

DIAGÊNESE DOS ARENITOS DO MEMBRO MUCURI, CRETÁCEO INFERIOR DAS BACIAS DO ESPÍRITO SANTO E DE MUCURI

DIAGENESIS OF THE MUCURI MEMBER SANDSTONES, LOWER CRETACEOUS IN THE ESPÍRITO SANTO AND MUCURI BASINS

Carlos Manuel de Assis Silva¹ e Sylvia Maria Couto dos Anjos¹

RESUMO - A evolução diagenética dos sedimentos areno-conglomeráticos do Membro Mucuri foi definida regionalmente nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri a partir de amostras provenientes de 24 poços, com profundidades variando de 500 m a 3 000 m, aproximadamente. Foram descritos cerca de 900 m de testemunhos de sondagem, dos quais amostraram-se 600 lâminas delgadas para estudo ao microscópio petrográfico, com posterior análise ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). Realizaram-se, também, análises por difração de raios X para determinação dos argilominerais e análises isotópicas de carbono e oxigênio dos cimentos carbonáticos. O Membro Mucuri constitui-se de sedimentos de idades Alagoas e pré-Alagoas depositados em ambiente alúvio-flúvio-deltaico, sob clima árido, durante a fase *rift* das bacias do Espírito Santo e Mucuri. A porção aptiana (idade Alagoas) contém intercalações de folhelhos tipicamente marinhos. Desse modo, os sedimentos de idade Alagoas têm água de formação composicionalmente distinta da dos sedimentos de idade pré-Alagoas (continental), causando modificações diagenéticas diferentes nos dois pacotes. Além disso, os sedimentos pré-Alagoas tiveram uma história de soterramento caracterizada por longo tempo de residência a maiores profundidades do que o pacote Alagoas e, portanto, mais suscetíveis aos processos mesodiagenéticos. A maioria dos reservatórios do Membro Mucuri são de idade Alagoas, e, devido a sua melhor amostragem, estes reservatórios foram descritos mais detalhadamente. Estes reservatórios foram profundamente afetados pela eodiagênese, destacando-se a precipitação de calcita nas zonas de redução de sulfato e metanogênese e a autigênese de esmectitas – principal responsável pelo grande volume de argilominerais presentes nesses reservatórios. Vários outros processos diagenéticos foram identificados no Membro Mucuri; entretanto, foram menos eficientes na redução do espaço poroso. A illitização progressiva dos argilominerais, a albitização de feldspatos e a precipitação de crescimentos secundários de quartzo foram feições mesodiagenéticas encontradas nos reservatórios mais profundos.

(Originais recebidos em 27.06.95.)

ABSTRACT - The diagenetic evolution of the sandy conglomerate sediments belonging to the Mucuri Member was regionally defined in the basins of Espírito Santo and Mucuri from samples collected in 24 wells at depths varying from 500m to 3,000m. Nine hundred meters of core samples were described, and 600 thin sections were prepared to be studied at the petrographic microscope and later at the scanning electron microscope (SEM). Samples were also analyzed using X-ray diffraction in order to determine the clay minerals content as well as carbon and oxygen isotopic determination of the carbonate cements. The Mucuri Member consists of Alagoas and pre-Alagoas age sediments from alluvial-fluvial-deltaic environments, of arid climate, deposited during the rift phase of the Espírito Santo and Mucuri basins. The Aptian portion (Alagoas age) presents intercalations of typically marine shales. Thus, the Alagoas age sediments present formation water with a distinctive composition from the pre-Alagoas age sediments (continental) responsible for different diagenetic changes in both packages. Moreover, the pre-Alagoas sediments had a burial history characterized by a longer residence time at greater depths than the Alagoas package, and thereby being more susceptible to mesodiagenetic processes. Most reservoirs of the Mucuri Member are of the Alagoas age, and because of better sampling a more detailed description is given. These reservoirs were also deeply affected by eodiagenesis, with particular emphasis in calcite precipitation in zones of sulfate reduction and methanogenesis and authigenesis of smectites, which is the main agent responsible for the large amounts of clay minerals present in these reservoirs. Several other diagenetic processes were identified in the Mucuri Member being however less efficient in reducing the pore space. The progressive illitization of the clay minerals, the albitization of the feldspar and the precipitation of quartz overgrowths were the mesodiagenetic features found in the deeper reservoirs.

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

1 - Setor de Geologia de Reservatórios (SEGRES), Divisão de Geologia e Engenharia de Reservatórios (DIGER), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Avenida 1, Quadra 7, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

1 - INTRODUÇÃO

Os reservatórios do Membro Mucuri acumulam o maior volume explotável provado de hidrocarbonetos das bacias do Espírito Santo e de Mucuri, mas o valor de seu fator de recuperação é baixo. Como a qualidade dos reservatórios resulta da interação entre fácies deposicionais e a diagênese sofrida pelos sedimentos, é importante entender os processos diagenéticos que atuaram no Membro Mucuri e a maneira pela qual se intensificaram e se distribuíram em subsuperfície.

O primeiro trabalho em que se descreveu a diagênese dos corpos areno-conglomeráticos do Membro Mucuri é de Mosmann e Pereira (1971), enfocando a porção Alagoas, em diversas amostras da Bacia do Espírito Santo. Desde então, a diagênese desses sedimentos foi avaliada em campos da parte emersa da bacia, destacando-se os trabalhos de Maino *et al.* (1982), Milanez *et al.* (1985), Aranha (1987) e Leite (1990). Posteriormente, Silva (1991) descreveu os processos diagenéticos que atuaram regionalmente nesses sedimentos e suas relações com a permeabilidade.

Pretende-se, aqui, apresentar a diagênese dos sedimentos em questão, alicerçando o estudo em amostras de diversos campos e abrangendo de 500 m a 3 700 m de profundidade.

2 - GEOLOGIA DA ÁREA

As bacias do Espírito Santo e Mucuri localizam-se na margem continental leste brasileira (fig.1), e são separadas da Bacia de Campos, ao sul, pelo Alto de Vitória, e da Bacia de Cumuruxatiba, ao norte, pelo Alto de Alcobaça. A coluna estratigráfica utilizada neste trabalho foi formalmente apresentada por Barbosa (1987, *apud* Gomes *et al.* 1988) (fig. 2). Ela é dividida nos grupos Nativo e Espírito Santo (Asmus *et al.* 1971), que se assentam discordantemente sobre o embasamento cristalino.

Gomes *et al.* (1988) estabeleceram dez seqüências deposicionais para a Bacia do Espírito Santo, tendo como base dados de sismoestratigrafia e paleontologia. As seqüências I e II equivalem à megasseqüência do lago; a III, à do golfo; e as IV a X, à do mar, conforme propuseram Asmus e Porto (1980), correspondendo, respectivamente, aos sedimentos depositados nos estágios *riff*, proto-oceânico e marinho da evolução das bacias de margem passiva da costa leste brasileira (Asmus, 1975).

