

FÁCIES EÓLICA NA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA — EXEMPLO DE POTENCIAL RESERVATÓRIO PROFUNDO

EOLIAN FACIES IN THE BARRA DE ITIÚBA FORMATION:
EXAMPLE OF A POTENTIAL DEEP RESERVOIR

Gustavo de Carvalho Pinho e Manoel Nabuco Chaves Costa

RESUMO — A Formação Barra de Itiúba é reconhecida como unidade geradora e reservatório de hidrocarbonetos e gás na Bacia de Sergipe-Alagoas. No Baixo Regional de Alagoas, apresenta-se como espesso pacote constituído por intercalações de arenito e folhelho de origem deltaica. Em testemunho do poço 1-MAS-1-AL foi reconhecida litofácies eólica de composição subarcosiana no intervalo de -4 351,5 a -4 369,5 m, portador de água. A litofácies eólica encontra-se associada à litofácies de canal, provavelmente de distributário deltaico, apresentando respectivamente valores médios de porosidade de 11,5 e 8,2%, e valores médios de permeabilidade de 13,2 e 4,8mD. Aspectos texturais da fácies eólica parecem ter favorecido o desenvolvimento de porosidades e permeabilidades ligeiramente mais altas do que aquelas identificadas na fácies de canal. A porosidade principal e secundária, resultante da corrosão de grãos do arcabouço, da dissolução de grãos feldspáticos e localmente de cimento carbonático. A porosidade, tanto primária quanto secundária, foi conservada em função da relativa estabilidade composicional e mecânica do arcabouço, rica em quartzo. Os feldspatos contribuíram de forma particular para o desenvolvimento do espaço poroso, suportando a compactação numa fase inicial da diagênese e mantendo abertos os caminhos para a circulação de fluidos. Posteriormente, sob dissolução parcial, liberaram espaço poroso a expensas do arcabouço. A importância deste estudo resulta da caracterização da litofácies eólica na Formação Barra de Itiúba e da porosidade apresentada a mais de 4 000 m de profundidade, representando uma nova fronteira exploratória a ser pesquisada na Bacia de Sergipe-Alagoas.

(Originais recebidos em 10.12.90.)

ABSTRACT — Located in the Sergipe-Alagoas Basin, the Barra de Itiúba Formation is a recognized hydrocarbon/gas source rock and reservoir. In the Alagoas Regional Low it appears as a thick packet of interbedded sandstone and shale of deltaic origin. A core sample from well 1-MAS-1-AL reveals a subarkosic eolian lithofacies at the -4,351.5/-4,369.5 m water-bearing interval. This lithofacies is associated with a channel lithofacies, which is probably of a deltaic distributary. The two lithofacies display average porosity values of 11.5% (eolian) and 8.2% (channel) and average permeability values of 13.2 mD and 4.8 mD. Textural aspects seem to have favored the development of slightly higher porosity and permeability values in the eolian facies. Main porosity is secondary and resulted from the corrosion of framework grains and from the solution of both feldspar grains and, locally, carbonate cement. Both primary and secondary porosity were preserved thanks to the relative compositional and mechanical stability of the quartz-rich framework. The feldspars played a special role in the development of pore space, as they averted compaction at the initial stage of diagenesis and kept the pathways of fluid circulation open. Later, pore space was created through solution of the framework. In characterizing the eolian lithofacies in the Barra de Itiúba Formation and measuring the porosity at a depth of over 4,000 m, this study has identified a new exploratory frontier in the Sergipe-Alagoas Basin.

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

1 - Seção de Laboratório (SELAB), Divisão de Interpretação (DINTER).

2 - Setor de Bacias Terrestres (SEBAT), Divisão de Interpretação (DINTER) Distrito de Exploração do Nordeste (DENEST), Rua do Acre 2504, CEP 49060, Aracaju, Sergipe, Brasil.

1 – INTRODUÇÃO

O poço 1-MAS-1-AL (Massagueira 01) localiza-se na porção centro-norte da Bacia de Sergipe-Alagoas, no compartimento tectono-sedimentar denominado Baixo Regional de Alagoas. Está situado, mais

precisamente, no extremo sudeste da Lagoa Manguaba e no *trend* estrutural da Falha de Tabuleiro dos Martins, distando 14 km a sudoeste da Cidade de Maceió, Alagoas (fig. 1). Este poço pioneiro, abandonado como seco, tinha como objetivos principais os arenitos das forma-

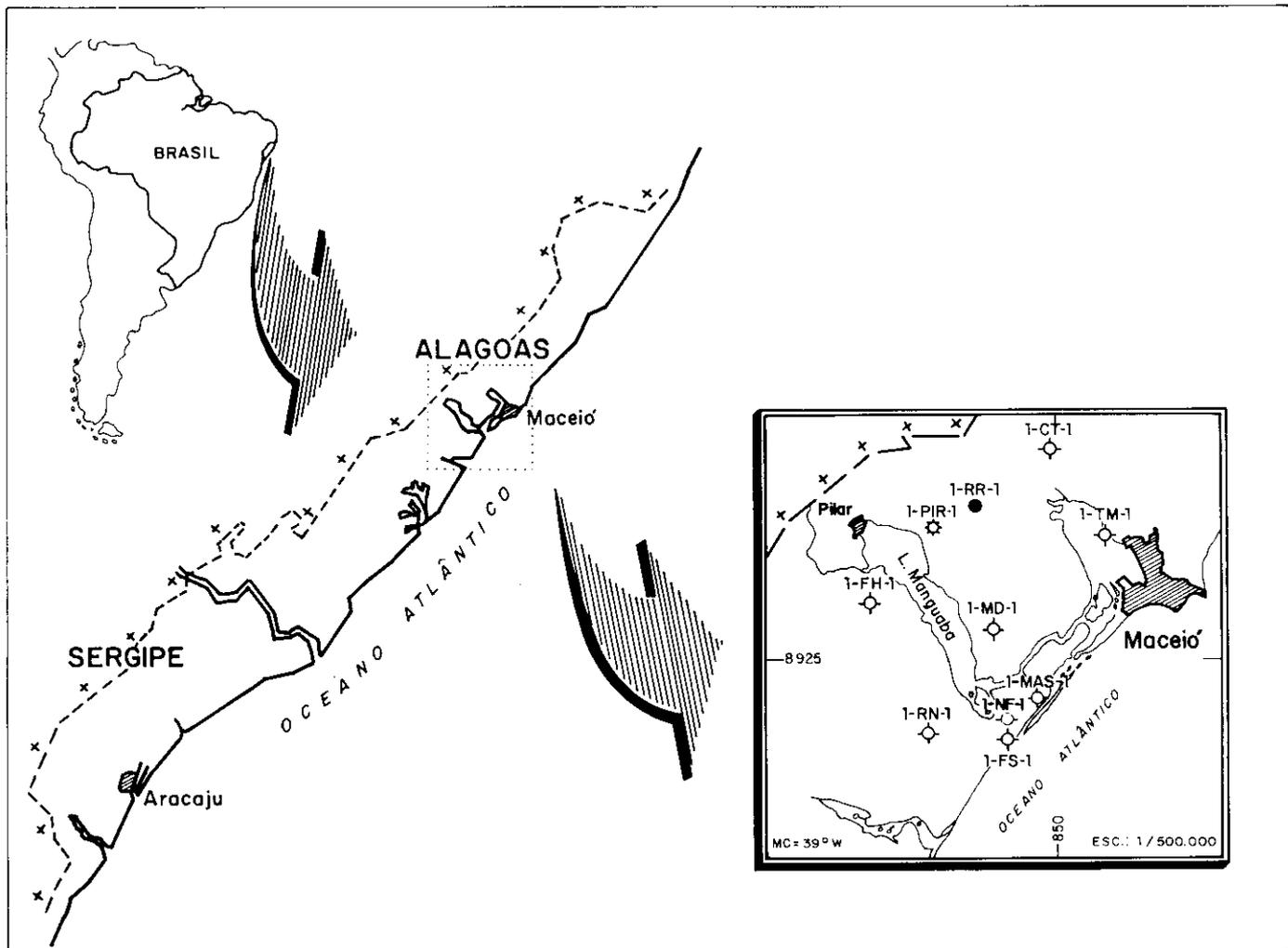


Fig. 1 - Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas e do poço 1-MAS-1-AL.
 Fig. 1 - Location map, Sergipe Alagoas Basin and well 1-MAS 1-AL.

ções Coqueiro Seco, Barra de Itiúba e Serraria. Na seção correspondente à Formação Barra de Itiúba, este poço interceptou, a uma profundidade de 4 300 m, arenitos-reservatório portadores de água com cerca de 10% de porosidade média, valores estes bem acima daqueles previstos por Bruhn *et al.* (1988) para esta unidade nas condições mencionadas.

O intervalo de -4 348,0 a -4 424,0 m do 1-MAS-1-AL, pertencente à Formação Barra de Itiúba, compreende uma seqüência genética bastante arenosa, à qual se atribua, através de interpretação de perfis, uma deposição turbidítica de frente deltaica inserida em ampla seção pelítica. Foram testemunhados 18 m do topo desta

seqüência (de -4 351,5 a -4 369,5 m), com o objetivo de verificar o potencial destes arenitos como rocha-reservatório.

Na área do Baixo Regional de Alagoas, o intervalo estratigráfico testemunhado no 1-MAS-1-AL somente foi alcançado pelos poços 1-NF-1-AL (Norte do Francês), 1-RN-1-AL (Rio Niquim) e 1-LPC-1-AL (Lagoa Pacas), localizados a 3 km, 9,2 km e 23 km no quadrante sudoeste do 1-MAS-1-AL, respectivamente. Os demais poços da área foram interrompidos em horizontes estratigráficos superiores. Com base nisto, e considerando a disposição quase alinhada dos poços, fica prejudicada qualquer interpretação que en-

volva a geometria externa e a distribuição do corpo arenoso.

Análises sedimentológicas possibilitaram a caracterização faciológica do intervalo arenoso testemunhado, e análises petrofísicas forneceram dados para comparações com os padrões médios de porosidade e permeabilidade da formação em profundidades equivalentes.

Os resultados obtidos justificam o interesse que esta seqüência genética desperta no momento em que se procura ampliar as fronteiras exploratórias da bacia.

O presente trabalho descreve a litofaciologia e as características petrográficas dos arenitos testemunhados no poço 1-MAS-1-AL e pro-

cura compreender os processos que controlaram a existência destes reservatórios em grandes profundidades.

2 – CONTEXTO REGIONAL

A coluna sedimentar na área do poço 1-MAS-1-AL tem espessura máxima da ordem de 5 300 m. A Formação Barra de Itiúba apresenta-se com intercalações de arenitos e folhelhos depositados nas idades Rio da Serra, Aratu e Buracica, durante o rifteamento da bacia (fig. 2).

Em estudo detalhado da Formação Barra de Itiúba, Bandeira e Ojeda (1969) dividiram-na em sete níveis litoestratigráficos operacionais de BIT I a BIT VII, do mais novo para o mais velho. Baseados em interpretações de perfis e utilizando os estudos sedimentológicos de Della Fávera (1974), Figueiredo e Beltrami (1976) propuseram para esta formação um modelo deposicional deltaico, onde os folhelhos do BIT VII representariam o prodelta e os arenitos finos e folhelhos do BIT VI ao BIT I constituiriam a planície e frente deltaica, com os arenitos grosseiros da Formação Penedo compondo o sistema fluvial progracional sobre o delta.

A deposição das formações Penedo e Barra de Itiúba foi controlada por um sistema de falhas normais, que condicionou o *trend* principal de sedimentação na direção N-S. As principais áreas-fonte eram localizadas na Plataforma de São Miguel dos Campos e nas proximidades do Campo de Pilar, cujo aporte de sedimentos foi principalmente NW-SE.

Na área da Plataforma de São Miguel dos Campos e numa faixa pró-

ximo à borda da bacia, predominam as fácies de planície e frente deltaica. Em direção ao Baixo Regional de Alagoas (1-MAS-1-AL) até o Andar Aratu, predomina a fácies prodeltaica, com grande espessura de folhelhos e com desenvolvimento de corpos arenosos distais e/ou turbidíticos.

3 – FÁCIES SEDIMENTARES

3.1 – Litofaciologia

O intervalo testemunhado no 1-MAS-1-AL compreende arenitos de finos a conglomeráticos, de composição subarcosiana a arcosiana. Subordinadamente, ocorrem folhelhos cinza-esverdeados a escuros e siltitos cinza-claros. A partir de critérios texturais, composicionais e genéticos, foram reco-

nhecidas cinco litofácies neste intervalo, designadas informalmente por litofácies A, B, C, D e E (fig. 3).

