela ocorrência de biocalcarenitos ostracoidais, do tipo suportado por grãos, com carapaças de ostracodes preenchidos por micrita, localmente, neomorfixadas para calcita espática. Estes depósitos resultam do retrabalhamento e transporte de carapaças e valvas previamente depositadas, e são característicos das denominadas zonas de condensação. O posicionamento do marco dentro da Zona de ostracodes *Paracypridea obovata obovata* (NRT 005), Subzona *Paracypridea elegans elegans* (NRT 005.2), mantendo-se sempre em posição intermediária entre os topos das subzonas NRT 005.2 e NRT 005.1, confere-lhe o significado cronoestratigráfico.

(Originais recebidos em 25.10.91).

ABSTRACT — *In order to understand the sedimentary evolution in the passage from the Late Rio da Serra Stage to the Aratu Stage (Early Cretaceous) in the Recôncavo basin, the sedimentary packet lying between the top of the Marfim Formation and Marker 15 (base of the Pojuca Formation) was analyzed regionally. Emphasis was placed on sedimentation of the Catu and Biriba sandstones, believed to make up the substratum during sedimentation of the ostracode calcarenites of Marker 15. Compared with the Middle Rio da Serra Stage, this was a period of mild diastrophism, during which the basin is believed to have acted much like a ramp, with shallow-water sedimentation occurring throughout. The Biriba sandstones were deposited over this practically flat substratum molded by the delta plain of the Marfim Formation. These sandstones are characterized by their lobed external geometry, which pinches out upstream, and by sedimentary structures typical of deltaic sedimentation. The proposed depositional model was strongly controlled by relative variations in the lake level, much as occurs with lowstand wedges in marine basins. The graphoelectric feature that characterizes Marker 15 is a result of the occurrence of grain-supported ostracode biocalcarenites, with ostracode carapaces filled in with micrite, locally neomorphosed to sparry calcite. These deposits came from the reworking and transport of carapaces and valves deposited earlier and are characteristic of condensation zones. The chronostratigraphic significance of the marker derives from its location inside the Paracypridea obovata obovata ostracode zone (NRT 005), paracypridea elegans elegans subzone (NRT 005.2), always intermediary between the tops of subzones NRT 005.2 and NRT 005.1.*

(Expanded abstract available at the end of the paper).

-
- 1 - Setor de Exploração e Exploração de Bacias Produtoras (SEBAP), Divisão Regional de Geologia de Exploração e Exploração (DIREX), Distrito de Exploração da Bahia (DEXBA), Av. Antonio Carlos Magalhães, 1113, CEP 41850, Salvador, Bahia.
 - 2 - Setor de Laboratório de Geologia (SELAG), Divisão Regional de Geologia de Exploração e Exploração (DIREX), Distrito de Exploração da Bahia (DEXBA).

1 – INTRODUÇÃO

Inúmeros estudos regionais envolvendo a sedimentação dos andares Rio da Serra e Aratu na Bacia do Recôncavo têm sido reportados desde a década de 1970, por dois motivos principais. Primeiro, por se tratar do intervalo que contém as principais rochas geradoras de hidrocarbonetos da bacia, e um volume considerável de reservatórios, seja como complexos turbidíticos, ou como depósitos deltaicos estruturados de forma dômica, saturados de hidrocarbonetos. Segundo, porque marca um período de mudança no regime tectônico da bacia, que passa de "bacia faminta", com sedimentação agradacional em um *graben* assimétrico de intensa sismicidade, para um regime tectônico mais brando, no qual a bacia teria se comportado como uma rampa suave, de águas relativamente mais rasas, e com sedimentação progradacional. Neste contexto, que perdurou por todo o Andar Aratu, depositaram-se seqüências rítmicas constituídas por arenitos, folhelhos e calcarenitos, cujos contrastes possibilitam a identificação de vários marcos elétricos. Dentre eles, o Marco 15, que limita estes dois intervalos cronoestratigráficos, e que assume papel importante nos trabalhos exploratórios, dada sua abrangência e fácil reconhecimento.

Estes estudos enfocam, normalmente, os dois andares separadamente, ou seja, analisa-se a seqüência sedimentar desde a base da Formação Candeias até o topo da Formação Marfim (Marco 15), ou estudam-se os sedimentos do Andar Aratu, partindo-se do Marco 15, na base, em direção ao topo da coluna sedimentar.

Neste trabalho, abordam-se, principalmente, os padrões de sedimentação na passagem da Formação Marfim para a Formação Pojuca, que coincide com o limite entre os andares Rio da Serra e Aratu, dando ênfase especial à sedimentação do Membro Catu, dos arenitos Biriba e ao significado ambiental e temporal dos calcarenitos ostracoidais do Marco 15.

2 – ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área estudada abrange cerca de 12 000 km² entre as latitudes 11°40'S e 13°01'S e longitudes 37°54'W e 38°43'W, compreendendo praticamente toda a Bacia do Recôncavo e parte da Bacia de Tucano Sul (fig. 1). Analisa-se, a seguir, o substrato e o estilo tectônico existentes à época da deposição dos arenitos Biriba e calcarenitos do Marco 15.

Durante o Andar Rio da Serra (fig. 2), implantou-se, na área do Recôncavo, um sistema de falhamentos de direção preferencial N 20° – 30° E, e um outro secundário, porém de grande importância na estruturação da bacia, de direção N 30° – 40° W. Estes sistemas de falhamentos permitem dividir a bacia em três compartimentos principais limitados pelas falhas transferentes denominadas Mata-Catu e Itanagra-Araçás (fig. 1). Algumas destas falhas, como é o caso das falhas de Candeias e Nova América, no Comparti-

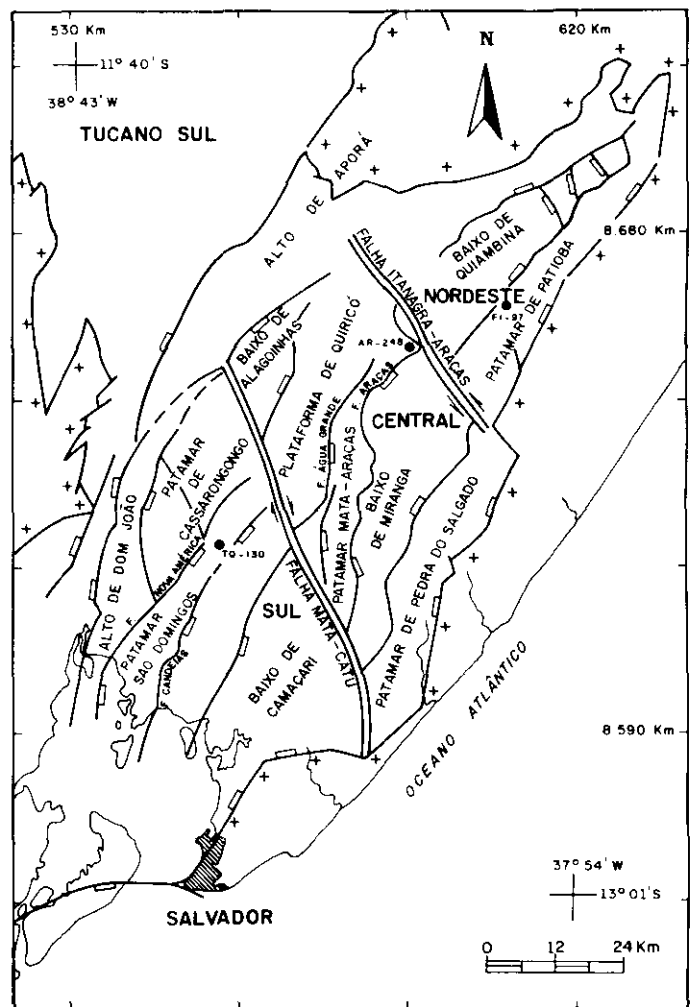


Fig. 1 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo (modificado de Teixeira Netto *et al.* 1984 e Silva *et al.* 1989).

Fig. 1 - Map of structural framework of Recôncavo basin (adapted from Teixeira Netto *et al.* 1984 and Silva *et al.* 1989).

mento Sul, e as falhas de Araçás e Água Grande, no Compartimento Central, exerceram papel importante na sedimentação da fase *rift*, durante todo o Andar Rio da Serra, atuando como linhas de charneira que separavam a bacia em áreas plataformais e depocentros expressivos (Silva *et al.* 1989).

Inicialmente, a sedimentação se deu por agradação nos depocentros, com a deposição dos folhelhos da Formação Candeias, e de fluxos gravitacionais subaquosos, quer por fluxo de detritos – Membro Pitanga, quer por complexos turbidíticos – Turbiditos do Gomo e Maracangalha. Estes, representam basicamente os processos de sedimentação do material previamente depositado na área plataformal, sobre a qual não se reconhece mais qualquer tipo de depósito fluvial ou deltaico, fornecendo claras indicações de que este material teria sido todo transferido para os depocentros durante o período, tectonicamente ativo, do Andar Rio da Serra Médio e Superior (subzonas de ostracodes NRT 003.1 a NRT 004.2).

A primeira sedimentação progradacional dentro

do lago tectônico do Candeias ocorreu somente ao final do Andar Rio da Serra (subzonas de ostracodes NRT 004.3 a NRT 004.5), com a sedimentação da Formação Marfim (Ghignone, 1970; Klein *et al.* 1972; Silva *et al.* 1989). Neste período, a bacia teve seu substrato equalizado pela colmatação dos grandes baixos regionais, tanto pelo processo agradacional do período anterior, quanto pela ascensão diapírica de grandes massas de folhelho. O tectonismo teria sido mais brando em relação ao Andar Rio da Serra Médio, e a bacia teria se comportado mais como uma rampa, com sedimentação de águas rasas em quase toda sua extensão, do que como uma calha assimétrica controlada por falhamentos, onde admite-se plataforma, talude e depocentro. Tal situação persistiu apenas no Compartimento Sul, tendo a falha de Mata-Catu se comportado como uma possível zona de charneira. Sobre o substrato, praticamente plano, moldado pela

planície deltaica da Formação Marfim, é que se teriam depositado, em ambiente de águas bastante rasas, o Arenito Biriba e, posteriormente, os calcarenitos do Marco 15, iniciando a sedimentação da Formação Pojuca.