O Membro Mucuri compreende os sedimentos depositados na fase *riff* das bacias do Espírito Santo e de Mucuri. Embora toda a unidade tenha sido depositada em ambiente alúvio-flúvio-deltaico, a porção Alagoas apresenta intercalações de folhelhos, calcário e anidrita que sugerem curtas incursões marinhas na área

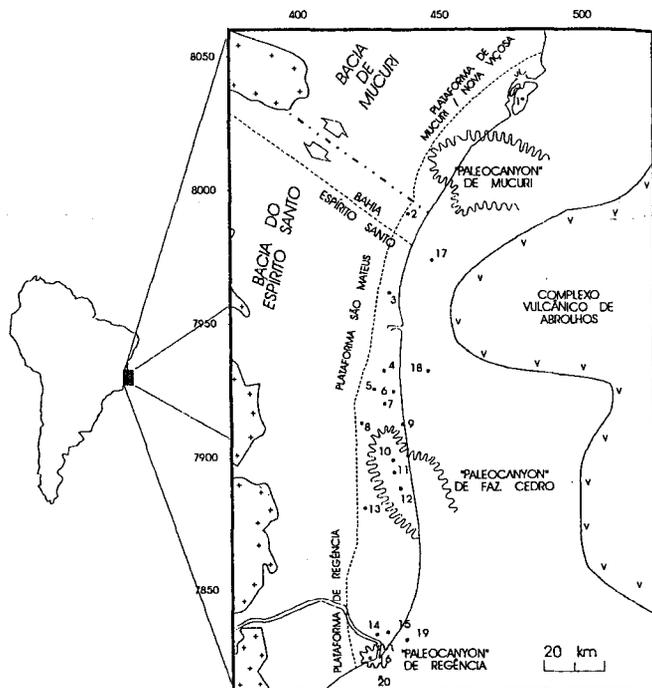


Fig. 1 - Mapa de localização das bacias do Espírito Santo e Mucuri e dos poços estudados.

Fig. 1 - Location map of the Espírito Santo and Mucuri basins, showing the studied wells.

(Asmus *et al.* 1971; Maino *et al.* 1982; Milanez *et al.* 1985; Gomes *et al.* 1988; Leite, 1990). Desse modo, foi considerada a divisão do Membro Mucuri em Alagoas e pré-Alagoas para considerar separadamente a evolução diagenética dos sedimentos areno-conglomeráticos.

3 - MÉTODOS

Para desenvolver este trabalho, foram selecionados 20 poços da porção emersa e quatro poços submarinos das bacias do Espírito Santo e Mucuri (fig.1).

Analisaram-se, aproximadamente, 900 m de testemunhos de sondagem abrangendo um intervalo de 550 m a 3500 m de profundidade (tabela I). Estes testemunhos foram descritos por Silva (1991), que selecionou para estudo as seis litofácies mais frequentes em área e profundidade nas bacias do Espírito Santo e Mucuri. Cada litofácies foi definida como o volume de rocha caracterizado por um conjunto de feições, tais como granulometria, geometria e estrutura sedimentar, que a distingue das demais litofácies associadas. Descreveram-se cerca de 600 lâminas delgadas ao microscópio petrográfico com posterior seleção e análise ao microscópio eletrônico de varredura e microscópio de varredura do tipo *environmental*, das amostras mais representativas, utilizando-se o modo de elétrons retroespalhados (BSE) acoplado a uma microsonda de

energia dispersiva (EDS). Realizaram-se análises de isótopos de carbono e oxigênio para confirmação do contexto diagenético em que foram precipitados os cimentos carbonáticos. Para identificação e avaliação semiquantitativa dos argilo-minerais, foram realizadas 156 análises por difração de raios X da fração menor do

que 2 micra. As fotomicrografias referidas no texto e apresentadas ao longo do artigo contêm dados de localização das amostras e técnicas utilizadas como: XN - nicóis cruzados; //N - nicóis descruzados; campo - dimensões reais, em milímetros, do campo fotográfico; aumento (X).

TABELA I / TABLE I

DISTRIBUIÇÃO DA AMOSTRAGEM DOS SEDIMENTOS ARENO-CONGLOMERÁTICOS DO MEMBRO MUCURI, EM FUNÇÃO DOS POÇOS, DA LOCALIZAÇÃO NAS BACIAS, DA PROFUNDIDADE E DA IDADE (ALAGOAS OU PRÉ-ALAGOAS)

SAMPLE DISTRIBUTION OF THE SANDY-CONGLOMERATIC SEDIMENTS OF THE MUCURI MEMBER, DUE TO THE WELLS, THEIR LOCATION WITHIN THE BASIN, THEIR DEPTH AND AGE (ALAGOAS OR PRE-ALAGOAS)

POÇO	LOCALIZAÇÃO	INTERVALOS DE PROF. (m)		METRAGEM TESTEMUNHADA	
		ALAGOAS	PRÉ-ALAGOAS	ALAGOAS	PRÉ-ALAGOAS
1	Plat. Mucuri	1 809-1 883		70,8	
2	Plat. S. Mateus	793-812		11,2	
3	Plat. S. Mateus	1 228-1 368		114,1	
4	Plat. S. Mateus	997-1 151		137,0	
5	Plat. S. Mateus	771-784 805-814		19,9	
6	Plat. S. Mateus	1 429-1 504		156,0	
7	Plat. S. Mateus	1 318-1 443		120,4	
8	Plat. S. Mateus	568-584 632-644 658-669		40,5	
9a	Plat. S. Mateus	1 677-2 688	3 023-3 137	24,0	8,0
9b	Plat. S. Mateus	2 259-2 683	2 710-2 511	25,0	59,0
10a	Paleocanyon Faz. Cedro	1 661-1 705 1 745-1 763 2 080-2 086		31,3	
10b	Paleocanyon Faz. Cedro	1 096-2 036		42,0	
11	Paleocanyon Faz. Cedro	1 997-2 009		7,0	
12	Paleocanyon Faz. Cedro	2 497-2 499	2 821-2 825 2 944-2 950 3 055-3 061	9,6	2,0
13a	Plat. Regência	1 059-1 086		27,0	
13b	Plat. Regência	1 109-1 120 1 128-1 142		24,0	
13c	Plat. Regência	1 078-1 106		6,0	
14	Plat. Regência		2 862-2 867		5,0
15	Plat. Regência	2 505-2 523		18,0	
16	Paleocanyon Regência	1 913-1 922		9,0	
17	Submarino	1 943-1 945		2,0	
18	Submarino	2 512-2 527 2 727-2 733		9,0	
19	Submarino	3 707-3 709		2,0	
20	Submarino	2 777-2 786		8,0	