A litofácies A é definida por arenitos conglomeráticos a finos, bem a mal selecionados, com cimentação silicosa e fragmentos de folhelho, localmente argilosos e carbonáticos, maciços ou com estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas. Apresenta-se em seqüências com granocrescência tanto ascendente quanto descendente.

A litofácies B é representada por arenitos muito finos e silticos, maciços a levemente laminados, argilosos, bioturbados e fluidizados. Encontra-se, em geral, associada à litofácies anterior, sucedendo-a ou sendo truncada.

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	SISTEMA DEPOSICIONAL	FASE	CRONOESTRATIGRAFIA	
COQUEIRO SECO		LEQUE DELTAÍCO TALUDE SUBLACUSTRINO	RIFT II	JIQUIÁ	
Mb. MOR. DO CHAVES		PLATAFORMA			
PENEDO		FLUVIAL	RIFT I	BURACICA	
BARRA DE ITIÚBA		PLANÍCIE E FRENTE DELTAÍCA PRODELTA		ARATU RIO DA SERRA	
SERRARIA		FLUVIAL			
BANANEIRAS CANDEEIRO		LACUSTRE		DOM JOÃO	
ARACARÉ		PLANÍCIE COSTEIRA	PRÉ-RIFT	JURÁSSICO	
BATINGA		GLACIAL	INTRACRATÔNICA	PERMIANO	PALEOZOICO
				CARBONÍFERO	

Fig. 2 - Coluna estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas na área do 1-MAS-1-AL (adaptado de Feijó e Lana, 1990).

Fig. 2 - Stratigraphic column in the area of well 1-MAS-1-AL, Sergipe-Alagoas Basin (adapted from Feijó and Lana, 1990).

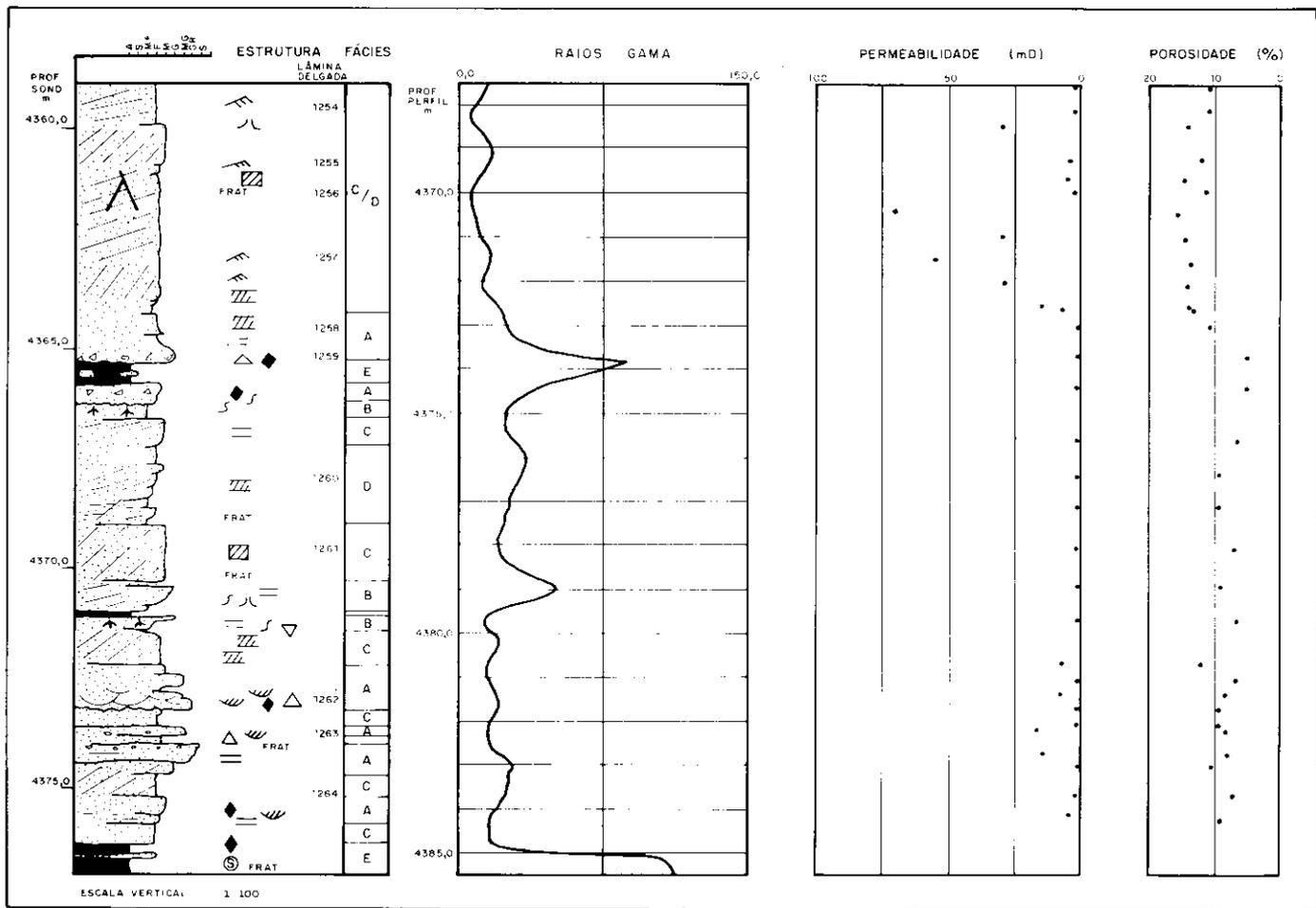


Fig. 3 - Análise seqüencial do testemunho 1 do poço 1-MAS-1-AL.
Fig. 3 - Sequential analysis of core sample 1 from well 1-MAS-1-AL.

A litofácies C compreende arenitos bem selecionados, finos a grosseiros, com bimodalidade realçada pela alternância de delgadas lentes de diferentes granulometrias, cimentação silicosa e conspícua laminação plano-paralela, por vezes tabular de baixo ângulo com truncamentos. Esta litofácies é a mais freqüente dentre todas, comparando em aproximadamente 60% do testemunho.

A litofácies D é caracterizada por arenitos bem selecionados, bimodais, predominantemente finos a muito finos, com grãos dispersos de areia média a grosseira. Muitas vezes, a relação entre os diâmetros das duas principais modas granulométricas supera 1:5. Costuma apresentar-se silicificada, maciça ou com laminação incipien-

te. Níveis siltoargilosos descontínuos ocorrem subordinadamente. Esta litofácies apresenta-se estreitamente associada e/ou intercalada à anterior.

A litofácies E compreende sedimentos finos como folhelhos, siltitos e arenitos muito finos. A coloração dos folhelhos varia do cinza-escuro ao médio, enquanto os siltitos se mostram mais claros.

3.2 - Petrografia

Visando caracterizar petrograficamente os intervalos arenosos que apresentaram potencial como rocha-reservatório, foram analisadas apenas as litofácies A, C e C/D, tendo sido descritas 11 lâminas delgadas.

Em relação à composição detrítica, não se verificam grandes diferenças entre as litofácies. O intervalo amostrado representa subarcósios com teores variáveis de feldspato, cuja abundância é controlada diageneticamente. O quartzo monocristalino predomina amplamente sobre o tipo policristalino, da mesma forma que os feldspatos potássicos são duas vezes mais freqüentes que os plagioclásios. Como acessórios são identificados: *chert*, muscovita, zircão, apatita e fragmentos de rochas como granitóides, quartzito, milonito e calcários. Os componentes mecanicamente mais frágeis são mais comuns na litofácies A. Em comparação com o nível litoestratigráfico BIT V e VI (zonas 9A, 11C e 11E), no Campo de Furado, as areias testemunhadas no 1-MAS-1-AL apresentam-se muito mais quartzosas (fig. 4).

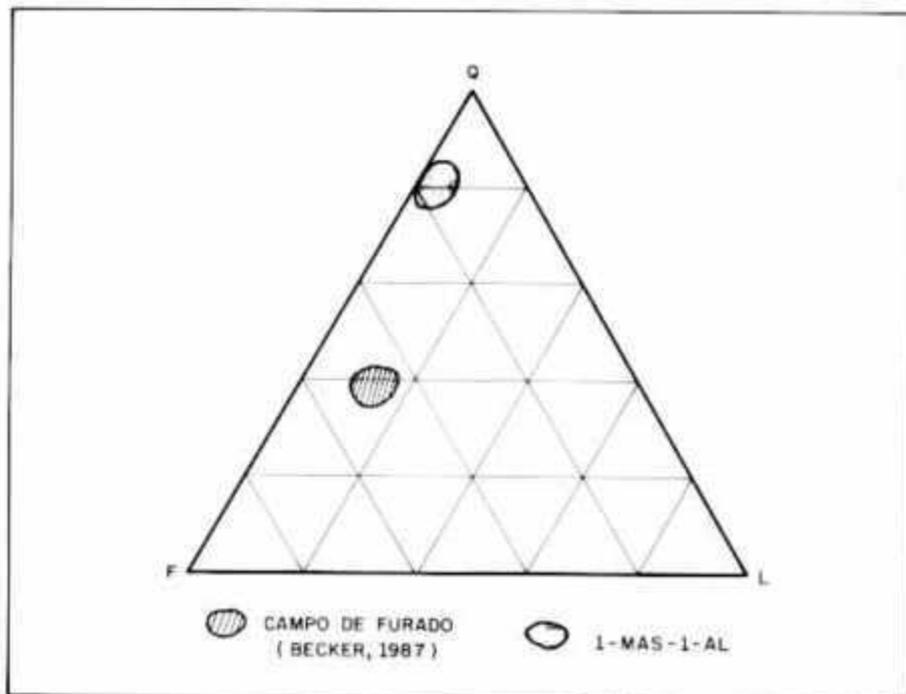


Fig. 4 - Diagrama QFL mostrando dados dos arenitos da Formação Barra de Itiúba do Campo de Furado e do poço 1-MAS-1-AL (segundo Folk, 1974).

Fig. 4 - QFL diagram showing data for sandstones of the Barra de Itiúba Formation, Furado Field, and of well 1-MAS-1-AL (after Folk, 1974).

Crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspatos são encontrados em todas as litofácies descritas. Apresentam-se corroidos, com contatos suturados entre si ou com os grãos adjacentes (*pressure solution*) e, também, com as faces cristalinas bem delineadas preenchendo poros secundários. Relacionados com esta fase cimentante, aparecem também crescimentos discretos de

quartzo em poros secundários. A calcita é outro cimento importante, porém restrito volumetricamente. Tem a distribuição controlada pela textura da rocha, apresentando-se poiquilótópica, corroida em parte e eventualmente maclada nas lâminas de granulação mais grosseira dos subarcósios. Em porções mais finas, é encontrada em mosaico. O teor em ferro parece ser maior nes-

te tipo de calcita. É encontrada também preenchendo poros secundários, livre de qualquer evidência de corrosão. Outros cimentos menos significativos volumetricamente são: o anatásio e o leucóxênio. A pirita e os opacos ferruginosos são raramente observados.

Se a composição é uniforme, a textura, entretanto, é bem diferente entre as litofácies. Os subarcósios da litofácies A variam de finos a muito grosseiros, apresentando, em geral, baixo grau de selecionamento e organização interna (foto 1).

A litofácies C exibe subarcósios finos a grosseiros, bem selecionados, bimodais e organizados internamente. Com frequência, alternam-se lâminas mais finas e mais grosseiras. A litofácies D guarda menor grau de organização interna, porém mantém pronunciada bimodalidade. Algumas vezes, grãos de areia grosseira se encontram distribuídos erráticamente em meio a grãos finos, ressaltando a íntima associação da litofácies D à litofácies C (foto 2).

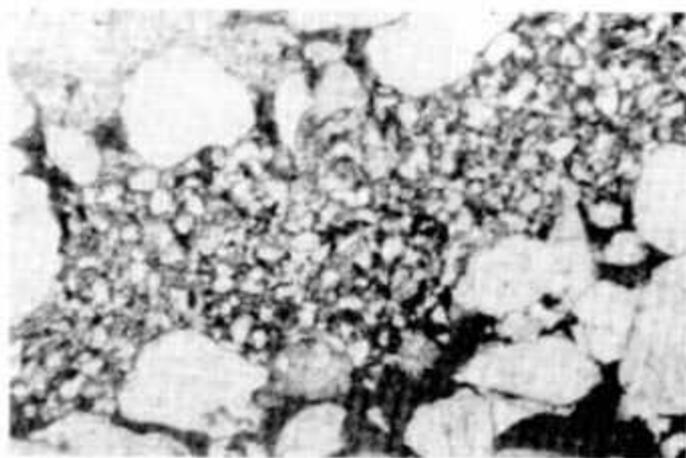


Foto 1 - Depósitos de preenchimento de canal. Arenito mal selecionado, grosseiro a conglomerático. Litofácies A. 4 374, 25 m.
Photo 1 - Channel fills. Poorly sorted, coarse, conglomeratic sandstone. Lithofacies A, well 1-MAS-1-AL, 4,374.25 m.