3 – SUCESSÃO VERTICAL E SISTEMA DEPOSICIONAL

O intervalo compreendido entre a base do Membro Catu e o topo do Marco 15 caracteriza-se por um padrão *thinning and fining upward*. Este intervalo estratigráfico foi testemunhado nos poços 7-TQ-130-BA (Taqueipe nº 130), 7-AR-248-BA (Araçás nº 248) e 7-FI-97-BA (Fazenda Imbé nº 97), obtendo-se uma amostragem representativa deste intervalo nos compartimentos Sul, Central e Nordeste da bacia, respectivamente (figs. de 3 a 6).

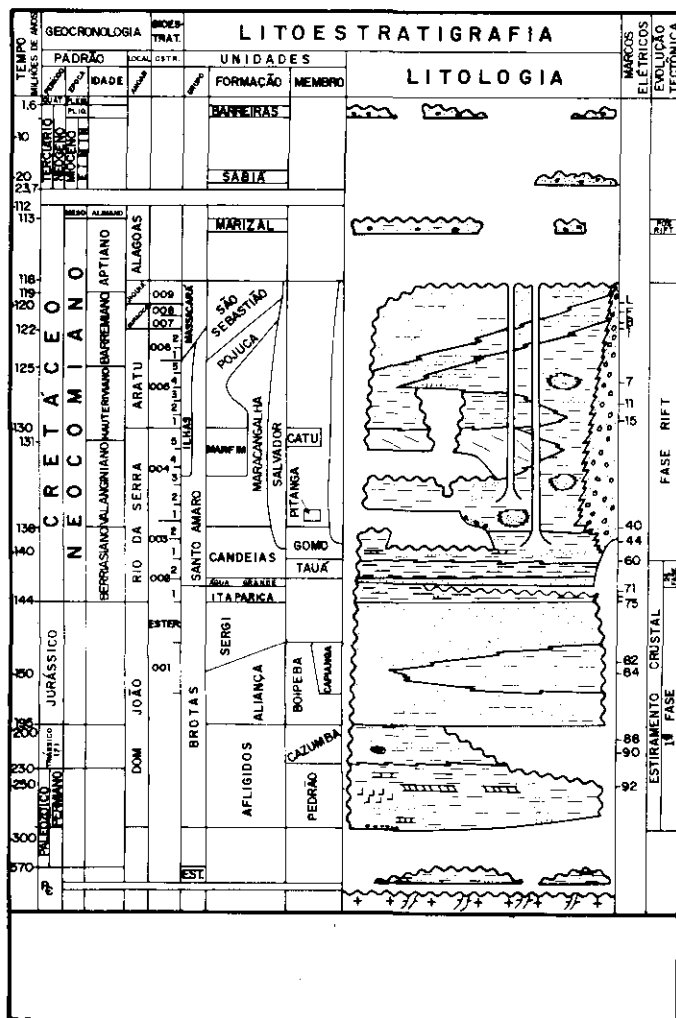


Fig. 2 - Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo (modificada de Viana *et al.* 1971; Figueiredo *et al.* 1986; Silva *et al.* 1989; Aguiar e Mato, 1990).

Fig. 2 - Stratigraphic column of Recôncavo basin (adapted from Viana *et al.* 1971; Figueiredo *et al.* 1986; Silva *et al.* 1989; and Aguiar and Mato, 1990).

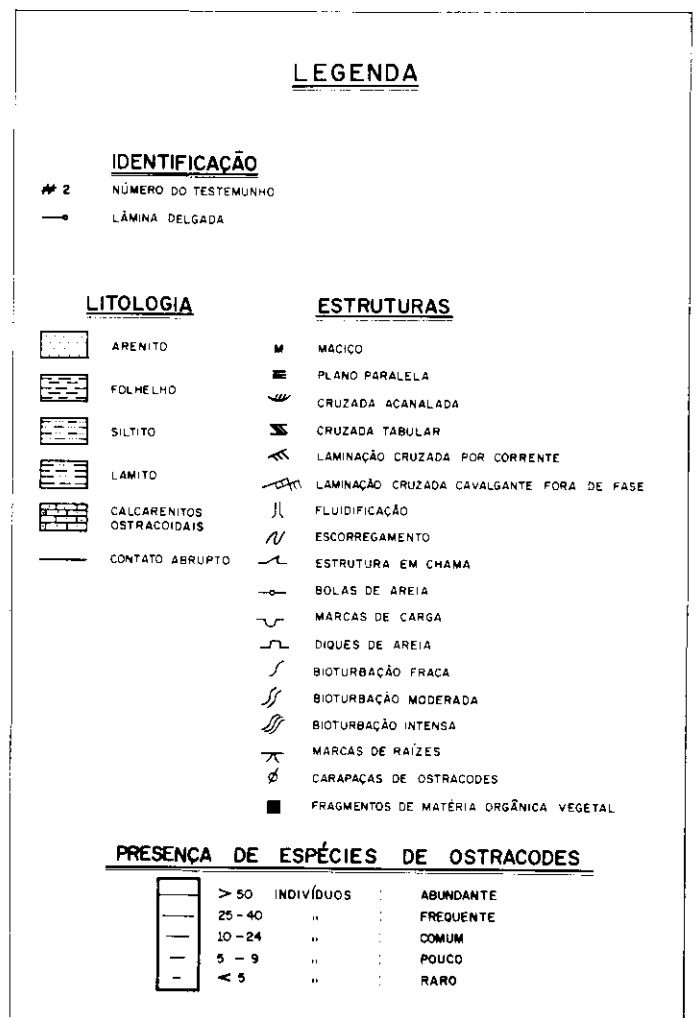


Fig. 3 - Legenda utilizada nas figuras 4, 5 e 6.

Fig. 3 - Key to figures 4, 5 and 6.

3.1 – Membro Catu

Nesta unidade, são observados dois tipos básicos de sucessão vertical: Tipo A – que apresenta padrão de perfis, raios gama e potencial espontâneo, *thickening and coarsening upward* que se iniciam, na base, com arenitos finos/muito finos com laminações cruzada cavalgante e cruzada por corrente, e passam, em direção ao topo, a arenitos finos/médios com estratificação inclinada de baixo ângulo; Tipo B – que compõe, nos perfis, sucessões *thinning and fining upward*, com arenitos finos/médios com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, que passam a arenitos finos/muito finos com laminações cruzada por corrente e cruzada cavalgante em direção ao topo. Os arenitos estão comumente deformados por escorregamentos ou escape de fluido.

Os arenitos do Membro Catu estão intercalados e são recobertos por níveis areno-lamosos, cujo principal aspecto é a intensa bioturbação por organismos

perfurantes e raízes, indicando condições de águas rasas.

Segundo Ghignone (1970) e Klein *et al.* (1972), o Membro Catu é o registro da sedimentação flúvio-deltaica proveniente de Norte, que assoreou a bacia num período de relativa quiescência tectônica (Andar Rio da Serra Superior).

As sucessões verticais presentes apontam para um sistema deltaico onde canais distributários (sucessão Tipo B) alimentam o sistema de barras de desembocadura (sucessão Tipo A). Silva *et al.* (1989) propuseram, para este intervalo, num modelo flúvio-deltaico progradante, dominado por rio, altamente construtivo, lobado, desenvolvido num lago extenso e raso, originando corpos arenosos tabulares que resultam da coalescência de barras de desembocadura (fig. 7).

3.2 – Arenito Biriba

Sobreposto aos sedimentos argilosos e areno-

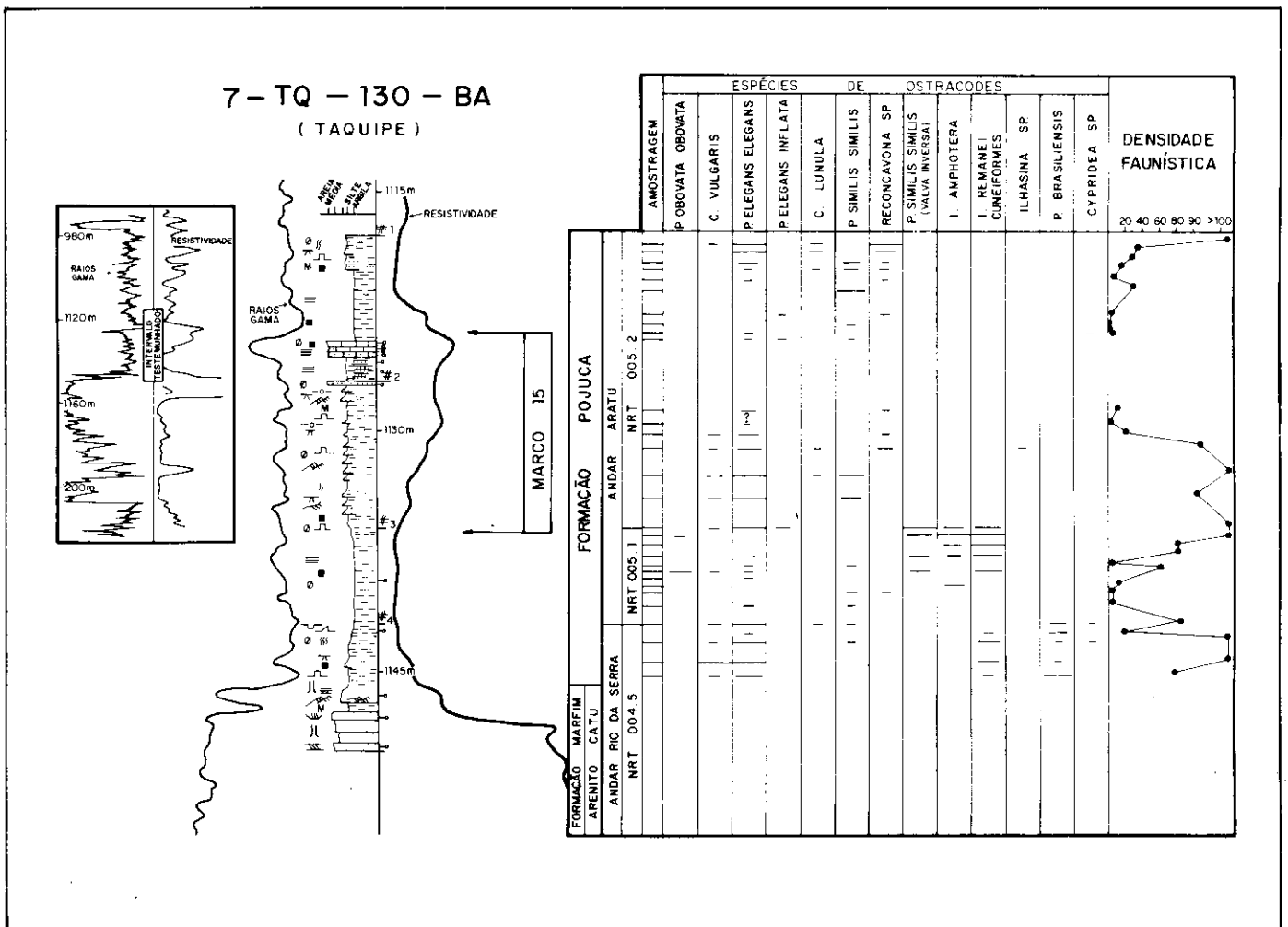


Fig. 4 - Sucessão vertical testemunhada, distribuição de ostracodes e densidade faunística no poço 7-TQ-130-BA (Taquipec nº 130). Observar a feição grafioelétrica Marco 15 e o fato de o Arenito Biriba estar ausente por não deposição. Ver simbologias na figura 3.