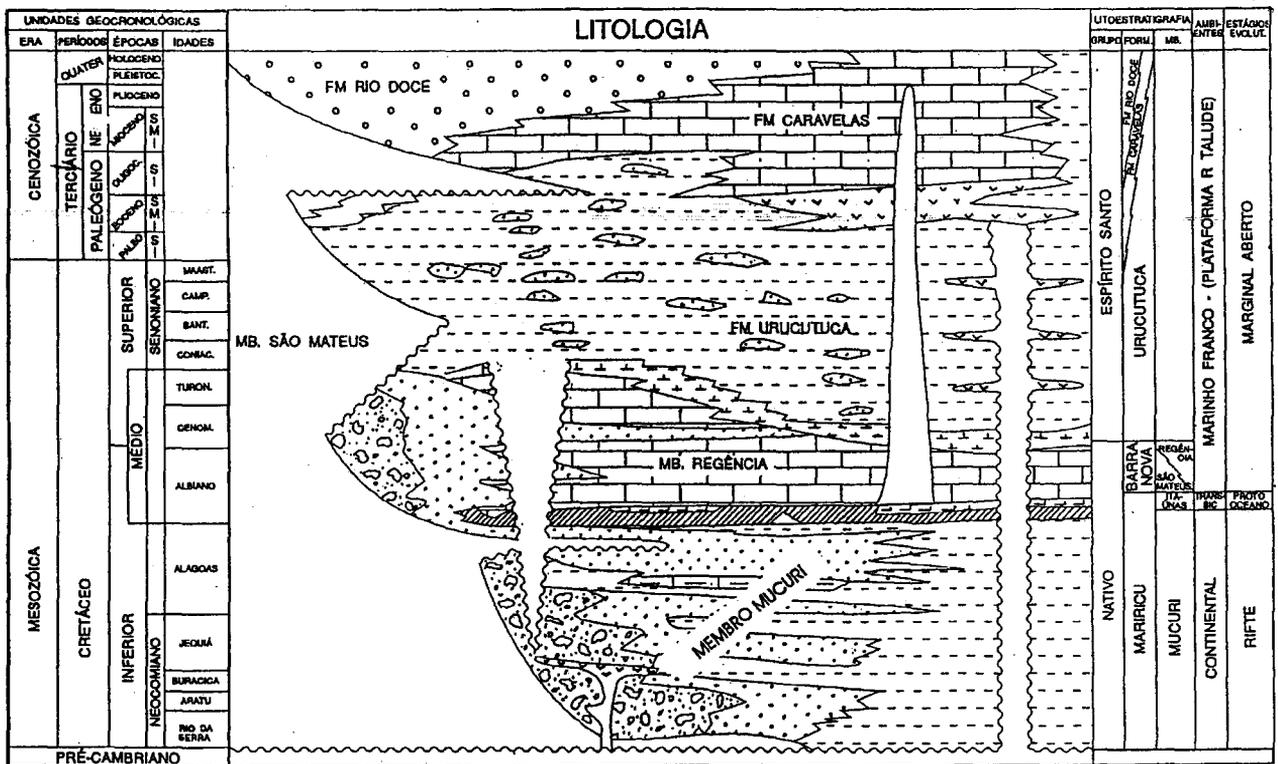


Fig. 2 - Coluna estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (segundo Barbosa, 1987, apud Gomes et al. 1988).
 Fig. 2 - Stratigraphic column for the Espírito Santo Basin (after Barbosa, 1987, apud Gomes et al. 1988).

4 - RESULTADOS

Os arenitos e conglomerados do Membro Mucuri são arcóseos líticos conforme a classificação composicional proposta por McBride (1963) (fig. 3).

A diagênese atuou intensamente sobre os sedimentos do Membro Mucuri, modificando suas características composicionais e texturais primárias. O estudo realizado a diferentes profundidades, em diferentes poços das bacias do Espírito Santo e de Mucuri e em pacotes de diferentes idades (Alagoas e pré-Alagoas) permitiu identificar as variações diagenéticas do Membro Mucuri como um todo. Na pesquisa, demonstrou-se que os processos eodiagenéticos foram mais efetivos do que os mesodiagenéticos (Silva, 1991), ao contrário do que descreveram Aranha (1987) e Leite (1990). Observou-se, ainda, que as litofácies arenoconglomeráticas definidas regionalmente para esses sedimentos não sofreram diagênese diferenciada.

A história de soterramento do Membro Mucuri mostra que esses sedimentos permaneceram por um longo tempo – do final do Albiano ao Eoceno (cerca de 50 milhões de anos) – a uma profundidade praticamente constante (fig. 4). Os reservatórios Alagoas, em particular, estiveram durante esse período a

profundidades entre 500 m e 1 000 m, o que, aliado à entrada precoce de óleo no sistema, provavelmente contribuiu para que os processos mesodiagenéticos atuassem menos intensamente do que os eodiagenéticos, como será descrito a seguir.

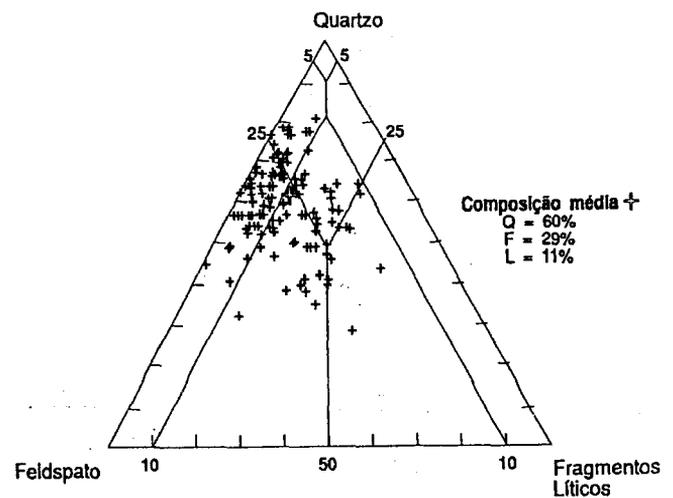


Fig. 3 - Diagrama composicional de McBride (1963) para 275 amostras de arenitos e conglomerados do Membro Mucuri. Composição média: arcóseo lítico.
 Fig. 3 - McBride compositional diagram (1963) for 275 sandstone and conglomerate samples of the Mucuri Member. Average composition: lithic arkose.

5 - DIAGÊNESE

A diagênese foi considerada o principal fator controlador da qualidade dos reservatórios do Membro Mucuri. Sucessivas fases de cimentação foram detectadas (fig. 5) e as mais importantes – cimentação por argilominerais, carbonatos e quartzo – serão descritas mais detalhadamente.

6 - ARGILOMINERAIS

Os argilominerais ocorrem infiltrados mecanicamente na evolução diagenética do Membro Mucuri, neoformados sob a forma de franja ao redor de grãos, preenchendo poros e substituindo grãos do arcabouço da rocha (fig. 5).

As esmectitas e caulinitas constituem os argilominerais diagenéticos mais detectados. Foram submetidas a processos de ilitização e cloritização com o aumento progressivo da profundidade (fig. 6).

6.1 - Esmectita e/ou Interestratificado de Iilita-esmectita

6.1.1 - Argila Mecanicamente Infiltrada

Nos arenitos do Membro Mucuri, foram encontradas cutículas formadas por lamelas de argila dispostas paralelamente à superfície dos grãos, apresentando pontes e meniscos (foto 1). Tais cutículas têm espessuras variáveis, compondo localmente agregados compactos.

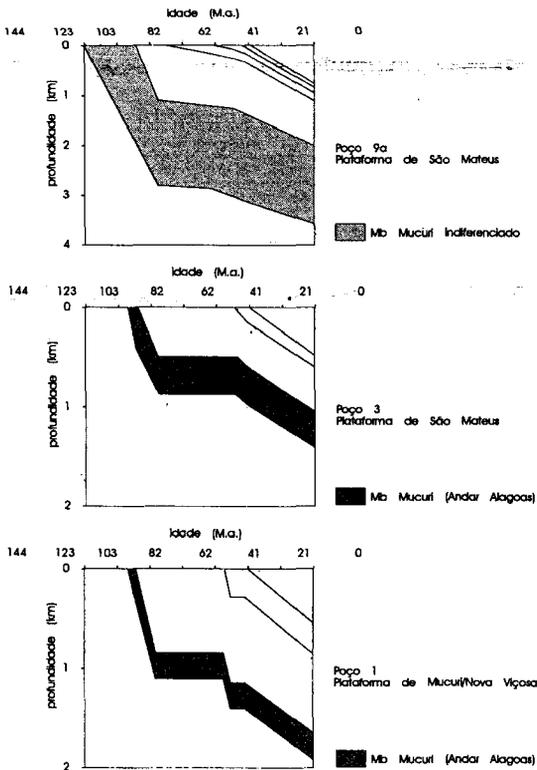


Fig. 4 - Diagramas de história de soterramento para três poços representativos das plataformas de São Mateus e Mucuri/Nova Viçosa. Poços localizados na figura 1.