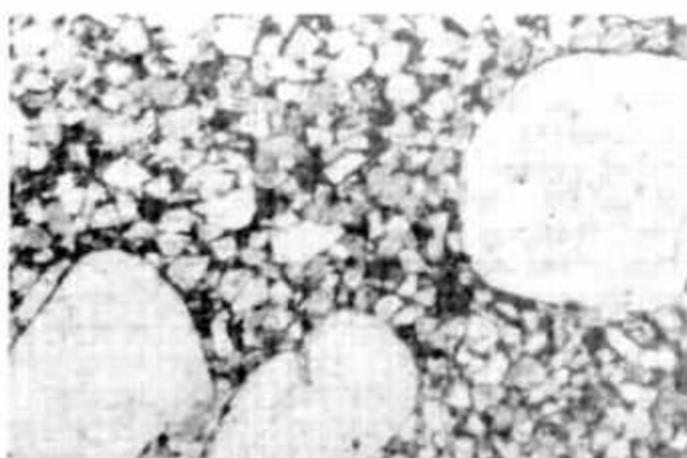


Foto 2 - Conjunto de sets de arenito. Estratificação cruzada tabular, desenvolvida por queda de grãos. Observar a significativa seleção e bimodalidade, 4 363,90 m.
Photo 2 - Trough cross bedded sandstones. Stratification developed by grainfalls. Note sorting and bimodality. Well 1-MAS-1-AL, 4,363.9 m.

O arredondamento dos grãos e o empacotamento são muito semelhantes entre as litofácies. O primeiro aumenta com a granulometria e o empacotamento, relativamente uniforme, é caracterizado por contatos retos, côncavo/convexos e suturados entre os grãos em ambas as litofácies.

A distribuição do espaço poroso apresenta o mesmo comportamento do empacotamento. Os poros em geral variam de 0,1 a 0,05 mm, porém os subarcólios da litofácies A – que exibem uma granulometria mais grosseira – tendem a ter poros maiores. Observa-se, localmente, bimodalidade na distribuição de tamanhos de poros com duas modalidades principais na faixa de 0,2 a 0,3 mm (poros intergranulares) e de 0,6 a 0,8 mm (poros móldicos).

3.3 – Reconhecimento do Ambiente Depositional

A um primeiro exame dos testemunhos, algumas feições texturais e deposicionais sobressaem, revelando a atuação de agentes de transporte distintos: a água e o vento.

Observando aspectos tais como estruturas sedimentares, granulometria, seleção, composição e comportamento seqüencial, foi possível associar a cada litofácies um contexto deposicional, bem como reconstruir a evolução do empilhamento dos sedimentos. O perfil de raios gama não discrimina as várias litofácies arenosas.

Uma deposição em canais rasos foi atribuída aos subarcólios médios a-conglomeráticos da litofácies A, que apresentam feições de corte e preenchimento, com granocrescências ascendente e



Foto 3 Arenito bimodal com estratificação cruzada de baixo ângulo. 4 360,40 m.
Photo 3 Bimodal sandstone with low angle cross bedding, well 1 MAS 1 AL, 4,360 4 m.

descendente, baixa seleção, presença de intraclastos argilosos e baixo grau de organização interna em lâmina delgada (foto 3). Os subarcólios muito finos a silticos da litofácies B são considerados como relacionados com os canais, correspondendo a depósitos de inundação.

Os sedimentos pelíticos da litofácies E assinalam uma deposição lacustre. Os siltitos associados denotam uma deposição por suspensão, raramente exibindo estruturas sedimentares.

As litofácies C e D representam fácies retrabalhadas pelo vento, cujas feições típicas são: granulometria variando de fina a grosseira, bom selecionamento, bimodalidade, presença de estratificações cruzadas tabulares de alto e baixo ângulos, fluxo e queda de grãos (fotos 4 e 5), e arranjo interno dos constituintes, observável em lâmina delgada.



Foto 4 Fotomicrografia de lâmina delgada (polarizadores cruzados) ilustrando agressiva cimentação calcítica em arenito grosseiro de canal. Porosidade secundária desenvolvida a partir da dissolução do cimento. 4 362,85 m, largura da foto 0,75 mm.

Photo 4 Thin section photomicrograph (crossed Nicols), showing aggressive calcite cementation in coarse channel sandstone. Secondary porosity developed from cement solution. Well 1 MAS 1 AL, 4,362.85 m, photo width: 0.75 mm.



Foto 5 Fotomicrografia de lâmina delgada (polarizadores descruzados) mostrando subarcólio mal selecionado, resultando em heterogênea distribuição de espaço poroso. Observar fragmento de siltito. 4 373,75 m, largura da foto 0,75 mm.

Photo 5 Thin section photomicrograph (parallel Nicols), showing poorly sorted subarkose resulting in heterogeneous distribution of pore space. Note siltite fragment. Well 1 MAS 1 AL, 4,373.75 m, photo width 0.75 mm.

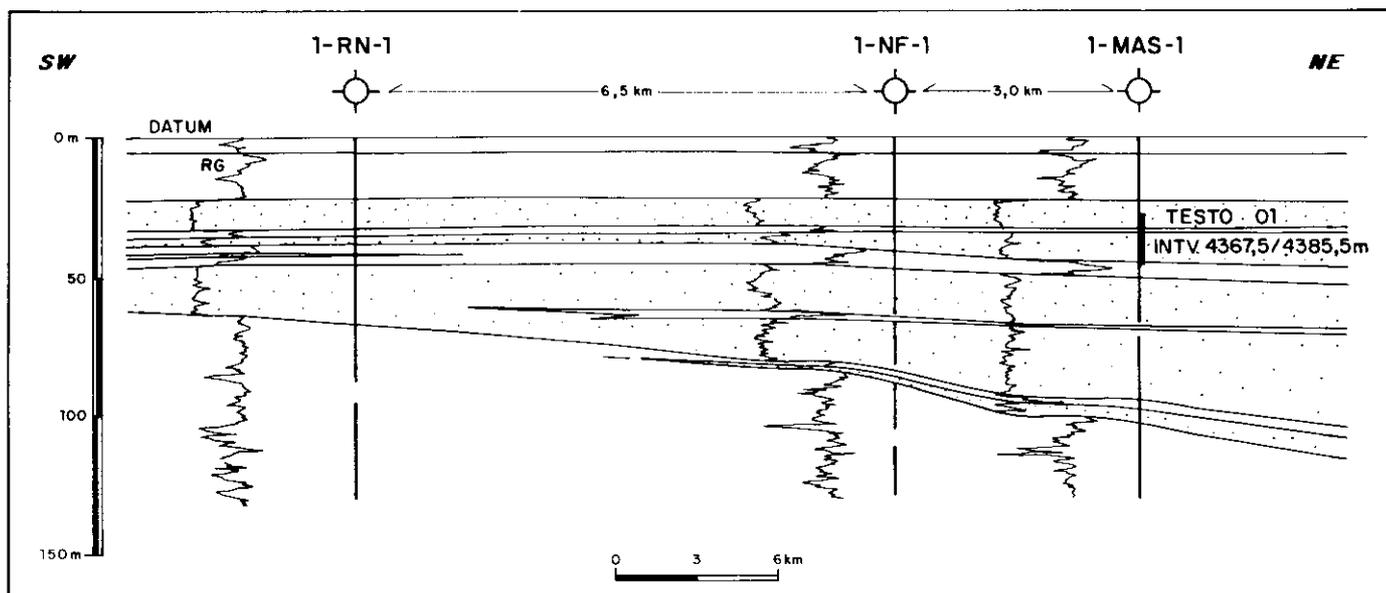


Fig. 5 - Seção estratigráfica evidenciando a correlação e a geometria externa da seqüência genética testemunhada no poço 1-MAS-1-AL. Os poços 1-RN-1-AL e 1-NF-1-AL foram os únicos que atravessaram esta mesma seqüência.

Fig. 5 - Stratigraphic cross-section showing correlation and external geometry of genetic sequence cored in well 1-MAS-1-AL. Wells 1-RN-1-AL and 1-NF-1-AL were only other ones to cross this same sequence.

Importantes critérios para o reconhecimento de fácies eólica em subsuperfície, associada a seqüências fluviais, são relacionados por Lanzarini *et al.* (1986) e Moraes e Raja Gabaglia (1986).

Lanzarini *et al.* (1986) apontam como indicativos de deposição eólica a presença de estruturas do tipo laminação por queda de grão e por fluxo de areia, as ondulas de adesão e outros aspectos, como o bom selecionamento e o desenvolvimento de um padrão cilíndrico ou em forma de caixote em perfis de raios gama.

Moraes e Raja Gabaglia (1986) descrevem parâmetros texturais, composicionais e padrões de estratificação, presentes em dunas e em depósitos eólicos com estratificação de baixo ângulo. Texturalmente, definem dois tipos de padrões exclusivos de sedimentos eólicos.

– **Tipo 1:** textura em lâminas individualmente bem selecionadas, mas com granulometria diferente, que é mais típica das dunas;

– **Tipo 2:** textura bimodal na fração areia, mais característica dos de-

pósitos de baixo ângulo associados às dunas.

Esses autores, além disso, indicam um progressivo amadurecimento composicional das fácies eólicas intercaladas a seqüências fluviais. Este amadurecimento se traduz numa redução de partículas mecanicamente frágeis ao processo de transporte por saltação, particularmente os feldspatos. Sedimentos eólicos tendem a apresentar composição ortoquartzítica.

As feições apresentadas em ambos os trabalhos são identificadas no testemunho estudado. A composição subarcosiana (fig. 4) revela uma tendência ao enriquecimento em quartzo em relação aos feldspatos, resultante de dissolução destes últimos durante a diagênese, como também consequência de diferenciação composicional durante a deposição. Assumindo como uniforme o processo de dissolução diagenética dos feldspatos, a fácies eólica provavelmente apresentava teores originais de feldspatos inferiores àqueles encontrados na fácies de canal, como pode ser inferido pelas menores razões quartzo/feldspato exibidas pelos subar-

cósios eólicos em relação aos subarcósios de canais. Bruhn (comunicação verbal) observou a existência de grande semelhança entre a seqüência sedimentar amostrada no 1-MAS-1-AL e os sedimentos flúvio-eólicos do Membro Água Grande da Formação Itaparica, na Bacia do Recôncavo.

Definida a fácies eólica, resta estabelecer critérios que permitam discriminar a identidade da seqüência descrita como sendo fluvial ou deltaica. Verifica-se, entretanto, que o intervalo arenoso amostrado pertence a uma seqüência genética que se insere em ampla seção de folhelhos, aos quais se acredita uma deposição prodeltaica (fig. 5). As interpretações regionais baseadas em dados de subsuperfície e sísmica não permitem identificar qualquer descontinuidade deposicional próxima à base desta seqüência.

Com base nestas premissas, é mais provável que os corpos arenosos estudados sejam o resultado de uma deposição de um lobo deltaico distal que progradou sobre os folhelhos de prodelta, sendo sub-

metidos a retrabalhamento pelas correntes de vento litorâneas, durante a exposição subaérea. Assim, os canais representariam os distributários, e os arenitos eólicos corresponderiam a depósitos retrabalhados; não foram encontradas barras frontais associadas. No testemunho, predominam registros de condições subaéreas, possivelmente consequência de rebaixamento do nível da água do corpo aquoso, fenômeno comum em lagos.

3.4 – História Depositional

A deposição inicial no Andar Rio da Serra foi caracterizada pela seção pelítica da Formação Barra de Itiúba (BIT VII), lacustre, com esparsas camadas arenosas de turbiditos de frente deltaica.

No topo do Andar Rio da Serra, houve a progradação de um lobo deltaico distal, identificado nos poços 1-MAS-1-AL, 1-NF-1-AL e 1-RN-1-AL, sobre os folhelhos do BIT VII. O 1-LPC-1-AL, situado próximo ao Campo de Jiquiá, apresenta o intervalo estratigráfico equivalente, sem, contudo, correlacionar-se em perfis. Nesta última área, a Formação Barra de Itiúba se correlaciona mais com a Plataforma de São Miguel dos Campos, provavelmente por ter tido contribuições da área-fonte aí localizada.