Fig. 4 - Core-sampled vertical succession, ostracode distribution, and faunal density and diversity in well 7-TQ-130-BA (Taquipec nº 130). Note graphoelectric feature (Marker 15) and fact that Biriba Sandstone is absent, owing to non-deposition (see fig. 3 for key).

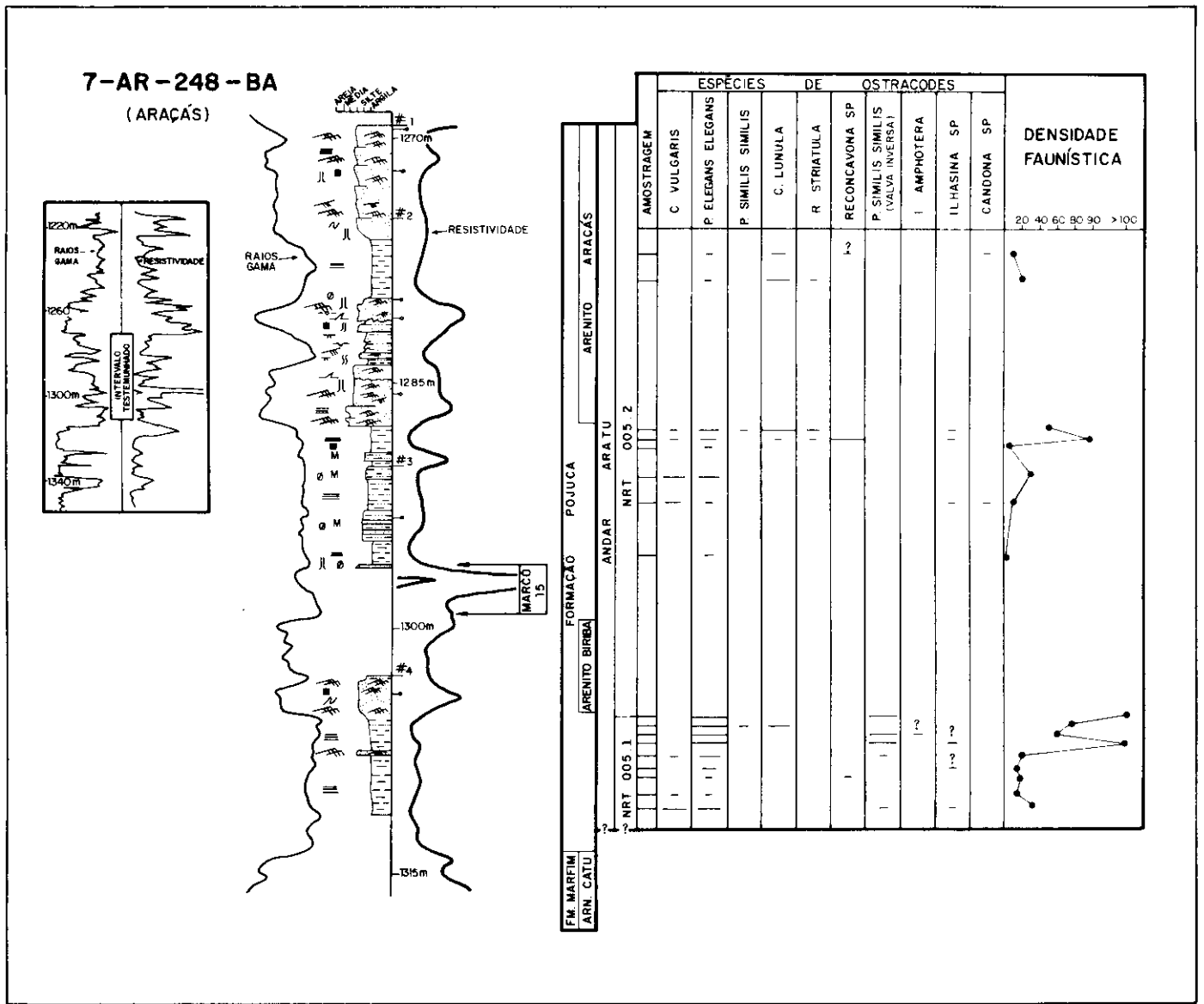


Fig. 5 - Sucessão vertical testemunhada, distribuição de ostracodes e densidade faunística no poço 7-AR-248-BA (Araçás nº 248). A porção basal do testemunho nº 3, correspondente ao Marco 15 não foi recuperada. Ver simbologias na figura 3.

Fig. 5 - Core-sampled vertical succession, ostracode distribution, and faunal density and diversity in well 7-AR-248-BA (Araçás nº 248). The basal portion of Core Sample nº 3, corresponding to Marker 15, was not recovered (see fig. 3 for key).

lamosos que recobrem os arenitos do Membro Catu tem-se o Arenito Biriba (figs. 5 e 6), constituído por arenitos finos/muito finos, com laminação cruzada cavalgante, laminação cruzada por corrente, ou com laminação cruzada cavalgante passando a estratificação cruzada inclinada de baixo ângulo-sigmoidal.

Descatam-se, no mapa de isólitias do arenito Biriba (fig. 8), a geometria externa lobada, a descontinuidade dos corpos, o *pinch-out* para Norte, e o fato de os corpos arenosos não estarem conectados a um sistema alimentador. Corpos arenosos com este arranjo interno de estruturas sedimentares e geometria externa são denominados "lobos sigmoidais" (Della Fávera, 1984). Segundo aquele autor, estes depósitos resultariam da desaceleração de jatos turbulentos, com baixa eficiência de distribuição, à saída dos cur-

sos d'água, em condições de fluxo homopical. A disposição em clinofomas implicaria uma certa lâmina d'água compatível com sua formação e posterior preservação.

Teixeira Netto *et al.* (1984) incluem os Arenitos Biriba na Seqüência Genética III (leques rasos do Ilhas), atribuindo aos mesmos uma gênese de leques terrígenos de água rasa, onde processos de tração teriam atuado no transporte e sedimentação das areias. O modelo justifica as estruturas de tração nos arenitos e sua associação com os lamitos bioturbados de águas rasas, porém, permanece a dúvida quanto à explicação do fato de os depósitos estarem desconectados da fonte de suprimento. Os autores justificam tal separação por uma zona de *bypass*, cuja migração lateral no decorrer da sedimentação resultaria no folhelho expres-

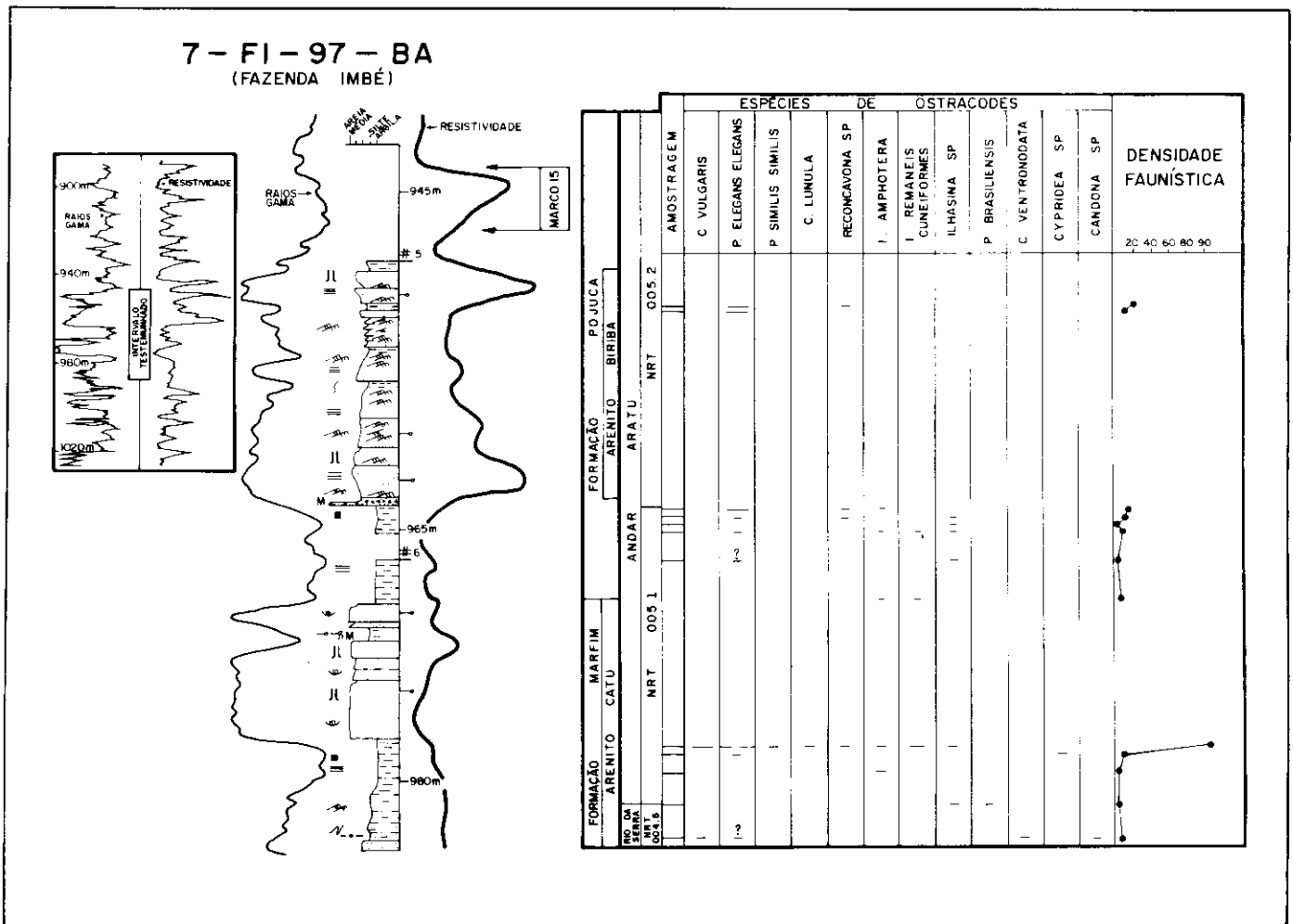


Fig. 6 - Sucessão vertical testemunhada, distribuição de ostracodes e densidade faunística no poço 7-FI-97-BA (Fazenda Imbé nº 97). Ver simbologias na figura 3.