Fig. 4 - Diagrams of the burial history for three wells representing the São Mateus and Mucuri/Nova Viçosa platforms. Wells located in figure 1.

FASE	REGIME	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE
QUARTZO MICROCRISTALINO *			
CUTÍCULAS DE ARGILA INFLTRADA			
CRISTA/ ANDRITA			
FRANJA CARBONÁTICA **			
COMPACTAÇÃO			
SUBSTITUIÇÃO DE CILIOS BY ESMECTITA			
FRANJA DE ESMECTITA			
GERAÇÃO DE POROSIDADE			
CAULINITA			
DOLOMITA			
CRESC. SECUNDÁRIO DE K-FELDSPATO			
CRESC. SECUNDÁRIO DE QUARTZO			
ÓXIDOS DE TITÂNIO			
PIRETA			
CALCITA/CALCITA POBRE EM Fe			
ILITIZAÇÃO			
ALBITIZAÇÃO			
DOLOMITA E CALCITA FERROSAS			
BARITA			
CLORITIZAÇÃO			
ENTRADA DE HIDROCARBONÉTOS			

* Exclusiva da seção pré-Alagoas
 ** Exclusiva do Andar Alagoas

Fig. 5 - Seqüência diagenética dos arenitos do Membro Mucuri.
 Fig. 5 - Diagenetic sequence of the Mucuri Member sandstones.



Foto 1 - Cutículas de argila infiltrada dispostas paralelamente sobre a superfície dos grãos, formando pontes e espessamentos. Poço 4; prof. 1 088,3m; XN; campo 0,8 X 1,2 mm; aumento 70 X.

Photo 1 - Cuticles of infiltrated clay arranged parallel to the grain surfaces forming bridges and thickening. Well 4; dept 1,088.30m, XN; area 0.8 x 1.2mm; enlargement 70X.

A análise química dessas cutículas halogênicas, obtida por EDS, revelou a composição esmectítica esperada para argilo-minerais formados por intemperismo de rochas em clima árido.

A forma esporádica e pouco expressiva de ocorrência de feições diagnósticas de argila mecanicamente infiltrada leva a presumir que esse processo teve contribuição pouco significativa na formação do material argiloso intersticial encontrado nos arenites do Membro-Mucuri.

6.1.2 - Argilas Neoformadas

As esmectitas e/ou interestratificados de illita-smectita irregulares (ricos em esmectita) neoformados ocorrem como franjas homogêneas e de espessuras constantes formadas por lamelas dispostas de maneira perpendicular à superfície dos grãos, ou compreendem agregados irregulares preenchendo os poros (foto 2).

As franjas, apesar de volumetricamente pouco expressivas (1,5%), constituem uma ocorrência bastante comum e presente em toda a bacia. Sua formação precoce protegeu os grãos de posteriores crescimentos secundários de quartzo e feldspato.

Essas franjas ocorrem, por vezes, como cordões preenchendo os poros, resultantes do processo alternado de precipitação e descolamento, formando o que foi denominado por "franjas múltiplas" (fotos 3a e b). Resultaram, provavelmente, de variações climáticas, com alternância de épocas úmidas e secas que fizeram as franjas se contraírem e se descolarem dos grãos do arcabouço, ocupando posições no interior do espaço intergranular, conforme descrito por Walker *et al.* (1978).

Conteúdo de argila

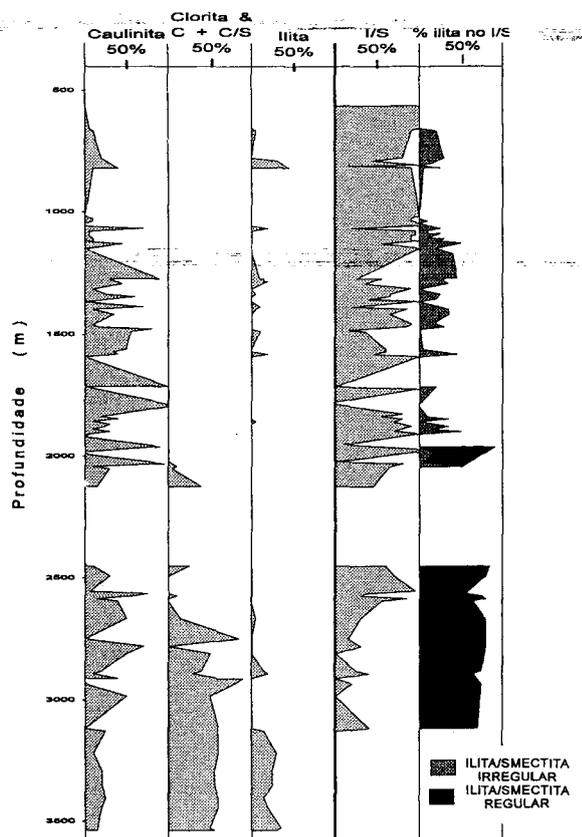


Fig. 6 - Teores relativos dos argilominerais dos reservatórios do Membro Mucuri, obtidos por análises de difração de raios-X, em função da profundidade.
Fig. 6 - Relative amounts of clay minerals in the Mucuri Member reservoirs, obtained by X-ray diffraction as a function of depth.



Foto 2 - Franjas de esmectita recobrendo os grãos do arcabouço e em agregados preenchendo o poro. Poço 3, prof. 1 347,85 m; //N; campo 0,8 X 1,2 mm; aumento 70 X.

Photo 2 - Smectite fringes covering framework grains and in clusters filling the pore. Well 3, depth 1,347.85 m; //N; area 0.8 x 1.2 -mm; enlargement 70X.



Foto 3a - Franjas de esmectita descoladas sucessivamente da superfície dos grãos, formando "franjas múltiplas". Poço 8; prof. 574,4m; XN; campo 0,4 X 0,6 mm; aumento 140X.

Photo 3a - Smectite fringes successively released from the surface of the grains, forming "multiple fringes" (A). Well 8; depth 574.4m; XN; area 0.4 x 0.6 mm; enlargement 140X.

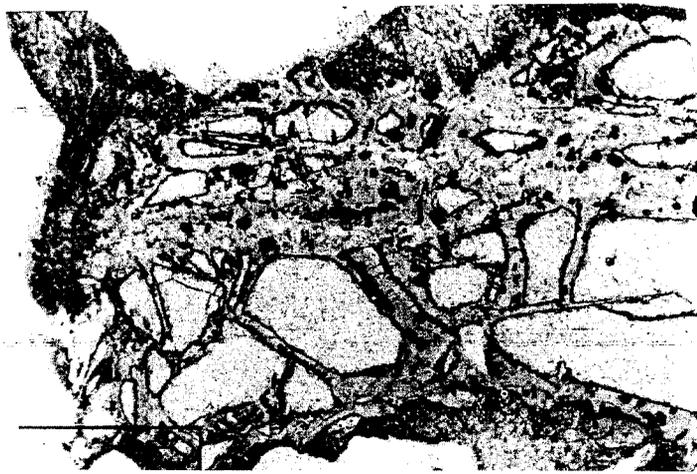


Foto 4 -Substituição de granada por esmectita principalmente ao longo das superfícies de fratura do grão. Poço 8; prof. 661,1m; //N; campo 0,8 X 1,2 mm; aumento 70X.