O aumento do ângulo de mergulho com a profundidade, imediatamente acima do corpo arenoso testemunhado no 1-MAS-1-AL, observado no perfil de mergulho, indica o efeito de compactação diferencial dos sedimentos pelíticos sobrejacentes, caracterizando um acunhamento do leque deltaico na direção do mergulho, noroeste – Plataforma de São Miguel dos Campos (fig. 6). No intervalo arenoso, o

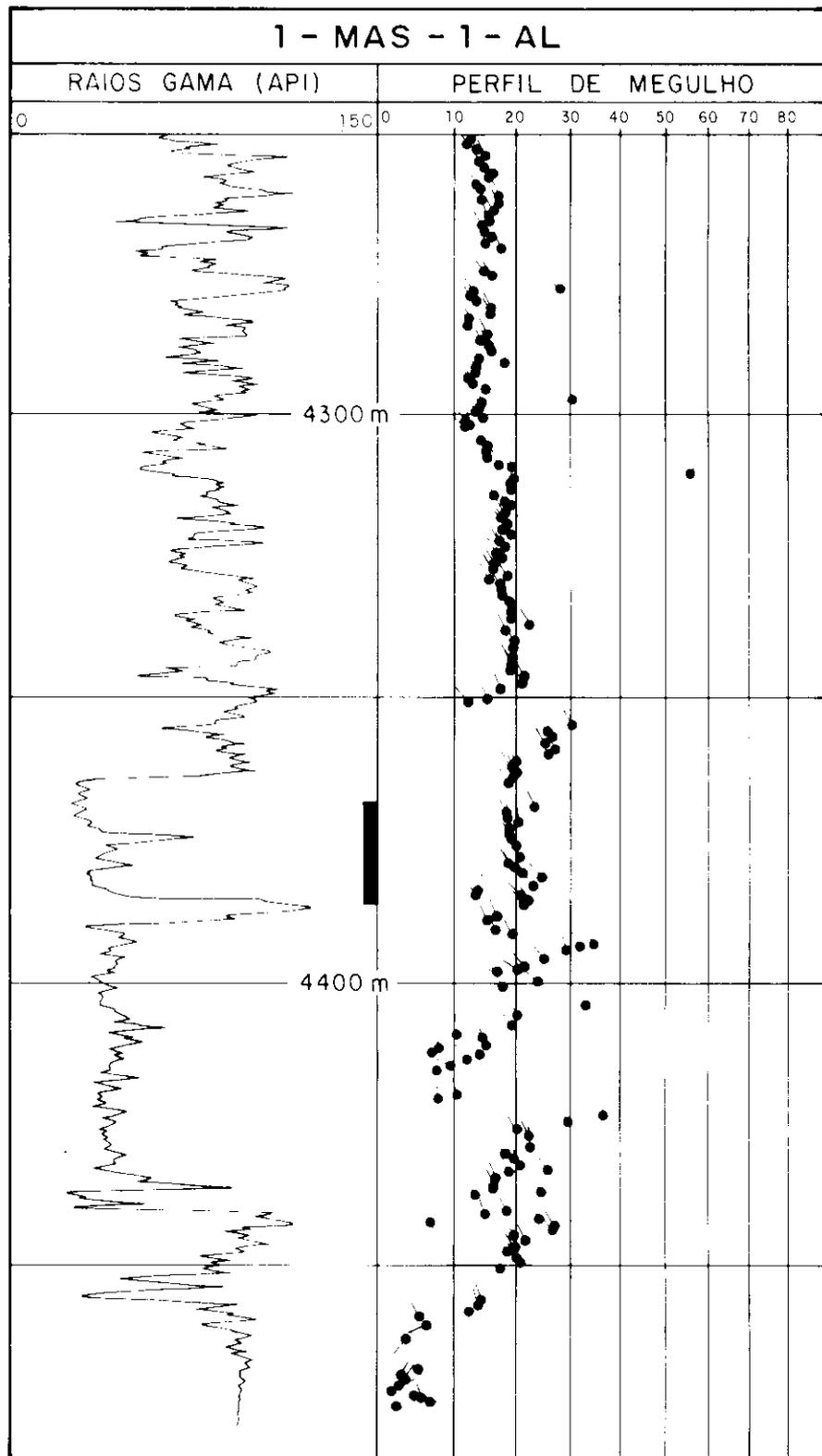


Fig. 6 - Perfis de raios gama e de mergulho do poço 1-MAS-1-AL cobrindo a seqüência estudada. Observar o padrão "caixote" do perfil de raios gama no corpo arenoso. O aumento do ângulo de mergulho com a profundidade dos sedimentos pelíticos sobrejacentes ao intervalo arenoso é resultante da compactação diferencial e indica o acunhamento desse possível leque deltaico na direção do mergulho NE.

Fig. 6 - Gamma ray logs and dipmeters for well 1-MAS-1-AL, covering the sequence studied. Note box pattern of gamma-ray log for sandy body. The increase in dip angle with depth of pelitic sediments overlying the sandy interval is the result of differential compaction and is indicative of the pinching out of this possibly deltaic fan toward the NE dip.

perfil apresenta ângulos de mergulho decrescentes com a profundidade, retratando os *sets* deposicionais. Possivelmente, as deltações tiveram a área-fonte localizada nas proximidades do Campo de Pilar (fig. 7).

Posteriormente à deposição desse lobo deltaico até o topo do Andar Aratu, houve a recorrência de sedimentação de folhelhos prodeltaicos, com esporádicas deltações e turbiditos na área do 1-MAS-1-AL e adjacências. Provavelmente, as deltações estiveram condicionadas a um avanço ou recuo da área-fonte e às taxas de suprimento e subsidência da bacia. Em direção ao

topo do Andar Buracica, que corresponde aproximadamente ao topo da Formação Barra de Itiúba, grada para uma sedimentação eminentemente deltaica com aumento da razão arenito/folhelho.

Na plataforma de São Miguel dos Campos, a partir do topo do Andar Rio da Serra, processavam-se as progradações da frente deltaica (do BIT VI ao BIT I), com a migração da parte distal do sistema para o Baixo Regional de Alagoas.

À medida que as sub-bacias foram assoreadas, os rios progradaram sobre os deltas, depositando os

arenitos grosseiros fluviais da Formação Penedo.

4 – EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A história diagenética destes arenitos feldspáticos restringe-se principalmente à compactação mecânica e química que atuou como um processo contínuo na modelagem dos reservatórios, à cimentação silicosa e à criação de espaço poroso secundário (fig. 8).

A seqüência diagenética observada não difere muito daquela exibida de uma forma geral por arenitos, estando de acordo com a seqüên-

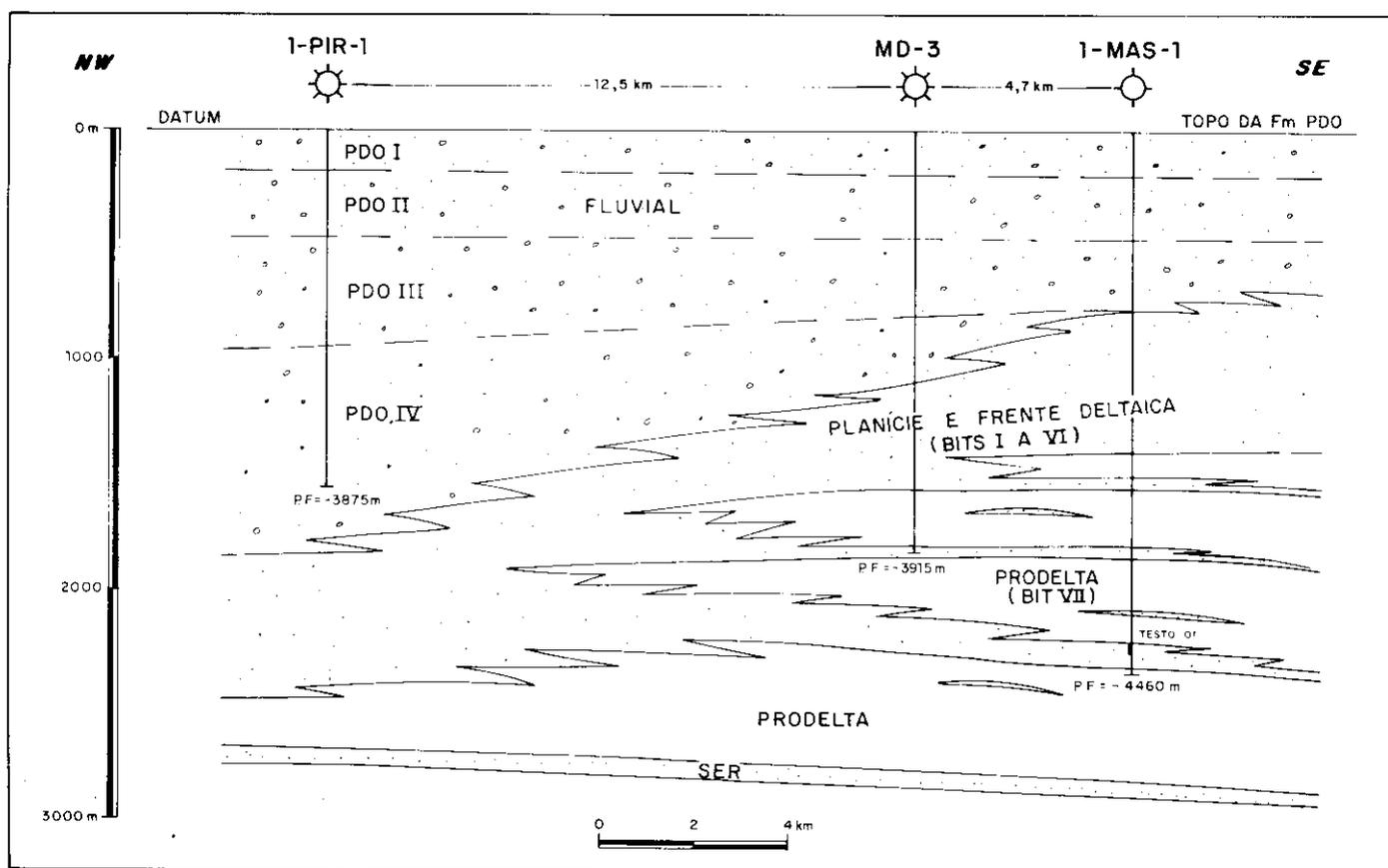
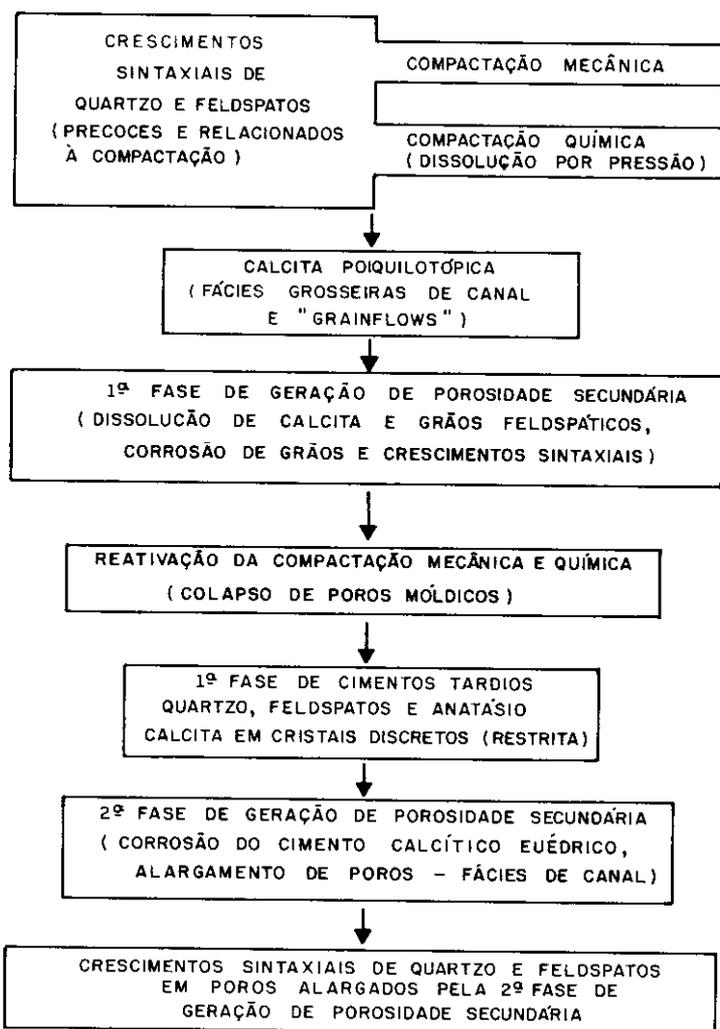


Fig. 7 - Seção estratigráfica esquemática. Observar a área-fonte deltaica a noroeste, próxima ao Campo de Pilar.