Fig. 6 - Core-sampled vertical succession, ostracode distribution, and faunal density and diversity in well 7-FI-97-BA (Fazenda Imbé nº 97; see fig. 3 for key).

sivo do Marco 7, situado pouco acima do intervalo aqui abordado.

Caixeta *et al.* (1991, no prelo) reconhecem, basicamente, dois tipos de depósitos arenosos na sedimentação das formações Marfim e Pojuca: 1) deltas dominados por rios — como é o caso da Formação Marfim/Membro Catu; e 2) depósitos de *lowstand wedge* (Posamentier e Vail, 1988), quando os arenitos apresentam o mesmo conjunto de estruturas sedimentares dos depósitos deltaicos, porém, com geometria lobada e pequenas espessuras. A diferença básica deste modelo em relação aos anteriores é que, ao invés de a carga arenosa viajar em suspensão por longas distâncias, como é o caso das sigmoides — ou cruzar uma zona de *bypass* subaquoso, sem deixar vestígios, no caso dos leques rasos do Ilhas — o que ocorreria é que, com a queda do nível do lago, a linha de costa teria migrado para o interior da bacia, lá deixando depósitos com características deltaicas, encobertos por sedimentos pelíticos da transgressão seguinte.

O modelo proposto para o Arenito Biriba baseia-

se em dados de subsuperfície da Bacia do Recôncavo, e nas relações observadas no afloramento de sedimentos do Andar Rio da Serra, Bacia de Tucano Central, descrito por Mato *et al.* (1989, ponto 46). Neste afloramento, destaca-se a superfície erosiva de forma acanalada, truncando lamitos e folhelhos (fig. 9a). Encaixados nesta superfície acanalada encontram-se corpos delgados de arenito muito fino com laminação cruzada cavalcante fora de fase e geometria externa sigmoidal, (fig. 9b), os quais são encobertos por folhelhos com laminação plano-paralela (fig. 9a).

A superfície erosiva e as incisões teriam sido formadas num período de queda relativa do nível do lago (avanço da linha de costa). Posteriormente, com a taxa de subsidência excedendo a taxa de queda eustática, ocorre a subida relativa do nível da lâmina d'água (recoo da linha de costa), a qual impede a continuidade dos processos erosivos, e propicia o preenchimento dos vales previamente escavados por arenito muito fino. Esta sedimentação equivaleria àquela que ocorre no *lowstand systems tract-lowstand wedge*

nas bacias marinhas (Posamentier e Vail, 1988). Os folhelhos do topo da seção representam os depósitos formados no período de nível alto de lâmina d'água (transgressão).

Esta interpretação se ajusta ao Arenito Biriba e a todos os outros arenitos descontínuos da Formação Pojuca (arenitos Cambuqui e Imbé), nos quais observam-se estruturas de tração, laminações cruzadas de pequeno porte, estratificação cruzada inclinada de baixo ângulo, intensa bioturbação subaérea e geometria lobada.

3.3 – Marco 15

No poço 7-TQ-130-BA (Taquipe nº 130, fig. 4), obteve-se a testemunhagem mais completa do intervalo sedimentar correspondente à feição grafoelétrica, denominada por Passos (1967) de Marco 15, que se sobrepõe aos sedimentos descritos anteriormente. Embora o Marco 15 corresponda a um intervalo estratigráfico, ele é operacionalmente expresso através de

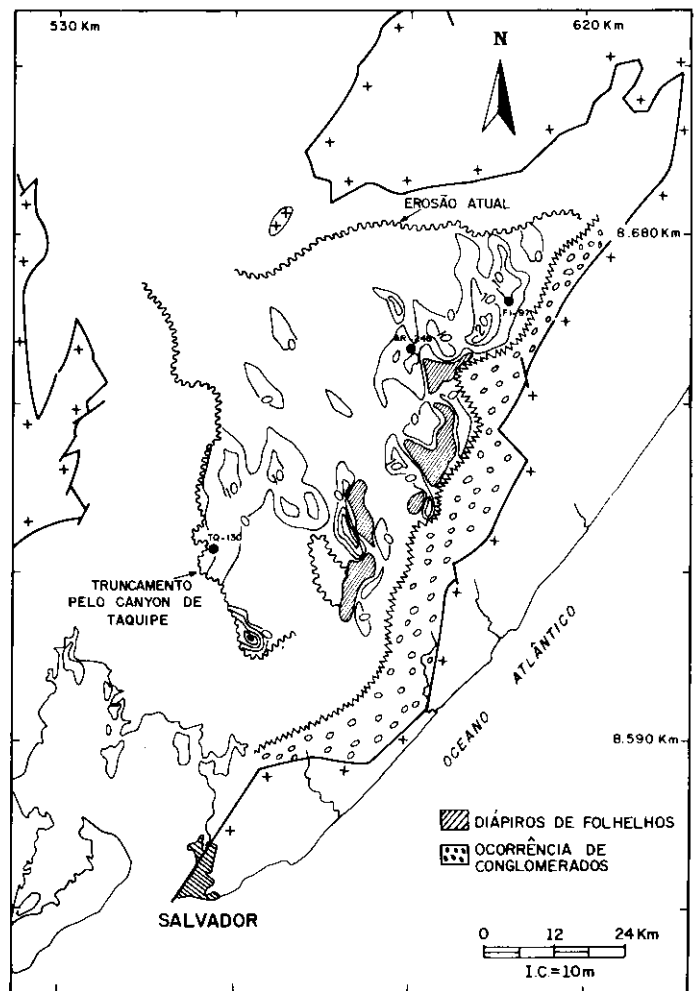


Fig. 8 - Mapa de isólit de arenito do Arenito Biriba da Formação Pojuca. Note a geometria lobada, a descontinuidade dos corpos arenosos e o pinch-out para norte.

Fig. 8 - Isolith map of sandstones of Biriba Sandstone, Pojuca Formation. Note lobed geometry, discontinuity of sandstone bodies, and general NNW-SSE trend.

um nível definido pelo contato da base do folhelho de baixa resistividade, imediatamente sobre-posto à feição grafoelétrica denominada Marco 15 (fig. 4).

Na base da sucessão vertical testemunhada (fig. 4), observa-se que os arenitos com estruturas de tração presentes no topo do Membro Catu, provavelmente canais distributários implantados sobre barras de desembocadura (conforme sugere o padrão *thickening and coarsening upward* que o Membro Catu apresenta no perfil de raios gama), gradam para lamitos arenosos intensamente bioturbados, depositados em águas rasas, provavelmente numa baía interdistributária. Estes, por sua vez, são recobertos por folhelho cinza-escuro, ostracoidal, sem evidências de bioturbação, indicando condições de lâmina d'água mais profunda.

Sobreposto, ocorre o intervalo areno-lamoso ao qual está associada a feição grafoelétrica Marco 15 (fig. 4). Aqui, tem-se bioturbação moderada (marcas de raízes e organismos perfurantes), que indicam o retorno de condições de águas bastante rasas. Note-se que o Arenito Biriba não se desenvolve nesta área.

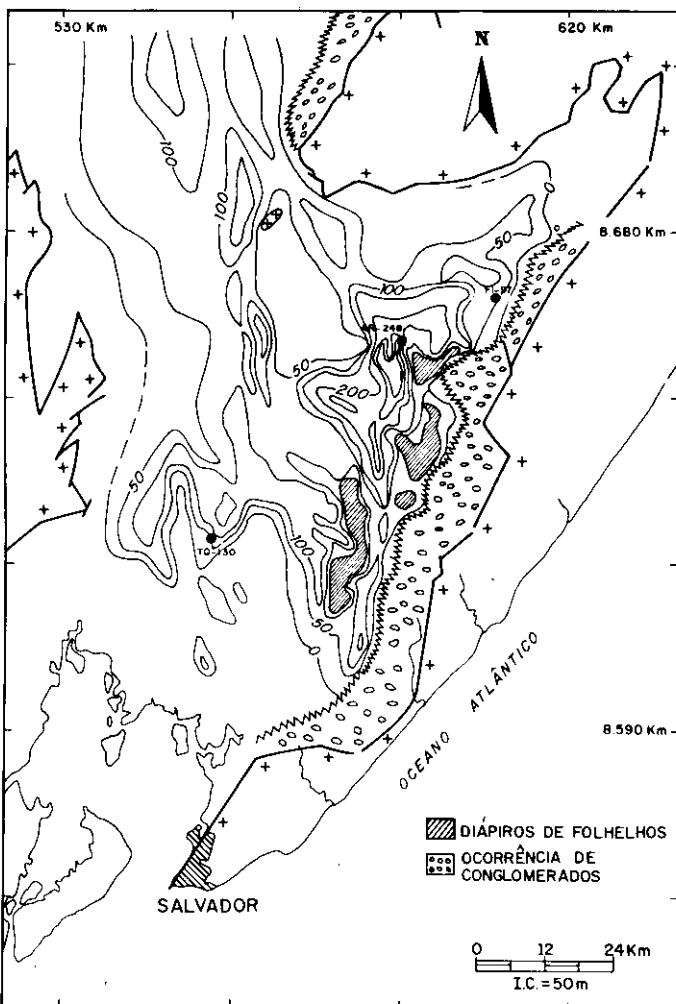


Fig. 7 - Mapa de isólit de arenito da Formação Marfim (modificado de Silva et al. 1989).