Photo 4 - Replacement of garnet by smectite mainly along the fracture surfaces of the grain. Well 8; depth 661.1m; //N; area 0.8 x 1.2mm; enlargement 70X.



Foto 3b - Detalhe das franjas de esmectita descoladas, observadas ao microscópio eletrônico de varredura do tipo ambiental.

Photo 3b - Detail of released smectite fringes, seen at the scanning electron microscope of the environmental type.

Grãos detríticos, incluindo plagioclásios, feldspatos potássicos e granadas, encontram-se parcial ou completamente substituídos por argilominerais.

A substituição da granada por esmectita se desenvolveu preferencialmente ao longo das fraturas (foto 4). Nos feldspatos – principalmente plagioclásios –, a substituição por esmectita atuou de maneira mais intensa nas partes detríticas e não nos crescimentos secundários. Essa tendência decorre da maior pureza e estabilidade dos crescimentos secundários, em relação aos núcleos detríticos, em meio diagenético.

6.1.3 - Argilização de Grãos

Observou-se que a autigênese desses argilominerais foi mais intensa nos reservatórios mais profundos onde os interestratificados illita-esmectita obstruem totalmente a porosidade. A completa substituição – principalmente de feldspatos e biotitas por I/S (foto 5) – caracteriza a intensidade com que esse processo se desenvolveu no Membro Mucuri. Depois da cimentação carbonática, esse foi o principal processo diagenético que atuou nos sedimentos Mucuri, gerando uma quantidade de material argiloso intersticial em torno de 4 a 6 %.

As análises difratométricas de raios X realizadas em amostras a diversas profundidades mostraram que o interestratificado de illita-esmectita torna-se mais rico em illita na medida em que a profundidade aumenta. A composição química obtida por microsonda de energia dispersiva em algumas amostras demonstrou que as esmectitas neoformadas ou transformadas são dioctaédricas (aluminosas), o que é compatível com a gênese a partir da substituição de aluminossilicatos.

6.2 - Caulinita

A maior parte das caulinitas encontradas nos arenitos e conglomerados estudados foi formada em contexto eodiagenético. A predominância das caulinitas vermiculares e malformadas e a precissão desses cimentos à calcita de zona de redução de sulfato (foto 6) são fortes evidências de sua precocidade.

Ocorrem também caulinitas em agregados que preenchem o espaço intergranular, precipitadas a partir

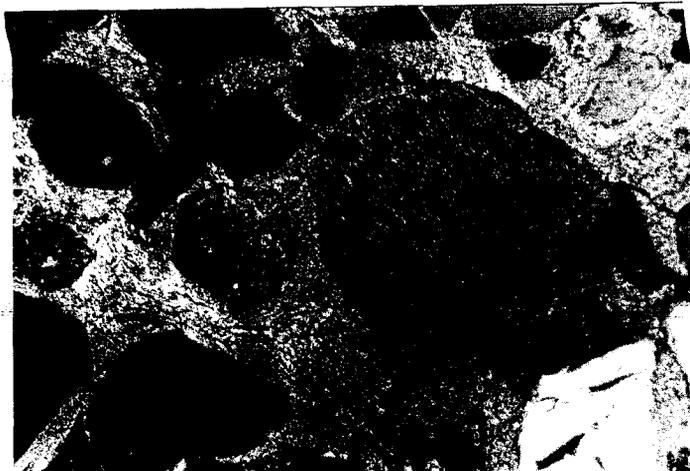


Foto 5 - Grão completamente substituído por I-S, preservando apenas seu contorno original. Note-se a intensa autigênese desses minerais que preenchem todo o espaço intergranular. Poço 11; prof. 2 001,3m; XN; campo 0,8 X 1,2 mm; aumento 70X.

Photo 5 - Grain completely replaced by I-S, being preserved only its original contour. Notice the intense authigenesis of those minerals filling the intergranular space. Well 11; depth 2,001.3m; XN; area 0.8 x 1.2 mm; enlargement 70X.



Foto 6 - Caulinita vermiculada antecedendo a calcita (c). Poço 3, prof. 1 240, 40 m; //N; campo 0,8 x 1, 2; aumento 70X.

Photo 6 - Vermiculated kaolinite preceding the cementation by calcite (c). Well 3, depth 1,240, 40 m; //N; area 0.8 x 1.2 mm; enlargement 70X.

do fluido intersticial, ou ainda substituindo muscovitas, biotitas e feldspatos. As caulinitas de substituição de micas, principalmente das muscovitas, são de granulação grossa, herdada do mineral substituído. Esse tipo de substituição é geralmente acompanhada por um aumento de volume, o que reduz sensivelmente a permeabilidade da rocha (Bjørlykke e Brendsdal, 1986).

No Membro Mucuri, esse evento diagenético esteve relacionado a épocas de alta pluviosidade, com intenso influxo de água meteórica, inerente ao ambiente aluvial proposto para essas rochas.

A autigênese da caulinita foi intensa, resultando em teores médios de 5%. No entanto, nos sedimentos de idade pré-Alagoas há um acervo de caulinita de menos

de 1%. Esses reservatórios, situados a uma profundidade média de 3 000 m, estiveram especialmente sujeitos aos processos mesodiagenéticos de ilitização e cloritização que, certamente, reduziram o teor de caulinita. Estes processos aparentemente preponderaram a grandes profundidades e explicam o fato de não ter sido detectada a presença de dickita nas amostras.

6.3 - Ilitização e Cloritização

Nos arenitos do Membro Mucuri, o processo de ilitização foi reconhecido, em seção delgada, pelo aumento da birrefringência dos argilo-minerais. Observou-se que a ilitização, além de ser um processo de transformação do material argiloso intersticial, é representada também pela substituição de plagioclásios e biotitas por ilita.

A ilitização das esmectitas ocorre pelo enriquecimento de ilita no interestratificado de ilita-esmectita (I/S), com o aumento da profundidade, até a completa ilitização a profundidades superiores a 3 000 m (fig. 6). O ordenamento dos interestratificados I/S coincide com o aparecimento brusco de clorita e C/S, em torno dos 1 900 m de profundidade. Mudanças mineralógicas semelhantes a estas, com o aumento da profundidade, foram observadas e descritas em diversos trabalhos sobre diagênese de folhelhos, realizados principalmente na Costa do Golfo dos Estados Unidos (Burst, 1969; Hower *et al.* 1976) e foram consideradas como resultantes de uma reação química favorecida pelo aumento de temperatura.

A transformação de caulinita em ilita é bem representada por *booklets* com birrefringência amarela de primeira ordem, preenchendo os poros de arenitos e conglomerados do Membro Mucuri a profundidades superiores a 2 500 m. Esta transformação foi detectada em outros locais a temperaturas elevadas – 120 °C a 130 °C – (Hower *et al.* 1976; Hoffmann e Hower, 1970), havendo disponibilidade de potássio no sistema.