Fig. 7 - Schematic stratigraphic cross section. Note deltaic source area located to NW, near Pilar Field.

FASES DIAGENÉTICAS



ADAPTADO DE BRUHN ET AL. 1988

Fig. 8 - Sequência diagenética esquemática para os subarcósis das litofácies-reservatório do poço 1-MAS-1-AL.

Fig. 8 - Schematic diagenetic sequence for subarkosic reservoirs of well 1-MAS-1-AL.

ciados durante a eodiagênese, acompanharam o crescente soterramento dos arenitos, desenvolvendo-se até o início da mesodiagênese.

A compactação mecânica marca a transição para o regime mesodiagênético, restringindo gradualmente o espaço poroso. Os grãos tendem a mostrar predomínio de contatos retos, côncavo/convexos e suturados, independentemente da litofácies analisada. A compactação química, envolvendo a solução por pressão em um sistema cada vez mais restrito, estimula os crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspato.

Uma fase carbonática calcítica poikilótópica se implanta localmente nos níveis mais grosseiros (nos eolianitos, se estabelece nas lâminas formadas por fluxo de grãos). Associada, desenvolve-se, nos níveis mais finos, uma fase em pequenos cristais em mosaico. Ambas tendem a apresentar um comportamento agressivo em relação ao arcabouço (foto 6). A existência de cimentação calcítica precoce (eodiagênética) não é descartada, podendo, inclusive, ser precursora da calcita poikilótópica. Contudo, se ocorreu, não deixou registros de sua presença.

Com o gradativo arrefecimento na compactação mecânica, processa-se a dissolução do arcabouço siliciclástico e dos cimentos carbonáticos. Tem-se importante período de criação de porosidade secundária por fluidos percolantes. Particularmente, os feldspatos foram alvo dos agentes de dissolução, deixando como herança, em muitos casos, poros mólidos ou parcialmente lixiviados. Como, volumetricamente correspondem a significa-

cia diagenética proposta por Bruhn *et al.* (1988) para os reservatórios siliciclásticos das seções *pré-rift* e *rift* das bacias do Recôncavo, Sergipe-Alagoas e Potiguar. Apresenta, contudo, variações em função de suas particularidades texturais e mineralógicas, com fases mais desenvolvidas e outras ausentes.

desenvolvimento de crescimentos precoces de quartzo e feldspatos. Provavelmente, a dissolução parcial de feldspatos instáveis em relação ao contexto geoquímico, cuja evidência foi destruída pela compactação, teve lugar nesta fase da diagênese. O recobrimento das areias por folhelhos da Formação Barra de Itiúba deve ter contribuído para o gradativo isolamento do intervalo poroso.

Os crescimentos sintaxiais incipientes de quartzo e feldspato, ini-

A eodiagênese deixou reduzidas impressões nos sedimentos. Em condições próximas à superfície, a circulação de fluidos favoreceu o

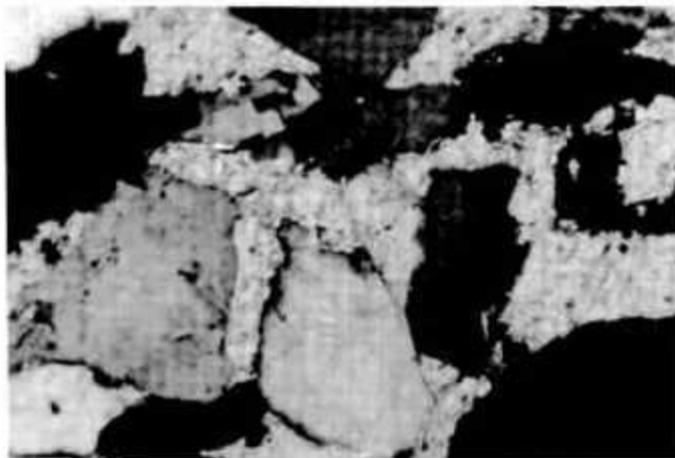


Foto 6 - Fotomicrografia de lâmina delgada (polarizadores descruzados) mostrando subarcócio bem selecionado de origem eólica, com pronunciada bimodalidade. 4 365,20 m, largura da foto 3,0 mm.
 Photo 6 - Thin section photomicrograph (parallel Nicols), showing well sorted eolian subarkose with marked bimodality. Well 1 MAS 1-AL, 4,365.2 m, photo width: 3.0 mm.

tiva parcela do arcabouço, ressaltasse sua contribuição para o incremento da porosidade.

Evidências de uma reativação da compactação mecânica, posterior à primeira fase de geração de porosidade, são encontradas em alguns locais, onde, por exemplo, observam-se poros môldicos colapsados.

A atuação desta fase não é muito pronunciada.

Fases diagenéticas tardias se desenvolvem após a criação do espaço poroso secundário. Quantitativamente, crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspato, e crescimentos discretos são os mais representativos desta fase diagenética.

Anatásio exibindo de maneira geral faces de crescimento cristalino livres de corrosão são enquadrados neste período.

Calcita tardia, correspondente à primeira fase de cimentos tardios proposta por Bruhn *et al.* (1988), é identificada apenas em alguns locais dos subarcósios estudados (foto 7). Nestes intervalos, não ultrapassa 2,5% do volume da rocha. Esta mesma fase calcítica é encontrada corroída em poros alargados, caracterizando a atuação de uma segunda fase de geração de porosidade secundária (mais pronunciada na fácies de canal – foto 8).

Em resumo, são identificadas duas fases de cimentação carbonática, de desenvolvimento de porosidade secundária e de compactação, sugerindo, de acordo com o modelo proposto por Bruhn *et al.* (1988), que os arenitos da Formação Barra

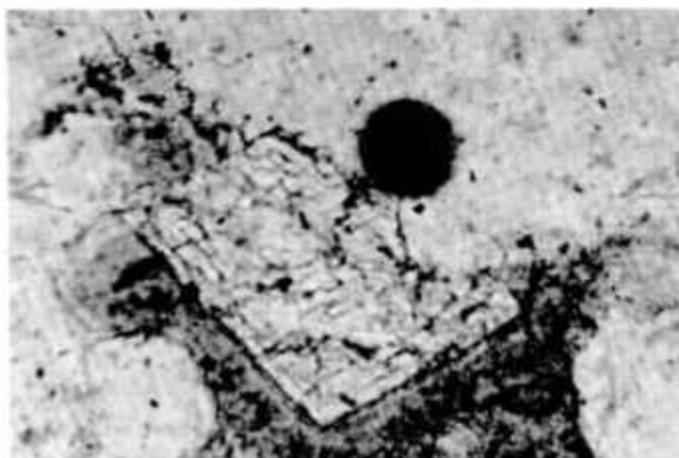


Foto 7 - Fotomicrografia de lâmina delgada (polarizadores descruzados) ilustrando cimentação calcítica tardia desenvolvida em poro secundário. Observar as faces cristalinas bem desenvolvidas. 4 373,75 m, largura da foto 0,3 mm.
 Photo 7 - Thin section photomicrograph (parallel Nicols), showing late calcite cementation in secondary pore. Note well developed crystalline faces. Well 1 MAS 1-AL, 4,373.75 m, photo width: 0.3 mm.

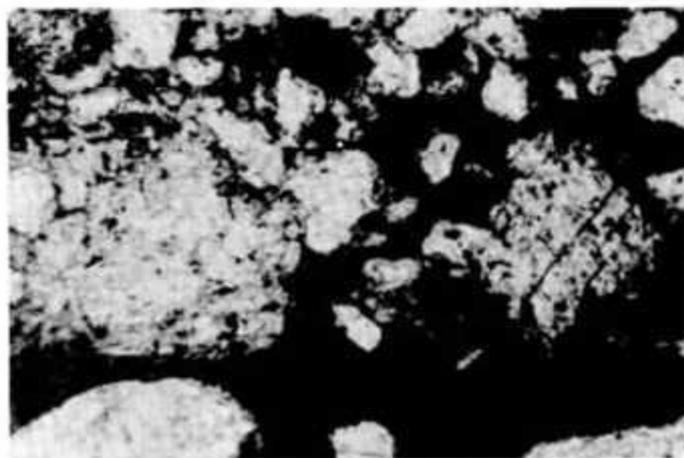


Foto 8 - Fotomicrografia de lâmina delgada (polarizadores descruzados) exibindo cristal de calcita tardia, nucleado em grão feldspático. Superfícies corroídas do cristal denunciam uma segunda fase de criação de porosidade secundária. 4 373,75 m, largura da foto 0,75 mm.
 Photo 8 - Thin section photomicrograph (parallel Nicols), showing late calcite crystal nucleated onto feldspar grain. Corroded surfaces of crystal indicate a second phase of secondary porosity. Well 1 MAS 1-AL, 4,373.75 m, photo width: 0.75 mm.

de Itiúba, no 1-MAS-1-AL, estiveram sujeitos a dois períodos de fluxo de solventes orgânicos, gerados pela maturação dos folhelhos da seção *rift* e da seção transicional, situados no contíguo Bloco Baixo da Falha de Tabuleiro dos Martins.

Além das condições favoráveis à geração de hidrocarbonetos e à configuração de reservatórios na área do 1-MAS-1-AL, o trapeamento também é favorecido pela ampla seção de folhelhos que insere os intervalos arenosos intercalados (Cangussu, 1990). Entretanto, as condições de migração parecem não ter sido favoráveis, pois o intervalo mostra-se portador de água.

5 – POROSIDADE – MODELO DE GERAÇÃO DO RESERVATÓRIO

Como considerado anteriormente, dois pulsos de compactação e geração de porosidade secundária atuaram sobre os subarcósios, de forma indiferenciada em relação à litofaciologia. Verificou-se, também, a inexistência de características mineralógicas ou texturais que determinassem rumos diagenéticos distintos às litofácies. O principal evento, a compactação, atuou com igual intensidade tanto sobre os subarcósios eólicos quanto sobre aqueles depositados em canais. A cimentação por calcita tardia e sua corrosão foram observadas em ambas as fácies dentro de poros secundários.

Alguns dos exemplos da permanência de intervalos reservatórios siliciclásticos a grandes profundidades são: a Formação Norphlet (Golfo do México) e o Grupo Brent (Mar do Norte).

No Golfo do México, a Formação Norphlet foi objeto de estudo por

vários autores (Dixon *et al.* 1989, Vaughan Junior e Joe Benson, 1988). **Estes reservatórios apresentam porosidades acima de 20%, a aproximadamente 6 000 m de profundidade e uma composição subarcosiana a arcósiana (Vaughan Junior e Joe Benson, 1988, Dixon *et al.* 1989).** Diversas condições diagenéticas contribuíram para a preservação de porosidade primária e a criação de porosidade secundária: a presença de *coatings* argilosos inibidores da cimentação silicosa, a cimentação precoce intensa (calcita e anidrita) e a entrada de hidrocarbonetos criando zonas de alta pressão. Os melhores reservatórios encontram-se em intervalos onde ocorreu extensiva lixiviação de cimentos e grãos carbonáticos, resultando na expansão da porosidade primária intergranular.

Bjørlykke *et al.* (1989) advogam que a porosidade primária tende a ser melhor preservada em arenitos com alta proporção de grãos estáveis até cerca de 3 a 4 km de profundidade (quartzarenitos). Arenitos feldspáticos e arcósios tenderiam a perder o feldspato por dissolução e a ganhar caulinita por precipitação, sem grandes modificações na porosidade. Estes autores acreditam, contudo, que estes sedimentos tenham maior potencial de preservação de porosidade secundária, em relação à primária. Harris (1989) observou que não ocorreu um ganho líquido na porosidade, apesar da intensa dissolução de feldspatos no Grupo Brent. À medida que os feldspatos eram dissolvidos, reduzia-se o *mechanical strength* da rocha, promovendo o colapso dos poros recém-criados.

Os principais efeitos da compactação mecânica, relacionados com o

rearranjo e ruptura de grãos, são observados nos 1 500 m iniciais de soterramento. A partir daí, a compactação química, caracterizada pelo processo de *pressure solution* toma vulto (Angevine e Turcotte, 1983). Tanto a compactação mecânica quanto a química concorrem para a destruição do espaço poroso primário de forma irremediável (Houseknecht, 1987). Segundo este último autor, a oclusão do espaço intergranular pela cimentação representa um processo reversível, podendo durante a diagênese favorecer o desenvolvimento de espaço poroso secundário.

É um fato intuitivo que contatos mais apertados resultem de uma maior cobertura de soterramento (Taylor, 1950). Nos subarcósios estudados, não se verifica significativa variação de tipos de contatos entre os grãos em função da litofácies. Tanto os arenitos de canal quanto os eolianitos guardam as impressões deixadas pelo forte evento compactacional e denotam o predomínio de contatos retos, côncavo/convexos e suturados, implicando um arcabouço relativamente fechado e uma perda irremediável da porosidade primária original. Estes tipos de contatos perfazem aproximadamente 70% do total (fig. 9).