Fig. 7 - Isolith map of Marfim Formation sandstones (adapted from Silva et al. 1989).

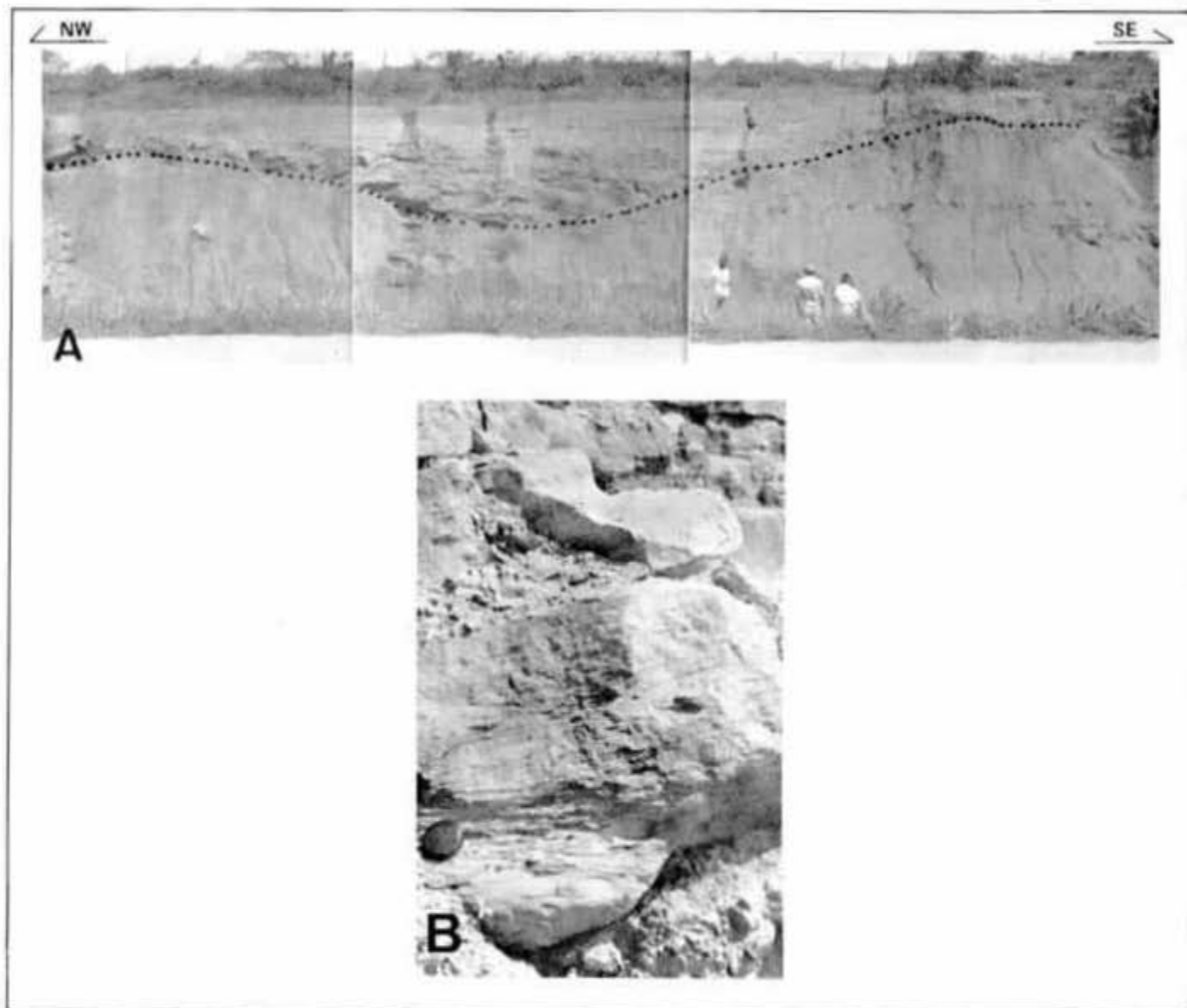


Fig. 9 - Afloramento de sedimentos do Andar Rio da Serra, BR-110-17,5 km, a sul da cidade de Jeremoabo, Bacia de Tucano Central (Mato *et al.* 1989). A) - Vista geral: observe a feição erosiva (pontilhada), com forma acanalada, direção N20°E, sobre a qual estão encaixados corpos de arenito muito fino com geometria sigmoidal; B) - Detalhe: note que nos corpos de arenito predominam estratificações cruzadas cavalgantes fora de fase, que indicam transporte para sudoeste.

Fig. 9 - Sediment outcrop in Rio da Serra Stage, highway BR-110, km. 17.5, south of town of Jeremoabo, Central Tucano basin (Mato *et al.* 1989). A) - General view: note channel shaped erosive feature (dotted), N20°E, imbedded with very fine sandstone bodies displaying sigmoidal geometry; B) - Detail: note that out of phase climbing ripple lamination predominates in sandy bodies, indicating transport toward southwest.

No topo da feição grafotelétrica Marco 15, ocorrem os biocalcarenitos ostracoidais, que apresentam estratificação plano-paralela incipientemente desenvolvida, raros níveis granodescrescentes, ou possuem aspecto maciço. O predomínio, nas camadas de biocalcarenito, de sedimentos originados dentro da própria bacia (ver item 4), indica que as mesmas resultam do retrabalhamento e transporte de carapaças e valvas de ostracodes previamente depositadas. Estes depósitos, característicos das denominadas zonas de condensação (Loutit *et al.* 1988), teriam sido formados num período de transgressão e inundação regional da margem da bacia (Della Fávera, 1987).

Os carbonatos são recobertos por folhelho cinza-

escuro, ostracoidal, rico em fragmentos de matéria orgânica vegetal, sem evidências de bioturbação (figs. 4 e 5), sugerindo sedimentação hemipelágica em águas mais profundas.

Em suma, o registro sedimentar observado neste intervalo estratigráfico evidencia que a porção basal e média do Marco 15, juntamente com o folhelho soto-posto, constitui uma sucessão *shallowing upward* e, neste caso, também *coarsening upward*. As camadas de biocalcarenitos presentes no topo do Marco 15, e os folhelhos sobrepostos, indicam um subsequente incremento na profundidade da lâmina d'água (fig. 4).

Assim, pode-se considerar que o topo do Marco

15 equivale, no ambiente lacustre, a uma superfície de inundação marinha (*marine-flooding surface*), conforme definido por Van Wagoner *et al.* (1988). Considerando-se este significado, pode-se utilizar o topo do Marco 15 como limite de parassequência (Van Wagoner *et al.* 1988), ou de seqüência estratigráfica genética (Galloway, 1989).

O mapa de isólitas de carbonato do Marco 15 (fig. 10) sugere a existência de dois domínios fisiográficos distintos, plataformal e bacinal, separados por uma charneira muito incipiente. No primeiro, situado a norte/noroeste, os carbonatos possuem espessuras variando entre 1 m e 5 m, e recobrem continuamente toda esta área. Aqui, o Marco 15 apresenta características grafoelétricas uniformes e homogêneas (fig. 8 de Pereira e Viana, 1984). No segundo, situado a sul/sudeste, as espessuras apresentam variações notáveis, com valores que oscilam entre 1 m e 15 m. Neste domínio, os corpos de carbonato possuem geometria lobada, alongada, orientada perpendicularmente à charneira. O Marco 15 apresenta-se, em perfis, anômalo ou mal definido, e com padrões variáveis (fig. 6 de Pereira e Viana, 1984).

Nas áreas de intenso diapirismo de folhelho — baixos de Miranga e Camaçari —, a distribuição dos arenitos do Membro Catu, do Biriba e dos carbonatos do Marco 15 é condicionada pela argilocinese (figs. 7, 8 e 10).

4 — PETROGRAFIA DOS ARENITOS E CARBONATOS

O estudo petrográfico aqui apresentado está substanciado na análise de 26 lâminas delgadas, retiradas dos poços 7-TQ-130-BA, 7-AR-248-BA e 7-FI-97-BA, acrescidas àquelas descritas por Pereira e Viana (1984).

Pereira e Viana (1984) efetuaram minucioso estudo petrográfico dos carbonatos do Marco 15. Dispunha-se, naquela época, de uma única testemunha parcial do intervalo correspondente ao Marco 15 em toda a Baía do Recôncavo (5-AGB-1-BA, Água Grande "Barnes" nº 1, testemunho 16). Este fato fez com que os autores realizassem a análise litológica deste intervalo com base em 57 lâminas delgadas, em sua maioria confeccionadas a partir de amostras de calha, obtidas em 41 poços situados na área de ocorrência do Marco 15.

Os arenitos do Membro Catu da Formação Marfim são médios a finos, ao passo que aqueles que compõem o Arenito Biriba da Formação Pojuca são finos a muito finos. Nestes arenitos, o teor de matriz (fração < 30 μ) é inferior a 1,0% do volume total da rocha, sendo que somente nos arenitos muito finos atinge 11,0% do volume total. Não se observam variações composicionais significativas. A composição média do arcabouço (quartzo, feldspato e líticos) é $Q_{80} F_{17} L_3$, predominando os subarcósios e arcósios submaturos (nomenclatura baseada em Folk, 1974).

Estes arenitos possuem baixos teores de cimento total, geralmente inferiores a 2,0% do volume total da

rocha, sendo os mais freqüentes o cimento silicoso sob a forma de crescimento secundário sobre quartzo e feldspato, cimento carbonático (calcita espática e dolomita), e raras argilas autigênicas. Estas características conferem aos arenitos excelentes condições permoporosas, como indicam os dados de laboratório, com valores de porosidade e permeabilidade situados entre 21,0-25,0% e 16,0-1 400,0 mD, respectivamente. Os arenitos do Membro Catu constituem excelentes reservatórios de hidrocarbonetos em algumas áreas da bacia (*e. g.* Becker, 1984), ao passo que os Arenitos Biriba, com qualidade permoporosa relativamente inferior, constituem reservatórios de hidrocarbonetos somente em algumas áreas, como, por exemplo, nos campos de Miranga, Araçás e Fazenda Imbé.