Em alguns trabalhos, constatou-se que a introdução de hidrocarbonetos nos poros tem-se mostrado efetiva na interrupção da autigênese da ilita (Bjørlykke *et al.* 1989; Mizusaki *et al.* 1990). Tal constatação vem corroborar a idéia de que grande parte dos reservatórios estudados – principalmente os situados na plataforma de São Mateus – sofreu ilitização no máximo incipiente, considerando-se que a migração e o alojamento do óleo aconteceram cedo na história de soterramento.

A clorita ou o interestratificado clorita-esmectita só apareceram a profundidades superiores a 1 900 m, principalmente nos reservatórios pré-Alagoas, muitas vezes coexistindo com a caulinita. Em geral, ocorrem como pseudomatriz de tonalidade verde, birrefringência baixa, quase isotrópica. A clorita ocorre também substituindo feldspatos.

7 - CARBONATOS

Os carbonatos são os cimentos volumetricamente mais expressivos e os principais responsáveis pela variação da porosidade do Membro Mucuri. Destacam-se pela intensidade com que ocorreram tanto em regime eodiagenético (carbonatos de zona de redução de sulfato, metanogênese e zona óxica) como em regime mesodiagenético (fig. 7). Nesta figura, mostra-se a relação entre a composição química relativa destes carbonatos e seu contexto diagenético de precipitação. Os carbonatos da zona de descarboxilação são os que têm maior teor relativo de ferro.

7.1 - Franjas Carbonáticas

No Membro Mucuri, a presença de franjas carbonáticas é bastante significativa, com ampla distribuição areal na parte emersa das bacias e restringe-se apenas ao pacote Alagoas.

São raros os trabalhos em que se descreve o desenvolvimento de franjas carbonáticas sobre grãos siliciclásticos: a maior parte deles refere-se a franjas precipitadas sobre núcleos carbonáticos.

As franjas de calcita do Membro Mucuri têm espessura variável, apresentando, em alguns casos, maior desenvolvimento na direção perpendicular ao acamamento (foto 7). O hábito alongado dos cristais formadores das franjas sugere que eles sejam o produto da recristalização de cristais aciculares ou prismáticos.

Franjas de dolomita sacaróide sobre envelope micrítico que recobre os grãos siliciclásticos (foto 8) ocorrem apenas em amostras de um dos poços. São consideradas resultantes da dolomitização de franjas calcíticas anteriores, porque a precipitação direta de dolomita a partir de um fluido salino é considerada improvável. Normalmente, a dolomita necessita de ambiente com menores salinidades – já que se forma com baixas taxas de cristalização – e de solução com alta razão Mg/Ca (Folk e Land, 1975). Além disso, Baker e Kastner (1981), em seus experimentos, provaram que o íon sulfato é o principal inibidor da precipitação de dolomita a partir de fluidos salinos. A morfologia da franja dolomitizada é, *grosso modo*, semelhante às formadas em *beachrocks* e descritas em Inden e Moore (1983).

Originalmente precipitada como calcita magnesiana, essa franja foi dolomitizada por posterior influxo de água meteórica. A incursão de água meteórica diminuiu a salinidade do sistema, preservando a relação Mg/Ca. A redução da salinidade, portanto, provocou a minimização do efeito inibidor do íon sulfato, o que proporcionou a dolomitização da franja.

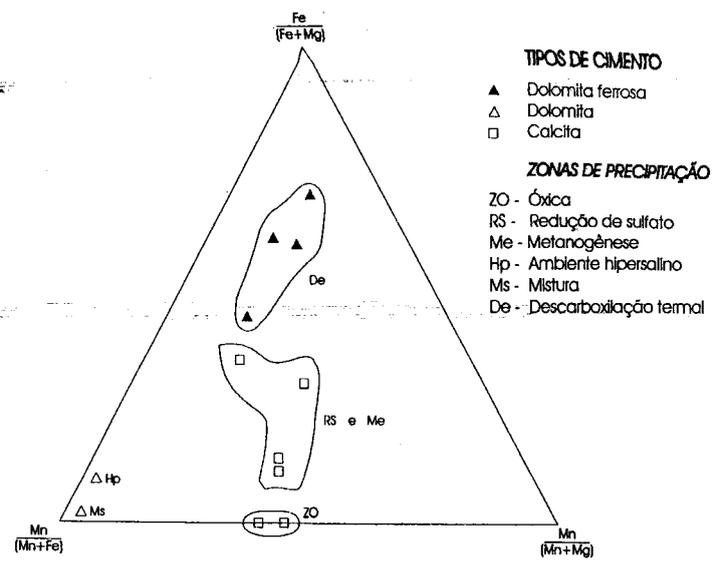


Fig. 7 - Composição dos cimentos carbonáticos do Membro Mucuri, em função dos teores de Fe e Mn e seus contextos geoquímicos de precipitação.
Fig. 7 - Composition of the Mucuri Member carbonate cements, as a function of the Fe and Mn amounts and their geochemical precipitation.

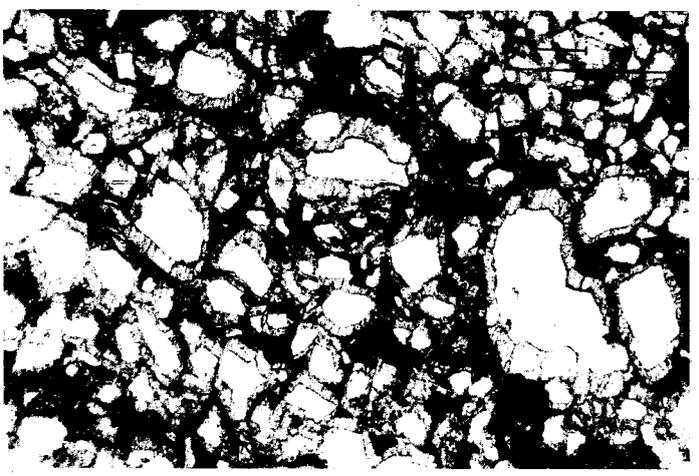


Foto 7 - Franjas de calcita livre de ferro mostrando espessura variável, com maior desenvolvimento em uma direção. Poço 2; prof. 800,2m; //N; campo 3,4 X 5,1 mm; aumento 17,5X.
Photo 7 -Fringes of calcite free of iron showing variable thickness, being better developed into one direction. Well 2; depth 800.2m; //N; area 3.4 x 5.1 mm; enlargement 17.5X.

7.2 - Calcita

A calcita aparece como o cimento volumetricamente mais importante do Membro Mucuri, ocorrendo com maior frequência e em maiores proporções a profundidades inferiores a 2 000 m.



Foto 8 - Franjas de dolomita com aspecto sacaroidal recobrando os grãos. Note-se o envelope de dolomicrita entre a franja e a superfície do grão. Poço 13; prof. 1133,10m; //N; campo 0,4 X 0,6 mm; aumento 140 X.
 Photo 8 - Fringes of dolomite with saccharoidal aspect covering the grains. Notice the dolomicrite envelope between the fringe and the surface of the grain. Well 13; depth 1,133.10 m; //N; area 0.4 x 0.6 mm; enlargement 140X.

O cimento calcítico forma níveis continuamente cimentados ou concreções isoladas, distribuídas aleatoriamente pelos arenitos. Tem tamanhos variados, com predominância dos poiquilotópicos, que obstruem a porosidade, envolvendo os grãos do arcabouço. Trata-se de uma cimentação agressiva que dissolve e substitui os constituintes detríticos, principalmente os feldspatos. É também "deslocante" (Braithwaite, 1989), já que se precipitou entre as clivagens das micas, nas fraturas dos grãos e nos contatos intergranulares, expandindo-se e afastando os elementos confinantes.