Becker (1987), estudando a Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado, caracterizou composicionalmente os reservatórios de três zonas (9A, 11C e 11E) como arcósios, obtendo aproximadamente os valores de 39% para o quartzo, 49% para os feldspatos e 12% para os fragmentos de rocha (fig. 4).

Composicionalmente, as fácies eólica e de canal da Formação Barra de Itiúba, no 1-MAS-1-AL, são muito homogêneas. Apresentam teor

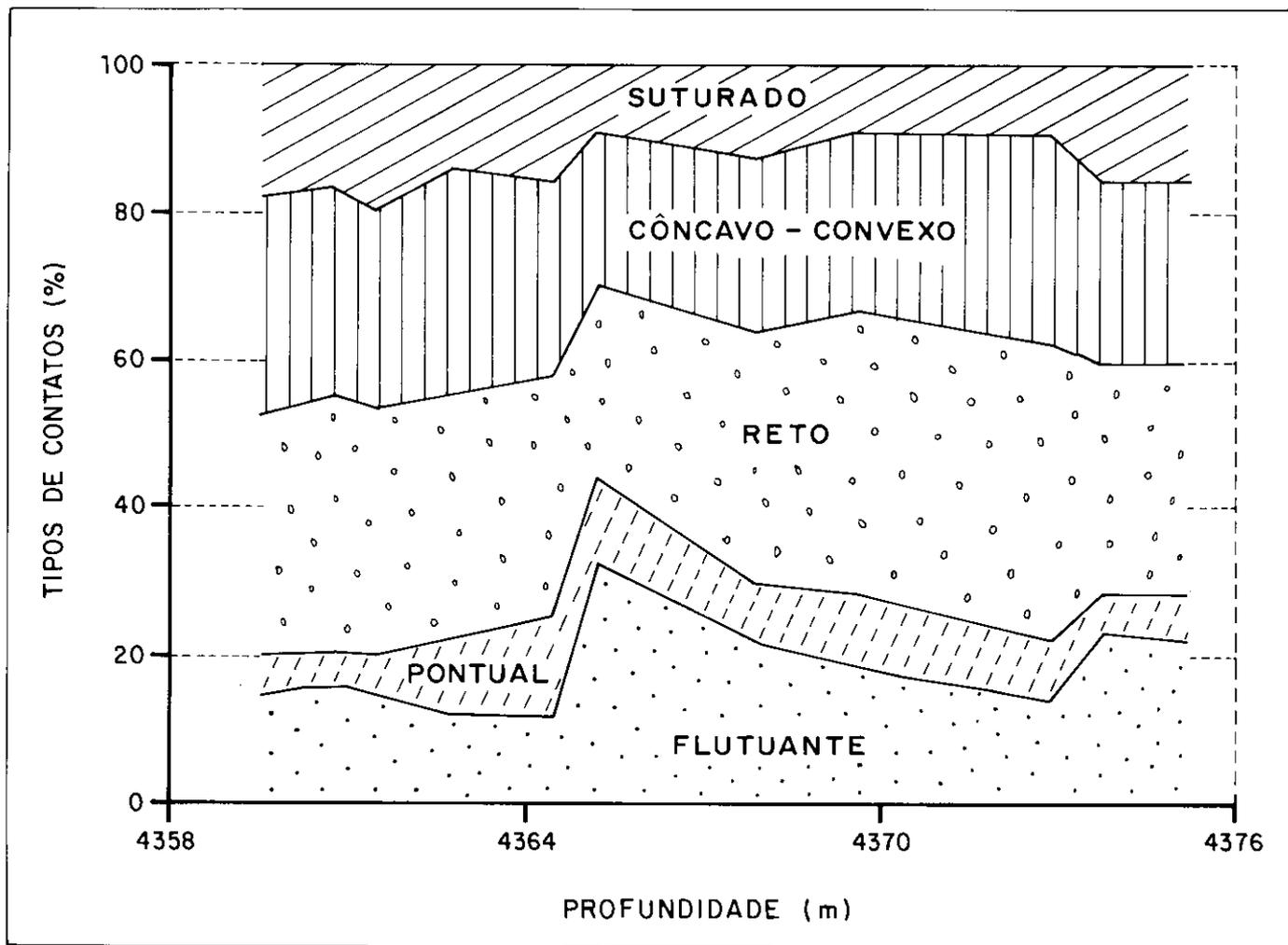


Fig. 9 - Tipos de contatos entre os grãos dos reservatórios subarcosianos no poço 1-MAS-1-AL.
 Fig. 9 - Types of contact between grains of subarkosic reservoirs, well 1-MAS-1-AL.

médio de 16% em feldspatos, implicando uma extraordinária diferença em relação aos arcósios do Campo de Furado. Estes dados composicionais podem refletir um controle diagenético. Contudo, os teores iniciais em feldspatos seriam maiores na fácies de canal, como proposto por Moraes e Raja Gabaglia (1986), em função de sua menor estabilidade mecânica ao transporte por agente eólico, denunciando um controle deposicional sobre a composição. As razões feldspato/quartzo encontradas para as duas litofácies são muito próximas. Os subarcósios eólicos apresentam, em média, uma razão de 0,19, enquanto os subarcósios de canal exibem 0,21.

Durante a diagênese, principalmente após a principal fase de compac-

tação (mesodiagênese), ocorreu a dissolução preferencial de feldspatos em relação ao quartzo, resultando em poros secundários mólidos ou do tipo *honey-combed*, acarretando uma variação composicional dos sedimentos. As fácies eólica e de canal apresentam, em média, respectivamente, 34% e 28% da porosidade total constituída por poros mólidos e do tipo *honey-combed*. A dissolução dos feldspatos no testemunho do 1-MAS-1-AL acarretou um ganho real na porosidade, ao contrário do observado para o Grupo Brent por Harris (1989), onde o ganho representado pela dissolução foi compensado pela perda decorrente da compactação. Diversos fatores interagiram para a manutenção do *mechanical strength* da rocha ao longo de toda história de soterramento do inter-

valo estudado no poço 1-MAS-1-AL. Entre os mais importantes, podem ser relacionadas: a cimentação precoce silicosa (crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspato), a simplicidade mineralógica dos sedimentos e a estabilidade mecânica à compactação. Quando as condições químicas permitiram, os feldspatos foram dissolvidos, sem que os reservatórios tivessem sofrido acentuados efeitos de recompactação e, inclusive, sem que argilominerais tivessem precipitado nos poros criados.

Em relação à cimentação por carbonatos, sulfatos ou clorita, verifica-se marcante distinção entre os subarcósios encontrados no 1-MAS-1-AL e os possantes reservatórios da Formação Norphlet descritos na literatura. No Massa-

gueira predomina o cimento silicoso que apresenta uma distribuição bastante homogênea. Apesar de ser fundamental para a manutenção do *mechanical strenght* da rocha, este tipo de cimento é restrito em termos volumétricos e estável em fase diagenética mais avançada, não contribuindo com eficiência para a criação de espaço poroso secundário. No Golfo do México, ao contrário, os cimentos presentes nos arcósios (calcita e sulfatos) muito contribuíram para a geração de porosidade secundária através de sua dissolução durante a fase mesodiagenética destas seqüências.

Sombra (1990, neste volume), avaliando reservatórios siliciclásticos das bacias marginais brasileiras, enfatizou a importância do tempo de sujeição dos sedimentos a condições de soterramento, na preservação/perda de espaço poroso. De acordo com este autor, a Formação Barra de Itiúba, do 1-MAS-1-AL, enquadra-se no grupo de reservatórios do tipo III e apresenta uma história de soterramento típica das bacias terrestres. Isto significa que os subarcósios atingiram rapidamente a profundidade atual e permaneceram aproximadamente 110 M.a. soterrados por significativo pacote sedimentar (fig. 10). Conseqüentemente, seriam esperadas porosidades e permeabilidades bem abaixo daquelas encontradas. **A estabilidade mecânica do arcabouço (mais quartzoso do que nas demais porções da Formação Barra de Itiúba e cimentado precocemente por crescimentos sintaxiais) pode explicar os elevados valores de porosidades observados nos subarcósios do 1-MAS-1-AL.**

A dissolução de grãos feldspáticos, a corrosão de grãos do arcabouço

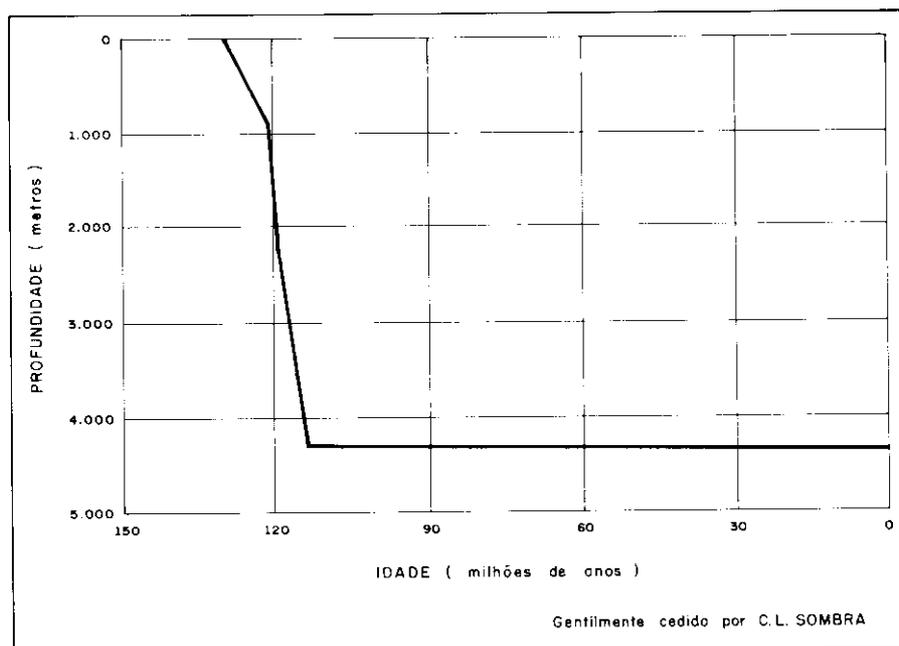


Fig. 10 - Curva de soterramento para o intervalo testemunhado no poço 1-MAS-1-AL.
Fig. 10 - Burial curve for cored interval, well 1 MAS-1-AL.

e a dissolução de cimento calcítico respondem por significativa parcela da porosidade secundária presente na rocha. A partir de análises quantitativas petrográficas, verificou-se que a dissolução de calcita na fácies de canal corresponde a 12% do espaço poroso, enquanto na fácies eólica é insignificante. Os efeitos de corrosão perfazem 51% da porosidade presente na fácies eólica e 49% na de canal. O espaço poroso primário preservado da compactação e cimentação apresenta restrita importância volumétrica, somando 11% e 8% da porosidade total nas fácies eólica e de canal, respectivamente.

O tamanho dos poros é relativamente homogêneo, variando de 0,1 a 0,05 mm. A fácies de canal tem tendência à maior heterogeneidade na distribuição do espaço poroso, em virtude provavelmente de sua textura menos homogênea. Poros

agigantados e móldicos, resultantes da dissolução de grãos, estabelecem nestes casos uma "polimodalidade" de tamanhos de espaço poroso, segundo a granulometria dos grãos originais que foram dissolvidos (de 0,2 a 0,3 mm e de 0,6 a 0,8 mm).

Identificam-se diferenças nas características permoporosas das duas litofácies analisadas. A fácies eólica apresenta em média 11,5% de porosidade e 13,2 mD de permeabilidade, valores comparativamente mais elevados do que aqueles encontrados para a fácies de canal, com 8,2% de porosidade e 4,8 mD de permeabilidade. Observa-se que, apesar de apresentar poros móldicos e agigantados, a fácies de canal mostra valores de porosidade relativamente mais baixos do que a fácies eólica. Além disto, a textura e o maior grau de

selecionamento dos arenitos eólicos aparentemente contribuem para a manutenção de valores mais altos de permeabilidade do que aqueles encontrados na fácies de canal, apesar das transformações diagenéticas comuns às duas fácies. Análises de pressão capilar por injeção de mercúrio não revelam uma tendência clara distinguindo as fácies. Ambas apresentam a mesma gama de variação de tamanhos de gargantas de poros.