Os carbonatos do Marco 15 são representados por calcarenitos e, secundariamente, calcilitos.

Calcarenitos: são do tipo suportado pelo grão *packstone* (Dunham, 1962); em média 60-90% do volume total da rocha é formado por carapaças de ostracodes, tamanho areia média a fina (figs. 11a, b e c); por vezes com granodecrescência ascendente (fig.

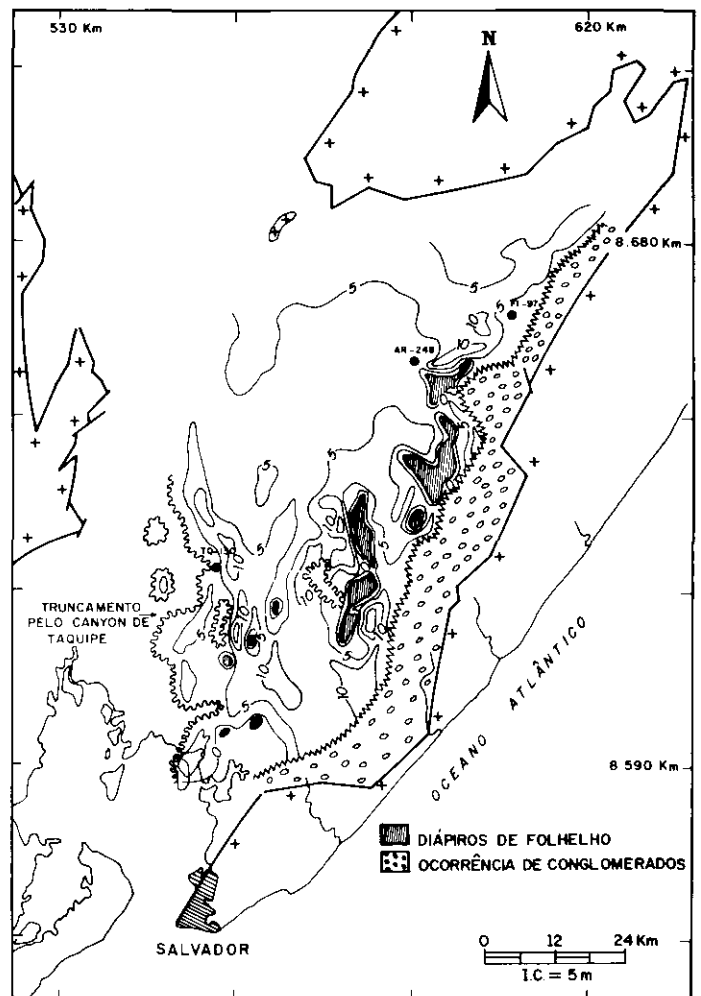


Fig. 10 - Mapa de isólitas de carbonato do Marco 15 — Formação Pojuca.

Fig. 10 - Isolith map of Marker 15 carbonate, Pojuca Formation.

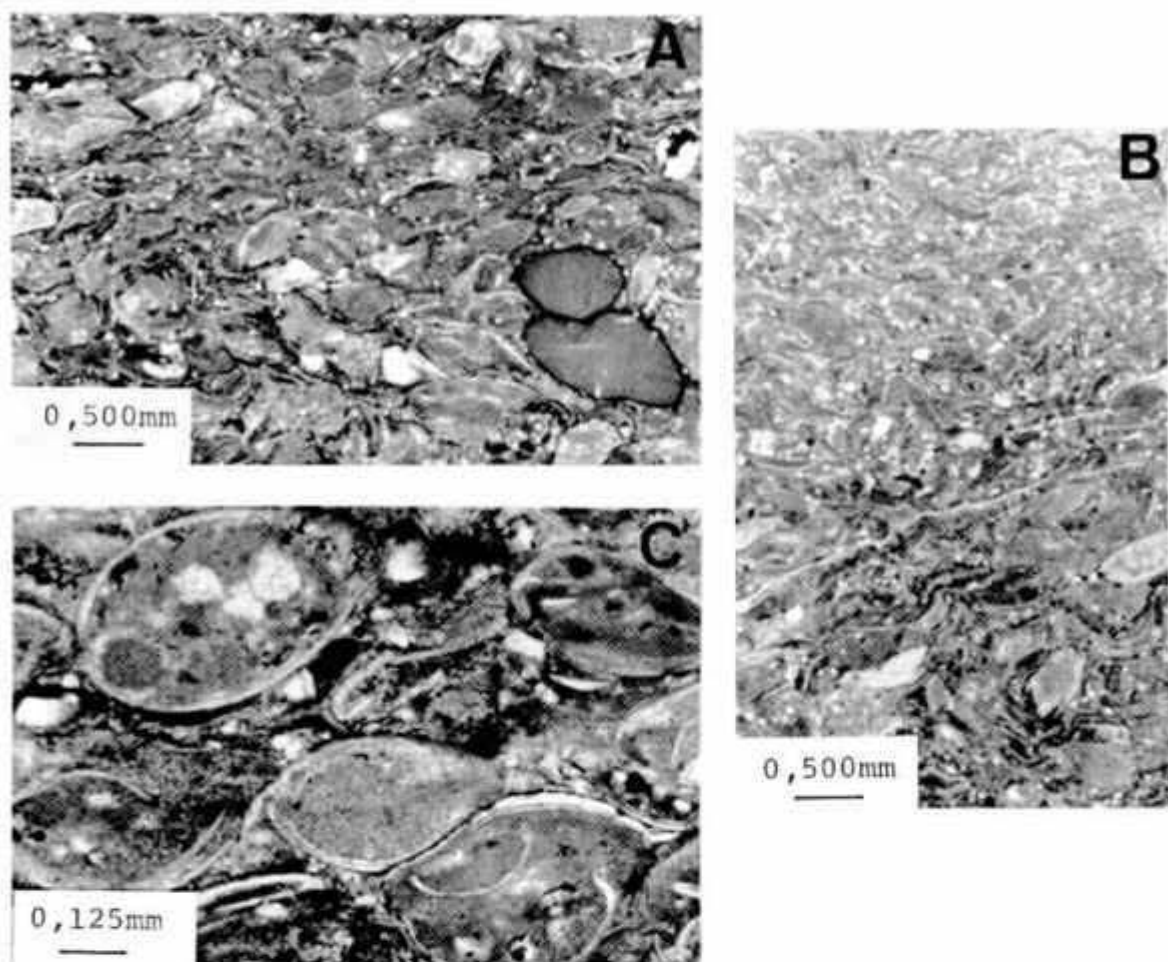


Fig. 11 - Aspectos composicionais dos calcarenitos do Marco 15: A) - Carapaças de ostracodes, seleção moderada, preenchidas por micrita; dois fragmentos de algas verde-azuis(?). Poço: 7-TQ-130-BA, 1 120,2 m (nicóis paralelos); B) - Neste nível a variação de tamanho das carapaças de ostracodes caracteriza um padrão de granodecrescência ascendente. Poço: 7-TQ-130-BA, 1 120,3 m (nicóis paralelos); C) - Detalhe de carapaças inteiras de ostracodes preenchidas por micrita e alguma calcita neomórfica; Poço: 7-TQ-130-BA, 1 120,3 m (nicóis paralelos).

Fig. 11 - Compositional aspects of Marker 15 calcarenites: A) - Moderately sorted ostracode carapaces filled in with micrite; two fragments of blue-green algae(?). Well 7-TQ-130-BA, 1 120.2 m (parallel nichols); B) - At this level, the variation in size of ostracode carapaces characterizes fining upward. Well 7-TQ-130-BA, 1 120.3 m (parallel nichols); C) - Detail of ostracode carapaces filled in with micrite and some neomorphosed calcite. Well 7-TQ-130-BA, 1 120.3 m (parallel nichols).

11b); subordinadamente, ocorrem valvas de ostracodes. As carapaças estão geralmente preenchidas por micrita, a qual está, localmente, neomorfizada para calcita espática (fig. 11c). Raras carapaças estão preenchidas por calcita espática. A presença de níveis contendo carapaças de ostracodes preenchidas por micrita e quebradas sugere remobilização e redeposição de material.

A seleção boa/moderada do tamanho das carapaças (fig. 11a) e os níveis com granodecrescência ascendente (fig. 11b) reforçam a idéia de retrabalhamento e transporte das valvas e carapaças, mesmo que a curtas distâncias.

Os constituintes terrígenos presentes nestes calcarenitos representam de 1% a 30% do volume total da rocha (figs. 11a e b), com granulometria silte a

areia muito fina, sendo que predominam o quartzo, seguido pelos K-feldspatos, plagioclásios, e raros fragmentos de rochas metamórficas, sílex e biotita; também ocorrem fragmentos de algas (?) (fig. 11a), de fosfato (escamas e ossos de peixes), e matéria orgânica vegetal carbonizada.

Os calcarenitos são fechados, com teor de matriz micrítica menor que 10% do volume total da rocha. Esta matriz apresenta-se, por vezes, neomorfizada para calcita microespática. A calcita espática presente é muito subordinada e resulta, segundo Pereira e Viana (1984), do amalgamamento e dissolução das carapaças de ostracodes e, possivelmente, de alguma matriz micrítica neomorfizada.

Tratam-se, granulometricamente, de calcarenitos médios a finos e, composicionalmente, definem-se co-

mo biomicritos ostracoidais impuros (Folk, 1974), localmente neomorfizado.

Quando comparados aos biocalcarenitos ostracoidais que compõem o Marco 58 da Formação Candeias, no Compartimento Nordeste (Mato, 1989), verifica-se que os que constituem o Marco 15 são formados por grande quantidade de carapaças de ostracodes articuladas, preenchidas por micrita, e com matriz micrítica localmente neomorfizada. Ao contrário, no Marco 58 predominam valvas de ostracodes, têm-se raras carapaças preenchidas por calcita espática e não ocorre matriz micrítica (Mato, 1989). O registro litológico que constitui o Marco 58 é interpretado por Mato (1989) como resultante do retrabalhamento, e posterior deposição das carapaças de ostracodes, em um lago profundo, por correntes de turbidez de baixa densidade.