As rochas cimentadas com calcita poiquilotópica têm empacotamento invariavelmente frouxo, o que indica que a precipitação do cimento ocorreu a pequenas profundidades, antes que a compactação tivesse atuado mais efetivamente sobre os sedimentos. A freqüente associação de cimento calcítico e rochas ao empacotamento frouxo e o fato de a calcita ser deslocante, encontrando-se preferencialmente a profundidades rasas, indicam que a maior parte da precipitação ocorreu em regime eodiagenético. A composição isotópica de carbono e oxigênio também corrobora esta hipótese (fig. 9 e tabela II). Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem que o carbono originou-se da oxidação da matéria orgânica em zona de redução de sulfato, provavelmente, com mistura de água marinha, processo bem representado pela constante associação da calcita à pirita framboidal, algumas vezes, mostrando feições bastante peculiares (foto 9).

A disponibilidade de ferro, além de proporcionar a precipitação de pirita, introduz grandes quantidades de HCO_3^- no sistema e eleva o pH, conforme equação apresentada em Curtis (1987):

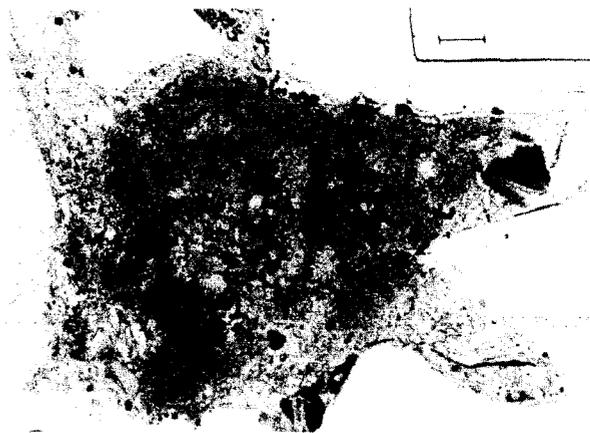


Foto 9 - Calcita microcristalina associada a cristais de pirita framboidal. Típica de zona de redução de sulfato. Poço1; prof. 1 862,3 m; //N; campo 0,8 X 1,2 mm; aumento 70X.
 Photo 9 - Microcrystalline calcite associated with crystals of framboidal pyrite, typical of the sulfate reduction zones. Well 1; depth 1,862.3 m; //N; area 0.8 x 1.2 mm; enlargement 70X.

Essas condições são extremamente favoráveis à precipitação de cimento carbonático.

Além do ferro, a matéria orgânica e o sulfato são os reagentes essenciais ao desenvolvimento desse processo. Os folhelhos de idade Alagoas, de natureza marinha (Estrella *et al.* 1989) garantiram o suprimento desses reagentes e restringiram a precipitação de calcita por redução de sulfato aos sedimentos com essa idade. Isso explica a ausência dessa calcita em sedimentos pré-Alagoas.

Composicionalmente, prevalecem as calcitas livres de ferro (cor vermelha quando tingidas por solução de alizarina + ferricianeto de potássio) sobre as pobres em ferro (cor púrpura quando tingidas pela mesma solução). A composição das calcitas é o reflexo das taxas de redução de Fe^{3+} e SO_4^{2-} (Curtis, 1987). Quando a taxa de redução de sulfato é superior à do ferro, o carbonato precipitado é livre de ferro. Em caso contrário, o carbonato formado é ferroso.

Comparando-se a composição das calcitas formadas na zona de redução de sulfato com a das franjas formadas em ambiente oxidante (fig. 9), observa-se um empobrecimento em ferro e enriquecimento em manganês nas mais precoces (franjas).

Observou-se, também, que parte da precipitação de calcita eodiagenética ocorreu na zona de metanogênese (fig. 8), conforme demonstrou o valor de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) altamente positivo (+19,8 %).

As calcitas precipitadas tão cedo durante a diagênese deviam ser predominantemente microcristalinas, o que não se observa. Sua textura – de meso- a megacristalina – sugere que elas tenham sofrido recristalização no decorrer da diagênese (Braithwaite, 1989; Morad *et al.* 1990 e Morad, 1991). Esse fato também é indicado pelos menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) com o aumento da profundidade (tabela II), em decorrência do acréscimo da temperatura.

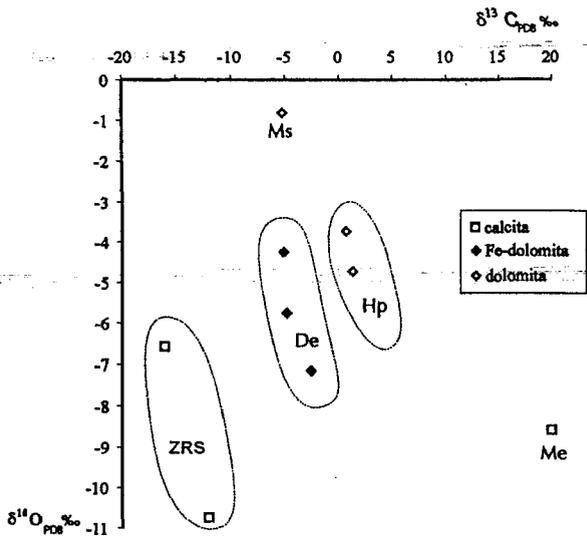


Fig. 8 - Composição isotópica dos cimentos carbonáticos presentes nos reservatórios do Membro Mucuri. Ambientes de precipitação dos cimentos: ambiente hipersalino (HP); ambiente de mistura (Ms); zona de redução de sulfato (ZRS); zona de metanogênese (Me); zona de descarboxilação termal da matéria orgânica (De).

Fig. 8 - Isotopic composition of carbonate cements present in the Mucuri Member. Environments for cement precipitation: hypersaline environment (HP); mixture environment (Ms); zone of sulfate reduction (ZRS); methanogenesis zone (Me), zone of thermal dicarboxylation of organic matter (De).

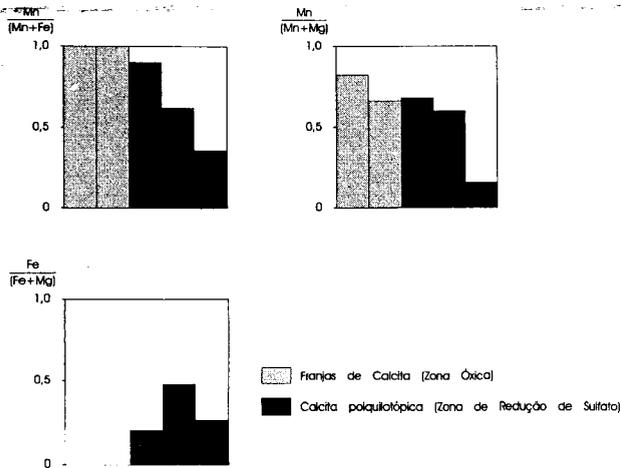


Fig. 9 - Composição das calcitas precipitadas em dois contextos geoquímicos diferentes (cinco análises realizadas por espectrômetro de energia dispersiva). Note-se o enriquecimento relativo em Mn e o empobrecimento em Fe das calcitas mais precoces.