Bruhn *et al.* (1988) estabeleceram diversas equações de predição de porosidade e permeabilidade para reservatórios da fase *rift* das bacias marginais brasileiras. Para a Formação Barra de Itiúba, os autores verificaram diferenças de comportamento entre os poços terrestres e os marítimos, em virtude das distintas histórias de soterramento destes dois domínios. As informações obtidas pelas análises petrofísicas no testemunho do 1-MAS-1-AL revelam uma expressiva anomalia quando comparadas com as previsões de Bruhn *et al.* (1988). Este fato é de suma importância, pois amplia os horizontes prospectivos na Bacia de Sergipe-Alagoas (figs. 11 e 12).

Em resumo, o processo de manutenção de porosidade acima de 10% na Formação Barra de Itiúba foi significativamente influenciado pela cimentação precoce de quartzo e feldspato e sua continuidade durante a diagênese mais avançada. Os subarcólios foram gradativamente submetidos à compactação e redução do espaço poroso primário. Os feldspatos desempenharam um papel relevante, pois assim como o quartzo, apresentam boa resistência mecânica à compressão. Entretanto, os feldspatos são instáveis a determinadas condições geoquímicas, tornando-se

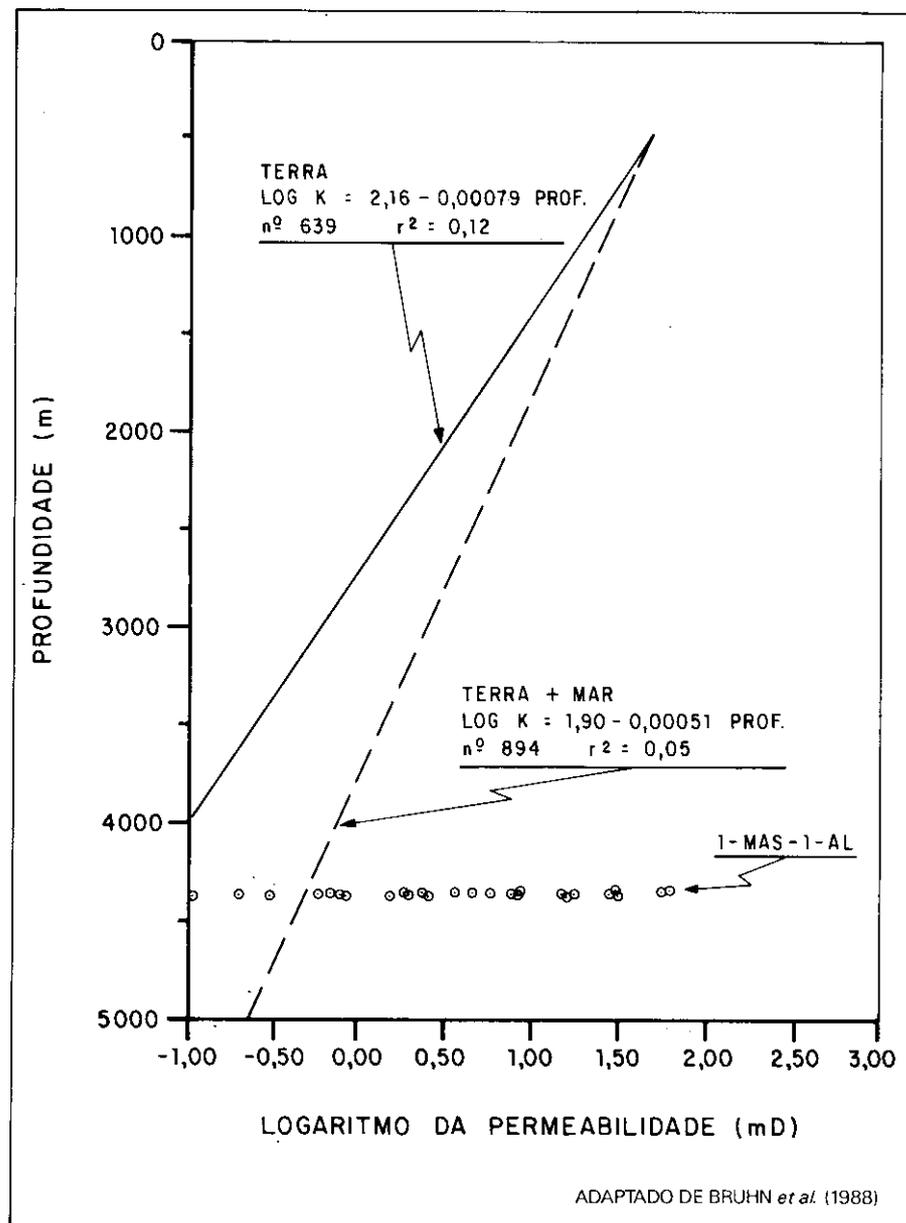


Fig. 11 - Diagrama de porosidade versus profundidade para reservatórios da Formação Barra de Itiúba situados somente em terra e terra + mar (segundo Bruhn *et al.*, 1987). Os dados obtidos pela petrofísica para o 1-MAS-1-AL são plotados para comparação.

Fig. 11 Porosity versus depth cross-plot for Barra de Itiúba Formation reservoirs located onshore and onshore/offshore (after Bruhn *et al.* 1987). Petrophysical data also shown for well 1-MAS-1-AL.

susceptíveis à dissolução. Esta dissolução no Massagueira, felizmente, ocorreu em fase posterior ao principal evento compactacional, quando a rocha já litificada havia alcançado grandes profundidades de soterramento (fig. 10). A reativação da compactação mecânica sendo incapaz de promover o generalizado colapso dos poros secundários e a restrita participação dos cimentos tardios permitiram aos reservatórios do poço

1-MAS-1-AL preservar a porosidade atualmente exibida.

Fatores deposicionais influenciaram também a compartimentalização do espaço poroso, pois o mais alto grau de selecionamento da fácies eólica parece ser responsável pela mais alta permeabilidade exibida. Observa-se que, originalmente, a fácies eólica deveria ter um conteúdo feldspático menor do que a fácies de canal. Considerando

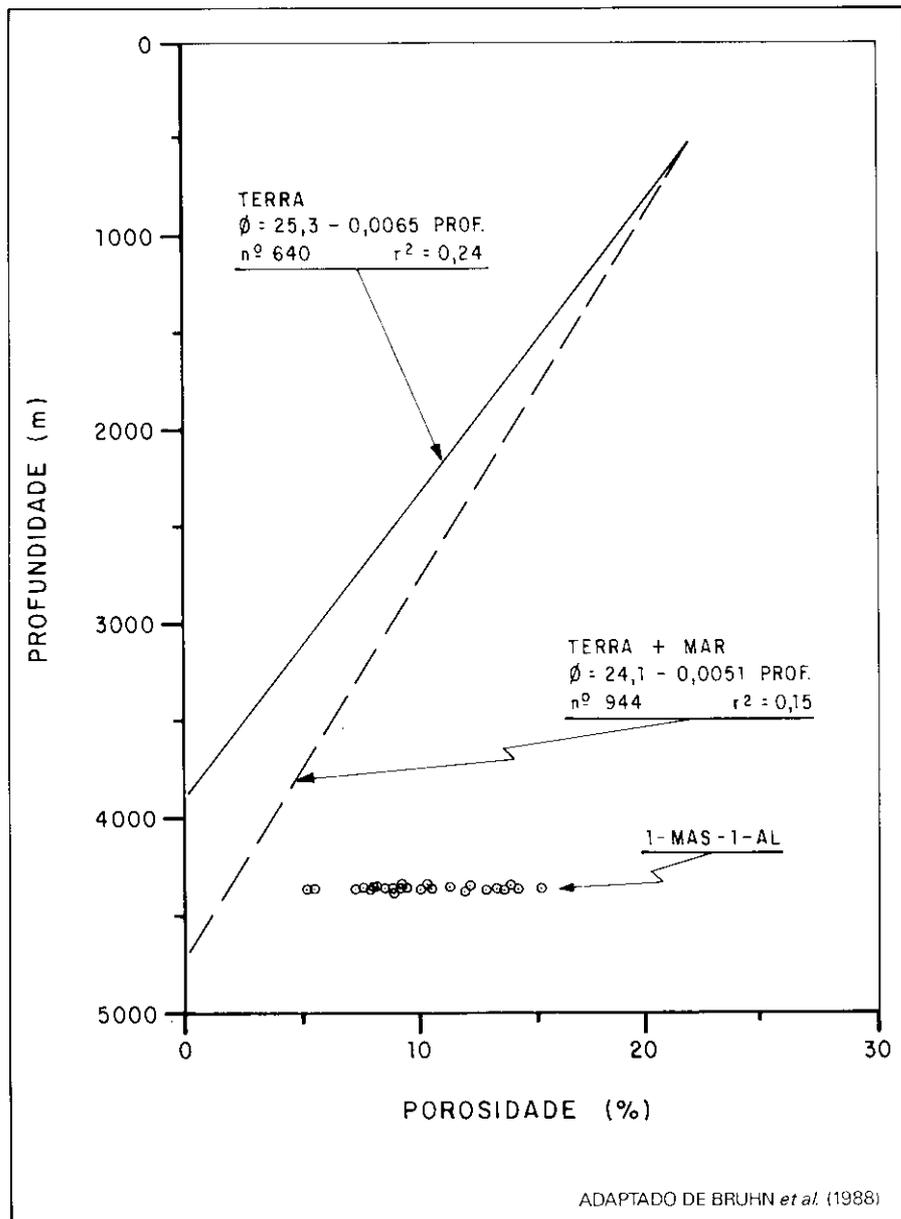


Fig. 12 - Diagrama de permeabilidade versus profundidade para reservatórios da Formação Barra de Itiúba situados somente em terra e terra + mar (segundo Bruhn, *et al.* 1987). Os dados obtidos pela petrofísica para o 1-MAS-1-AL são plotados para comparação.

Fig. 12 - Permeability versus depth cross-plot for Barra de Itiúba Formation reservoirs located onshore and onshore/offshore (after Bruhn *et al.* 1987). Petrophysical data also shown for well 1-MAS-1-AL.

uniformes os processos diagenéticos atuantes sobre a seqüência, é verificado que a razão feldspato/quartzo para as fácies eólica, sendo relativamente menor do que aquela apresentada pela fácies de canal, traduz esta tendência. Assim, mesmo apresentando um conteúdo original em constituintes quimicamente instáveis (feldspatos) ligeiramente menor, a fácies eólica apresentou o mesmo potencial à dissolução diagenética destes

constituintes que a fácies de canal, sendo ainda favorecida por sua textura, o que permitiu a manutenção dos valores de permoporosidade mais elevados.

A mais significativa parcela da porosidade atualmente exibida pelos subarcósios corresponde à corrosão de grãos quartzo-feldspáticos do arcabouço, representando uma ampliação do espaço poroso primário pós-compactação (residual). Em

segundo lugar, a dissolução interna de grãos feldspáticos representa aproximadamente 30% do espaço poroso, enquanto a preservação de porosidade primária e a dissolução de cimento calcítico contribuem em menor escala e localmente para a atual configuração da porosidade. Em função do processo marcante de corrosão de grãos, seriam esperados melhores resultados para a permeabilidade no intervalo estudado. Entretanto, um fator muito importante deve ter contribuído para que a permeabilidade não apresentasse valores muito elevados: a cimentação sintaxial de quartzo e, secundariamente, feldspato ao longo de toda a história diagenética, que contribuiu para o estreitamento das gargantas de poros.

Comparativamente, o comportamento observado pela seção testemunhada no 1-MAS-1-AL difere dos modelos descritos para o Mar do Norte e para a Costa do Golfo. Nos subarcósios estudados, não ocorreu a preservação da porosidade primária pela entrada precoce de hidrocarbonetos criando zonas de pressão anômala e diageneticamente amortecidas, ou devido à presença significativa de cimentos, como calcita e anidrita, passíveis de dissolução, ou então decorrente da presença de *coatings* de clorita que atuariam como inibidores de crescimentos sintaxiais de grãos do arcabouço (caso da Formação Norphlet - Vaughan Junior e Joe Benson, 1988; Dixon *et al.* 1989). Da mesma maneira, ainda é prematuro estabelecer uma diferenciação composicional de natureza diagenética, em virtude dos dados disponíveis (caso do Grupo Brent, Bjørlykke *et al.* (1989). Outras amostragens na área são necessárias para se verificar o total alcance do processo de dissolução de feldspatos na diferenciação composi-

cional existente entre a Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado e na área do 1-MAS-1-AL (é necessário se confirmarem variações de natureza deposicional dentro da formação, pois estão sendo comparados intervalos estratigráficos distintos).