Calculitos: são pouco expressivos volumetricamente e do tipo *mudstone* e *wackestone* (Dunham, 1962), com carapaças e algumas valvas de ostracodes. As carapaças de ostracodes apresentam preenchimento semelhante àqueles presentes nos calcarenitos. Os terrígenos, granulação silte e rara areia muito fina, são quartzo e feldspato, e ocorrem em baixas percentagens do volume total.

5 – BIOESTRATIGRAFIA

A rica fauna de ostracodes não-marinhos presente na Bacia do Recôncavo permitiu que Viana *et al.* (1971) estabelecessem o zoneamento bioestratigráfico de todo o pacote sedimentar presente nesta bacia. As espécies de ostracodes usualmente apresentam amplitude vertical curta e variações intraespecíficas insignificantes, o que as tornam potencialmente úteis para estudos cronoestratigráficos e paleoecológicos (Van Morkhoven, 1962). Estes pequenos crustáceos de carapaça bivalva, calcária, com comprimento geralmente inferior a 1,5 mm, são predominantemente bentônicos, o que os torna teoricamente mais apropriados aos estudos paleoambientais.

O objetivo do estudo bioestratigráfico foi obter dados que conduzissem a interpretações paleoambientais por meio de análises qualitativas e quantitativas das associações de ostracodes do intervalo estratigráfico que compreende o terço superior do Andar Rio da Serra – Zona *Paracypridea brasiliensis* Krommelbein 1961 (NRT 004) –, e a metade inferior do Andar Aratu – Zona *Paracypridea obovata obovata* Swain 1946 (NRT 005), intervalo esse que corresponde à passagem das formações Marfim e Pojuca (fig. 2). Objetivou-se, também, analisar o comportamento cronoestratigráfico do Marco 15, incluso neste intervalo (figs. de 4 a 6).

Foram selecionados 34 poços representativos do intervalo estratigráfico em questão, sendo analisados 31 poços com amostras de calha e 3 poços – 7-AR-248-BA, 7-FI-97-BA e 7-TQ-130-BA –, com amostras de testemunho.

A amostragem de calha foi realizada a partir da

determinação, em perfis, do topo do Marco 15 nos diversos poços. De posse desses topos foram amostrados 30 m acima e 60 m abaixo do marco pelo método de intervalo composto a cada 15 m, com o objetivo de se obterem amostras representativas das associações de ostracodes do topo do Marco 15 e da Formação Marfim. A quantidade de material foi de 60 g para amostras de calha e de 120 g para amostras de testemunho.

5.1 – Significado Temporal do Marco 15

As análises dos diversos poços estudados indicam que o Marco 15 ocorre dentro da Zona *Paracypridea obovata obovata* (NRT 005), Subzona *Paracypridea elegans elegans* Krommelbein 1962 (NRT 005.2) (fig. 4), porção basal da Formação Pojuca, mantendo sempre uma posição intermediária entre o topo das subzonas *Paracypridea elegans elegans* (NRT 005.2) e *Ilhasina remanei cuneiformis* Krommelbein 1963 (NRT 005.1), jamais cruzando essas linhas. Portanto, o Marco 15 (zona de condensação) teria um significado cronoestratigráfico no sentido de conter uma ou mais linhas de tempo e separar os estratos antigos (sotopostos) dos mais novos (sobrepuestos), visto que as zonas de condensação coincidem com superfícies de hiatos, que contêm intervalos de tempo variável (base dos *downlaps*) (Della Fávera, 1987).

É interessante ressaltar que, no estudo de amostras de calha, é difícil a determinação do topo da Subzona NRT 005.1, devido a sua delgada espessura. Esta subzona é caracterizada por *Ilhasina remanei cuneiformis*, *Ilhasina torosa* Krommelbein 1963 e *Ilhasina amphotera* Krommelbein 1963, e possui grande extensão lateral, ocorrendo em toda a Bacia do Recôncavo. A extinção das formas de ostracodes desta subzona ocorre ao nível do Arenito Biriba (figs. 5 e 6).

Cabe reportar a presença de *Paracypridea similis similis* Krommelbein 1961, com valva inversa (a valva esquerda recobre a valva direita) em relação ao holotipo, em associação com formas de NRT 005.1 (figs. 4 e 5). Admite-se, portanto, que na eventualidade desta espécie, na forma inversa, ter confirmada sua distribuição vertical restrita à Subzona NRT 005.1, como se tem observado até o momento, tanto em amostras de calha como em testemunho, que a mesma possa vir a ser utilizada na caracterização da referida subzona.

5.2 – Paleoecologia

A interpretação paleoambiental teve por base os seguintes parâmetros:

- a) densidade faunística, estimada pelo número de indivíduos no volume amostrado;
- b) diversidade específica, expressa pelo número de espécies na amostra;
- c) características morfológicas da carapaça, tais como: ornamentação, forma, calcificação e tamanho;
- d) dominância;

e) tafonomia, interpretados de acordo com critérios estabelecidos por Carbonel *et al.* (1988).

Em linhas gerais, observa-se que existe na Bacia do Recôncavo uma faixa mais propícia para os ostracodes, durante a deposição do intervalo estratigráfico em estudo, que corresponderia aos compartimentos Sul e Central (figs. 4 e 5), onde se verifica, para todas as biozonas, maior densidade faunística e diversidade específica, provavelmente associada ao desenvolvimento de vegetação submersa em sedimentos lamosos. No Compartimento Nordeste (fig. 6), por sua vez, observa-se uma diminuição marcante em todas as populações, em função da influência da sedimentação fluviodeltaica que destruiu o biótopo vegetal, ocorrendo deposição de arenitos e aumento de turbidez da água.

A análise da distribuição de ostracodes nos poços testemunhados permite fazer considerações acerca dos paleoambientes na passagem do Andar Rio da Serra para o Andar Aratu.

A associação de ostracodes da Subzona *Cypridea ventronodata* Krommelbein 1962 (NRT 004.5), Andar Rio da Serra, é caracterizada por formas grandes e bem calcificadas, densidade faunística e diversidade específica elevadas, sugerindo um ambiente lacustre de lâmina d'água bastante rasa, bem oxigenado e rico em carbonato de cálcio. A extinção desta fauna ocorre com a deposição de folhelhos cinza-escuros, ostracoidais, sem evidência de bioturbação, indicando condições de lâmina d'água mais profunda (figs. 4 e 6).

A associação de ostracodes da Subzona *Ilhasina remanei cuneiformis* (NRT 005.1), Andar Aratu, é caracterizada por formas de tamanho pequeno a médio, pouco calcificadas, ao contrário do que se observa para as formas da Subzona *Cypridea ventronodata* (NRT 004.5), sugerindo um ambiente de lâmina d'água rasa, mas relativamente mais profunda que aquela observada para a Subzona NRT 004.5. A extinção daquela subzona ocorre no nível do Arenito Biriba (figs. 5 e 6).

A feição grafoelétrica Marco 15 foi bem amostrada na testemunhagem do poço 7-TQ-130-BA (fig. 4). Observando-se a distribuição dos ostracodes neste intervalo, destaca-se uma porção inferior/média com sedimentos areno-lamosos moderadamente bioturbados, e caracterizados por uma fauna de NRT 005.2, com ostracodes de carapaças delgadas, dominância de *Paracypridea elegans elegans* sobre as demais espécies, e uma elevada densidade faunística, sugerindo um ambiente de lâmina d'água rasa e restrito; este contrasta com o ambiente de águas mais profundas na porção superior onde foi depositado o biocalcarenito do Marco 15. Os folhelhos que recobrem os biocalcarenitos possuem uma fauna pobre da Subzona NRT 005.2, sugerindo um ambiente lacustre mais profundo.

Tolderer-Farmer *et al.* (1989) atribuem às associações do final do Andar Rio da Serra — Subzona *Cypridea ventronodata* (NRT 004.5) um ambiente litorâneo, com 0 a 10 m de profundidade, em que o

lago, nessa época, deve ter sido eutrófico e oligo-halino. Para a associação da Subzona *Paracypridea elegans elegans* (NRT 005.2), Andar Aratu, sugerem um ambiente litorâneo a sublitorâneo com lâmina de no máximo 15 m. Inferências sobre as variações climáticas ocorridas durante a sedimentação deste intervalo estratigráfico baseiam-se na análise da microflora (Regali, 1966), segundo a qual o clima reinante durante este período era seco.

6 — CONCLUSÕES

No mapa de isólitias do Arenito Biriba da Formação Pojuca destacam-se a geometria externa lobada, o *pinch-out* para norte, e o fato destes corpos arenosos não estarem conectados a um sistema alimentador. Propõe-se, para este arenito, um modelo deposicional fortemente controlado por variações relativas do nível do lago.

As relações observadas em afloramentos evidenciam uma superfície erosiva com forma acanalada, na qual estão encaixados corpos delgados, com geometria externa sigmoidal, de arenito muito fino, com estruturas sedimentares similares àquelas observadas em testemunhos do Arenito Biriba. A superfície erosiva e as incisões teriam sido formadas num período de queda relativa do nível do lago (avanço da linha de costa). Posteriormente, com a taxa de subsidência excedendo a taxa de queda eustática, ocorre a subida relativa do nível da lâmina d'água (reco da linha de costa), a qual impede a continuidade dos processos erosivos, e propicia o preenchimento das irregularidades de fundo por depósitos com características deltaicas, encobertos por sedimentos pelíticos da transgressão seguinte. Esta sedimentação equivaleria àquela que ocorre no *lowstand systems tract-lowstand wedge* nas bacias marinhas.

O registro sedimentar observado neste intervalo estratigráfico evidencia que a porção basal e média do Marco 15, juntamente com o folhelho sotoposto, constitui uma sucessão *shallowing upward* e, neste caso, também *coarsening upward*. As camadas de biocalcarenito presentes no topo do marco, e os folhelhos sobrepostos, indicam um subsequente incremento na profundidade da lâmina d'água. Portanto, pode-se considerar que o topo do Marco 15 equivale, no ambiente lacustre, a uma superfície de inundação marinha. Considerando-se este significado, pode-se utilizar o topo do Marco 15 como limite de parassequência, ou de seqüência estratigráfica genética.

O topo da feição grafoelétrica Marco 15 caracteriza-se pela ocorrência de biocalcarenitos ostracoidais, do tipo suportado pelo grão, constituídos por carapaças de ostracodes geralmente preenchidas por micrita, a qual está, localmente, neomorfizada para calcita espática. O predomínio, nas camadas de biocalcarenito, de sedimentos originados dentro da própria bacia indica que estas resultam do retrabalhamento e transporte de carapaças e valvas previamente depositadas. São depósitos característicos das denomi-

nadas zonas de condensação, e teriam sido formados num período de transgressão e inundação regional da margem da bacia.

O Marco 15 ocorre dentro da Zona *Paracypridea obovata obovata* (NRT 005), Subzona *Paracypridea elegans elegans* (NRT 005.2), mantendo sempre uma posição intermediária entre o topo das subzonas NRT 005.2 e NRT 005.1, jamais cruzando essas linhas, conferindo-lhe significado cronoestratigráfico.

AGRADECIMENTOS

A Joel Carneiro de Castro, Jorge Carlos Della Fávera e Cleantho F. Viana, pela revisão e sugestões, o que permitiu aprimorar o texto final. A Josias S. Simões e Uelinton O. Santos, pelos desenhos, como também a Magnólia C. Lourenço, pela datilografia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A., MATO, L. F. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. Natal. *Anais...* Natal: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1. p. 157-170.
- BECKER, M. R. *Petrologia e geologia de reservatórios da unidade Catu 5, Grupo Ilhas, no Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo (BA)*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1984. 207 p. Tese-Mestrado.
- CAIXETA, J. M. *et al. Análise regional do Andar Aratu com ênfase na Formação Pojuca, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Salvador: PETROBRÁS/DEXBA, 1991. Relatório Interno. No prelo.
- CARBONEL, P., COLIN, J. P., DANIELOPOL, D. L., LOFFLER, J., NEUSTRUEVA, I. The palaeoecology of limnic Ostracoda: a review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 62, n. 1/4, p. 413-481, 1988.
- DELLA FÁVERA, J. C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras, uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 489-501.
- DELLA FÁVERA, J. C. Natureza e significado estratigráfico dos marcos elétricos na seção do Andar Aratu, Bacia do Recôncavo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, 1987. Rio de Janeiro. *Resumo das comunicações...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. p. 72.
- DUNHAM, R. S. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108-121 (AAPG Memoir, 1).
- FIGUEIREDO, A. M. F. *Análise da estratigrafia das bacias brasileiras*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS / DEPEX, 1986. Grupo de trabalho. Em elaboração.
- FOLK, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing, 1974. 182 p.
- GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in Basin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, Tulsa, v. 73, n. 2, p. 125-142, Feb. 1989.
- GHIGNONE, J. I. *A sedimentação Ilhas Inferior*. Salvador: PETROBRÁS / RPBA / DIREX / SETRIN, 1970. 44 f. (Relatório RPBA, 1317).
- KLEIN, G. V., MELO, V., DELLA FÁVERA, J. C. Subaqueous gravity processes on the Front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, Denver, v. 83, n. 5, p. 1469-1492, May 1972.
- LOUTIT, T. S., HARDENBOL, J., VAIL, P. R., BAUM, G. R. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Sea-level changes: and integrated approach. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 183-213 (SEPM, Special Publication, 42).
- MATO, L. F. Aspectos litológicos e ambiente deposicional dos biocalcarenitos ostracoidais — Marco 58 da Formação Candeias/Membro Gomo, Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, 1989. Curitiba. *Anais...* Curitiba: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1989. v. 2. p. 1001-1015.
- MATO, L. F., DIAZ, J. I., CAMPOS, J. A., CUPERTINO, J. A. *Roteiro de campo das Bacias de Tucano e Jatobá: atlas e interpretação*. Salvador: PETROBRÁS / DEXBA, 1989. 48 f. 61 p. Relatório interno.
- PASSOS, L. J. *Tentativa de uniformização na nomenclatura dos arenitos da Formação Ilhas Superior*. Salvador: PETROBRÁS / RPBA / DIREX / SERGED, 1967. 17 f. Relatório interno.
- PEREIRA, C. P., VIANA, C. F. *Petrografia, estratigrafia e ambiente deposicional do Marco "15" na Bacia do Recôncavo*. Salvador: PETROBRÁS / DEXBA, 1984. 36 f. (Relatório DEXBA, 1774).
- POSAMENTIER, H. W., VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and systems tract models. In: Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 125-154. (SEPM, Special Publication, 42).
- REGALI, M. S. P. *Zoneamento palinológico e paleoclima da Bacia do Recôncavo e de Tucano*. Salvador: PETROBRÁS/RPBA/DIREX/SETEX, 1966. 8 f. Relatório interno.
- SILVA, H. T. F., PICARELLI, A. T., CAIXETA, J. M., CAMPOS, N. R., SILVA, O. B., RIGUEIRA, R. C. *Aspectos evolutivos do Andar Rio da Serra, fase rift, na Bacia do Recôncavo e a Formação Jacuípe*. Salvador: PETROBRÁS/DEXBA, 1989. v. 1. 139 p. (Relatório interno).
- TEIXEIRA NETTO, A. S., BRAGA, J. A. E., BRUHN, C. H. L., MAGNAVITA, L. P., OLIVEIRA, J. J., FISHER, W. L. *Prospectos estratigráficos do Recôncavo, arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu*. Salvador: PETROBRÁS/DEXBA/DINTER, 1984. 83 f. (Relatório DEXBA, 1776).
- TOLDERER-FARMER, M., COIMBRA, J. C., MOURA, J. A., GILSON, H. N. *Reconstrução paleoambiental da Bacia do Recôncavo (Cretáceo Inferior, Brasil) com base em ostracodes — um estudo preliminar*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 1989. Relatório interno.
- VAN MORKHOVEN, F. P. C. M. *Post-paleozoic ostracoda: their morphology, taxonomy, and economic use*. Amsterdam: Elsevier, 1962. v. 1. p. 1-204.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITIT, T. S., HAR-

DENBOL, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions In: Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 39-45. (SEPM, Special Publication, 42).

VIANA, C. F., GAMA JUNIOR, E., SIMOES, I. A., MOURA, J. A., FONSECA, J. R., ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, p. 157-192, jul./dez. 1971.

EXPANDED ABSTRACT

A regional analysis was conducted of the stratigraphic interval located between the top of the Marfim Formation and the top of Marker 15 of the Pojuca Formation, in the Recôncavo basin and southern part of the Tucano basin. The purpose was to arrive at an understanding of the sedimentary evolution in the passage from the Rio da Serra Stage to the Aratu Stage, Early Cretaceous. Aspects of the environmental and temporal significance and biostratigraphic behavior of Marker 15 are also discussed.

The first progradational sedimentation occurred inside the lake only at the end of the Rio da Serra Stage, with the sedimentation of the Marfim Formation. In that period diastrophism was milder than during the Middle Rio da Serra Stage, and the basin is believed to have acted much like a ramp, with shallow-water sedimentation occurring in nearly all parts. The Biriba Sandstone and later the calcarenites of Marker 15 were deposited in a relatively shallow-water environment over this practically flat substratum, molded by the delta plain of the Marfim Formation, thus beginning sedimentation of the Pojuca Formation.

The vertical successions observed in the Catu Member of the Marfim Formation suggest a prograding fluvial-deltaic system, river dominated highly constructive, lobed developed in an extensive shallow lake, which generated tabular sandy bodies through the coalescence of mouth bars.

The Biriba Sandstone of the Pojuca Formation overlies shales and sandy-muddy sediments covering the Catu Member. It is composed of fine to very fine sandstones displaying climbing ripple lamination, current lamination, or climbing ripple lamination turning to low-angle cross lamination (sigmoid).

The isolith map of the Biriba Sandstone reveals a lobed external geometry, pinching out to the north; it further shows that these sandy bodies are not connected to any feeding system. In the model proposed for this sandstone, deposition is strongly controlled by relative variations in the lake level.

Relations observed in outcroppings show evidence of an erosive, channel-shaped surface, imbedded with thin, very fine-sandstone bodies displaying a sigmoidal external geometry, with sedimentary structures similar to those observed in Biriba Sandstone core samples. The

erosive surface and incisions are believed to have formed during a period of relatively low lake level (advancing coastline). Later, with the subsidence rate surpassing the rate of eustatic drop, a relative rise in water level occurred (receding coastline), forestalling continuity of erosive processes and prompting the filling in of bottom irregularities by deposits of deltaic characteristics, covered by the pelitic sediments of the subsequent transgression. This sedimentation is equivalent to that which occurs in lowstand systems tract-lowstand wedge of marine basins. This interpretation fits the Biriba Sandstone as well as all other discontinuous sandstones of the Pojuca Formation (Cambuqui and Imbé sandstones).

The sedimentary record observed in this stratigraphic interval suggests that the basal and middle portions of Marker 15, together with the underlying shale, constitute a succession that shallows upward and, in this case, also coarsens upward. The biocalcarene layers observed at the top of the marker and the overlying shales suggest a subsequent increase in water depth. The top of Marker 15 can therefore be seen as equivalent, in the lacustrine environment, to a surface of marine flooding. This means the top of Marker 15 can be used as a boundary of the parasequence or of the genetic stratigraphic sequence.

The top of the graphoelectric feature is characterized by the occurrence of grain-supported ostracode biocalcarenes, made up of ostracode carapaces generally filled in with micrite, which in turn neomorphoses locally into sparry calcite. The dominance in biocalcarene layers of sediments originated in the basin itself indicates that these layers are the result of the reworking and transport of carapaces and valves deposited earlier. These deposits are characteristic of condensation zones and are believed to have formed during a period of regional transgression and flooding of the basin margin.

*Marker 15 occurs inside the *Paracypridea obovata* zone (NRT 005), *Paracypridea elegans elegans* subzone (NRT 005.2), always intermediary between the top of subzones NRT 005.2 and NRT 005.1 and never crossing these lines, lending the marker its chronostratigraphic significance.*