A única similaridade guardada pelo material estudado e os exemplos acima é a significativa cimentação sintaxial precoce de quartzo e feldspatos e sua continuidade durante a diagênese mais avançada. Os subarcósios foram gradativamente submetidos à compactação e redução do espaço poroso primário. Os feldspatos, quantitativamente importantes, desempenharam papel relevante como elementos resistentes à compactação. Entretanto, insustentáveis a determinadas condições geoquímicas, os feldspatos tornam-se suscetíveis à dissolução. Este processo, felizmente, ocorreu em uma fase posterior ao evento compactacional principal, quando a rocha já havia alcançado alguns milhares de metros de soterramento (fig. 10).

6 – CONCLUSÕES

No testemunho 01 da Formação Barra de Itiúba no poço 1-MAS-1-AL, foram reconhecidas as fácies de canal e eólica, representadas, respectivamente, por arenitos finos a grosseiros, mal selecionados, e arenitos médios a finos, bem selecionados. Este reconhecimento diversifica o contexto deposicional definido anteriormente para a Formação Barra de Itiúba.

Os corpos arenosos estudados são considerados resultantes de deposição em um lobo deltaico distal

que progradiou sobre os folhelhos de prodelta, sendo submetidos a retrabalhamento pelas correntes de vento litorâneas, durante fases de exposição subaérea. Possivelmente, as deltações tiveram a área-fonte localizada nas proximidades do Campo de Pilar.

Os sedimentos analisados diferem substancialmente daqueles caracterizados para a Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado. Apesar da presença de intervalos eólicos, predomina a composição subarcósiana em toda a amostragem, contrastando com a composição arcósiana encontrada nas demais regiões da formação.

A diversidade faciológica acarretou variações no comportamento permoporoso. O melhor selecionamento dos subarcósios eólicos deve ter favorecido a manutenção de um sistema permoporoso mais eficiente do que aquele estabelecido na fácies de canal. A composição, ao lado dos aspectos texturais da rocha, influenciou o desenvolvimento do espaço poroso, favorecendo indistintamente ambas as litofácies. O grau de empacotamento identificado é o mesmo para os subarcósios eólicos e de canais.

Coube à diagênese o papel de agente controlador da porosidade secundária. A compactação e as diversas fases de crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspatos resumem as principais transformações observadas nos sedimentos.

As significativas porosidades e permeabilidades, identificadas a partir de análises petrofísicas, revelam uma anomalia para o comportamento da Formação Barra de Itiúba a profundidades maiores do que 4 000 m. Desta forma, portanto, ampliam-se as perspectivas ex-

ploratórias na Bacia de Sergipe-Alagoas.

A composição detrítica dos reservatórios com alto teor de quartzo e a simplicidade de sua evolução diagenética explicam a presença de até 15% de porosidade a mais de 4 300 m de profundidade. Predomina amplamente a porosidade secundária resultante da corrosão de grãos do arcabouço, a dissolução de feldspatos e a dissolução de cimento calcítico. A participação da porosidade primária é muito restrita.

Os feldspatos também desempenharam papel importante para a manutenção de porosidade nos reservatórios. Inicialmente, em decorrência de sua rigidez, suportaram uma forte compactação mecânica (desenvolvendo contatos retos, côncavo/convexos e suturados com grãos rígidos de quartzo) e uma compactação química implicando processo de solução por pressão entre os grãos. Posteriormente, alcançando maiores profundidades de soterramento, desestabilizaram-se quimicamente, liberando espaço poroso secundário.

AGRADECIMENTOS

A todos aqueles que colaboraram para o presente trabalho. De fundamental importância foi a participação dos geólogos Cristiano Leite Sombra, Lanamara Pinheiro Cangussu e Emerson Koehne de Castro. Significativas, também, foram as sugestões recebidas de Carlos Henrique Lima Bruhn, James Vitor Ferreira, Wilson Luiz Lanzarini. Maria Elisa Dantas foi a responsável pela datilografia do texto, Antônio de Moura Fernandes, pelos desenhos, e José Roberto Paixão, pela confecção das lâminas delgadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGEVINE, C.L., TURCOTTE, D.L. Porosity reduction by pressure solution. A theoretical model for quartzarenites. *Geol. Society of America Bull.*, v.94, p.1129-1134, 1983.
- BANDEIRA, A., OJEDA, H.A.D. *Projeto Barra de Itiúba*. [s.l.]: PETROBRÁS/DEXPRO/DIVEX, 1969. (Relatório interno).
- BECKER, A.P. *Estudo petrológico dos reservatórios da Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado, Bacia de Sergipe-Alagoas*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1987. (Tese de mestrado).
- BJØRLYKKE, K., RAMM, M., SAIGAL, G.C. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, v.78, n.1, p.243-268, 1989.
- BRUHN, C.H.L., CAINELLI, C., BARROS DE MATOS, R.M. *Habitat do petróleo e fronteiras exploratórias nos rifts brasileiros*. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.2, n.2/4, p.217-253, 1988.
- CANGUSSU, L.P. *Seção geológica do Andar Jiquiá - Área Sul de Maceió*. Aracaju: PETROBRÁS / DENEST / DINTER / SEBAT, 1990.
- DELLA FÁVERA J.C. *Sedimentação deltaica na Formação Barra de Itiúba (Bacia de Alagoas)*. [s.l.]: PETROBRÁS/RPBA/SERSTRAT, 1974. (Relatório interno).
- DIXON, S.A., SUMMERS, D.M., SURDAM, B.C. Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation. (Upper Jurassic), Southern Alabama. *AAPG Bulletin*, v.73, n.6, p.707-725, 1989.
- FEIJÓ, F.J., LANA, M.C. *Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas*. [s.l.: s.n.], 1990.
- FIGUEIREDO, A.M.F. de, BELTRAMI, C.V. *Sistema deposicional da Formação Barra de Itiúba e sua relação com acumulações de óleo e gás na Bacia de Alagoas*. [s.l.]: PETROBRÁS / SEGEL, 1976. (Relatório interno).
- FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphills, 1974.
- HARRIS, N.B. Diagenetic quartzarenite and destruction of secondary porosity: an example from the Middle Jurassic Brent sandstone of North Sea Europe. *Geology*, v.17, p.361-369, 1989.
- HOUSEKNECHT, D.W. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin*, v.71, n.6, p.633-642, 1987.
- LANZARINI, W.L., FEITOSA DA COSTA, M., SOUZA CRUZ, C.E. Reconhecimento da fácies sedimentar eólica em subsuperfície: critérios e exemplos de aplicação. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais... Goiânia*: [s.n.] 1986. v.1, p.233-245.
- MORAES, M.A.S., RAJA GABAGLIA, G.P. Arenitos eólicos intercalados em seqüências fluviais: critérios para o reconhecimento. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais... Goiânia*: [s.n.], 1986. v.1, p.246-261.
- SOMBRA, C.L. *O papel da história de soterramento na evolução da porosidade de arenitos (bacias marginais brasileiras)*. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.413-428, 1990.
- TAYLOR, J.M. Pore-space reduction in sandstones (1950). *In: ALI, S.A., FRIEDMAN, G.M. Diagenesis of sandstones*. Tulsa: AAPG, 1977. p.55-70. (AAPG reprint series, 20).
- VAUGHAN JUNIOR, R.L., JOE BENSON, D. Diagenesis of the upper Jurassic Norphlet Formation, mobile and Baldwin counties and offshore Alabama. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, v.38, p.543-551, 1988.

EXPANDED ABSTRACT

In basins like the Sergipe-Alagoas, where substantial progress has been made in hydrocarbon exploration and research, the quest for new exploratory frontiers is fundamental. Well 1-MAS-1-AL was thus drilled in the tectono-sedimentary compartment known

as the Alagoas Regional Low, aiming at deep reservoirs in the Barra de Itiúba and Serraria formations. Sandstones located at shallower levels of the Coqueiro Seco Formation were another of the main targets. The well was classified as dry and was abandoned upon

reaching a depth of -4,460 m, within the Barra de Itiúba Formation.

The well crossed an interesting water-bearing, sandy sequence, in the -4 348,0/4 424,0 m interval, part of a broad pelitic section and

belonging to the Barra de Itiúba Formation. Based on well logs, this sequence was interpreted as the result of delta-front turbidite deposition. The interval has been recognized in only two more wells in the area, since other drilling activities were interrupted in higher stratigraphic horizons. Sequential and petrological analyses of an 18-m interval cored at the top of the sequence (-4,351.5/-4,369.5 m) yielded useful information on depositional processes and reservoir behavior.

Based on textural, compositional, and genetic criteria, five lithofacies have been recognized and informally designated A, B, C, D, and E. Lithofacies A displays coarse, poorly sorted sandstone deposits coarsening and fining upwards, shaly intraclasts, and cut-and-fill features. Lithofacies B is found associated with A and is composed of bioturbated, fluidized sandstones that vary from very fine to siltic and from massive to slightly laminated.

Lithofacies C and D are characterized, respectively, by coarse to fine and fine to very fine sandstones that display planar lamination and, at times, low-angle cross-stratification with marked bimodality.

Lithofacies E is composed of fine sediments such as shales, siltites, and very fine sandstones. Sedimentary structures are rarely noted in this lithofacies.

These lithofacies are interpreted as the result of channel fill and eolian reworking. Lithofacies A was formed by deposition in what were most likely deltaic channels, whereas its associated lithofacies B was the result of flood-plain deposits. Lithofacies C and D, often related to each other, represent eolian dune deposits produced by the reworking of the unconsolidated sediments of the channel lithofacies by wind streams. The fine sediments of lithofacies E indicate deposition in a lacustrine environment.

Microscopic petrography was used to confirm the faciology that had been proposed macroscopically. Observations of thin-sections revealed greater details of both the bimodality

of eolian intervals as well as the poor sorting of channel intervals. In compositional terms, however, no major variations are observed between lithofacies. The sampled sandstone interval shows an average feldspar content of some 15%, classifying these reservoirs as subarkosic.

Based on petrophysical analyses, average porosities of 11.5% and 8.2% were detected for the eolian and channel facies reservoirs, respectively. Although similar, these porosity values are related to significant differences in average permeability values for the eolian and channel facies, that is, 13.2 mD and 4.8 mD. It must be stressed that at the depths of the sampled interval, porosity under 2% and permeability under 1 mD would be expected, using the most optimistic estimates made by Bruhn et al. (1988). It is held that this relative compositional homogeneity and the similarity in petrophysical behavior is the result of the diagenetic evolution of these reservoirs.

The diagenetic evolution of the sequence was marked by three main events: mechanical and chemical compaction, siliceous and feldspathic cementation in the form of syntaxial overgrowths, and two phases of secondary porosity generation.

Mechanical compaction was responsible for: grain rearrangement; the predominance of straight, concave-convex, and sutured contacts between grains; and the reduction of primary porosity. Chemical compaction contributed to solubilizing the silica by means of pressure solution, thereby favoring syntaxial overgrowths. A moderate re-activation of mechanical compaction followed the first phase of secondary porosity generation.

Quartz and feldspar syntaxial overgrowths developed during the eo- and mesogenetic stages and contributed substantially to maintaining the rigidity and equilibrium of the framework in the face of grain solution and recompaction.

Secondary porosity corresponds to nearly 90% of the pore space currently found in the subarkosic. It developed during an initial stage

of mesogenesis, shortly after the main compactional event. The two principle types of secondary porosity are enlargement of the original pores by corrosion and the total or partial solution of feldspars. Solution of calcite cement is also observed locally in the channel lithofacies. Feldspar solution helped lend the eolian and channel facies their compositional uniformity; without this process, they would probably display slightly distinct original feldspar contents. At present the channel facies presents a higher feldspar/quartz ratio than the eolian facies.

A small portion of the secondary pores display collapse features, indicative of a sediment recompaction event. The calcite crystals which were formed following the first, main phase of secondary porosity generation and which developed inside of secondary pores can be seen to display corrosion features, reflecting a late phase of incipient generation of secondary porosity.

The preservation of some 10% porosity at depths below 4,000 m contradicts predictions for the Sergipe-Alagoas Basin. This finding opens a new horizon for deep-reservoir exploration, especially for gas deposits.

Data from well 1-MAS-1-AL were also evaluated through comparison with similar examples of eolian and subarkosic to arkosic reservoirs around the world, that is, on the Gulf Coast and the North Sea.

It is concluded that the quartz-rich composition was fundamental in preserving pore space. The solution of feldspars in a later phase of diagenesis was the mechanism that favored the generation of secondary porosity. The absence of a significant compactional event at this stage of diagenesis and of volumetrically significant late authigenic phases favored the preservation of the created pore space. Quartz-feldspathic syntaxial cementation acted to reinforce the framework and kept the partial solution of feldspars from affecting the mechanical equilibrium of the rock. The greater degree of sorting of the eolian facies afforded porosity and permeability values slightly higher than those found in the channel facies.