Fig. 9 - Composition of calcites precipitated in twodifferent geochemical contexts (five analyses carried out aided by energy dispersion spectrometer). It should be noticed the relative Mn enrichment and the Fe impoverishment of the earlier calcites.

Em rochas de idade pré-Alagoas foi encontrada, concentrada em alguns pontos, calcita associada a cimentos evaporíticos e dolomita. Provavelmente, foi formada em meio oxidante, com altas taxas de

evaporação, levando à rápida supersaturação e precipitação.

7.3 - Dolomita

A dolomita pobre em ferro ocorre nos sedimentos do Membro Mucuri em cristais subédricos, formando mosaico, ou em cristais euédricos discretos. Pode ter sido formada por precipitação direta ou por dolomitização de cimentos precursores de calcita (foto 10).

A precipitação de dolomita foi um evento precoce e pode ter sido relacionada a, pelo menos, dois contextos geoquímicos propícios: ambiente hipersalino e ambiente de mistura de fluidos com salinidades diferentes. São comuns, no Membro Mucuri, dolomitas zonadas e/ou com núcleos dissolvidos, próprias de ambiente schizohalino (Folk e Siedlecka, 1974). Este ambiente é resultante da incursão intermitente de água meteórica em meio saturado por fluido hipersalino.

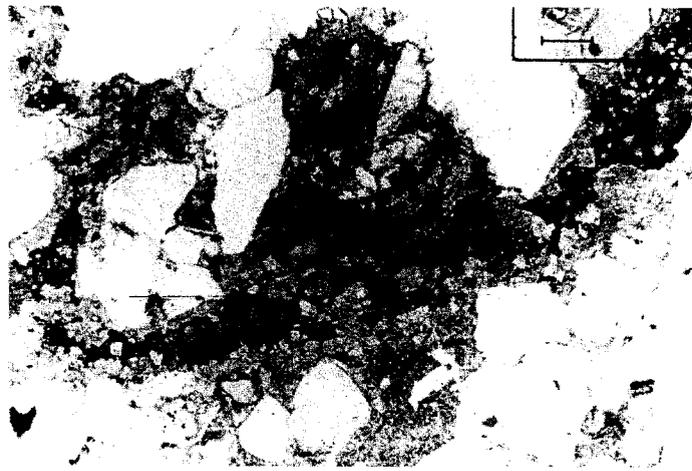


Foto 10 - Dolomitização de calcita. Poço 14; prof. 2 864,2 m; //N; campo 3,4 X 5,1 mm; aumento 17,5 X.

Photo 10 - Calcite dolomitization. Well 14; depth 2,864.2 m; //N; area 3.4 x 5.1 mm; enlargement 17.5X.

Na figura 10, mostra-se a composição das dolomitas do Membro Mucuri, interpretadas como tendo sido formadas em contextos geoquímicos diferentes. A franja de dolomita apresenta teor relativo de Mn maior do que o de dolomita associada à anidrita. O maior teor em Mn das franjas dolomitizadas parece estar relacionado à influência de água meteórica durante a dolomitização. Boles e Ramseyer (1987) observaram que água meteórica fica enriquecida em Mn ao interagir com os sedimentos. Esse enriquecimento se reflete na composição dos cimentos carbonáticos associados. A constatação de que as franjas dolomitizadas do Membro Mucuri têm maior teor relativo de Mn corrobora a hipótese de que se tenham formado em zona de mistura de água meteórica e soluções salinas.

TABELA II / TABLE II

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%) E $\delta^{18}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%), DOS CIMENTOS CARBONÁTICOS DO MEMBRO MUCURI

ISOTOPIC COMPOSITION, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%) AND $\delta^{18}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%) OF THE MUCURI MEMBER CARBONATE CEMENTS

ANÁLISES ISOTÓPICAS

Profundidade (m)	Cimento	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%)	$\delta^{18}\text{C}_{\text{PDB}}$ (%)	Ambiente de precipitação
1260.0	calcita	19.87	-8.57	Metanogênese
1428.0	calcita	-12.04	-10.74	Redução de sulfato
661.1	calcita	-16.12	-6.57	Redução de sulfato
2866.5	dolomita	1.27	-4.71	Hipersalino
2864.2	dolomita	0.64	-3.72	Hipersalino
1133.1	dolomita	-5.20	-0.77	Mistura
1473.6	Fe-dolomita	-4.89	-5.74	Descarboxilação termal
2065.0	Fe-dolomita	-5.15	-4.24	Descarboxilação termal
2505.4	Fe-dolomita	-2.65	-7.14	Descarboxilação termal

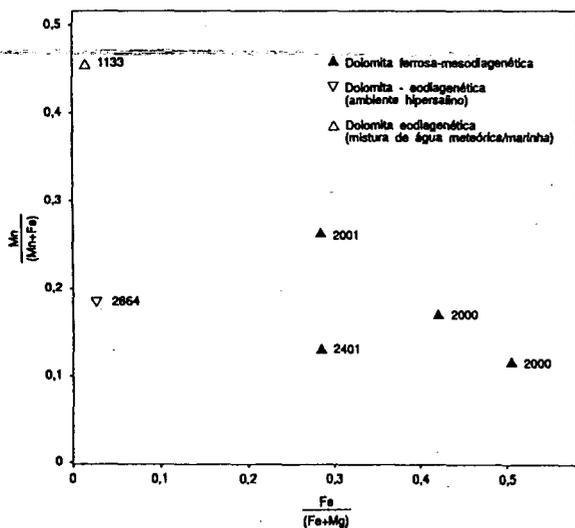


Fig. 10 - Composição das dolomitas do Membro Mucuri, em função dos teores de Fe e Mn (com profundidade de amostragem em metros).

Fig. 10 - Composition of the Mucuri Member dolomites, as a result of the Fe and Mn grades (core sampling shown in meters).

7.4 - Carbonatos Mesodiagenéticos

Cimentos carbonáticos considerados tardios no Membro Mucuri são ricos em ferro, com o predomínio da

dolomita ferrosa – encontrada a profundidades superiores a 1 500 m. As análises químicas feitas por microsonda (EDS) em algumas amostras comprovaram que esses carbonatos são preferencialmente dolomitas ferrosas, ricas em cálcio (fig.11), ocorrendo, subordinadamente, calcita rica em ferro.

A dolomita ferrosa apresenta-se como grandes cristais, retratada por sua ocorrência como romboedros mesocristalinos discretos ou como cristais poiquilótípicos (foto 11). Foi uma cimentação agressiva, pois substituiu parcial ou totalmente os outros constituintes das rochas, principalmente os argilo-minerais interestratificados de illita-esmectita, provavelmente favorecida pela liberação de cátions (Mg^{2+} , Ca^{2+} e Fe^{2+}) durante a ilitização.

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ da dolomita ferrosa variando de 4,24 a -7,14 % (tabela II) podem ser considerados como o reflexo da mistura dos valores das calcitas mais precoces, formadas nas zonas de redução de sulfato e metanogênese, considerando-se que a dolomita originou-se da recristalização das mesmas em zona de descarboxilação termal (fig.9).

Além disso, a presença da dolomita ferrosa, preferencialmente nos arenitos profundos, coexistindo com os argilo-minerais interestratificados ordenados de illita-esmectita, reforça a interpretação de que foram precipitadas durante a mesodiagênese, provavelmente a partir da descarboxilação termal da matéria orgânica.

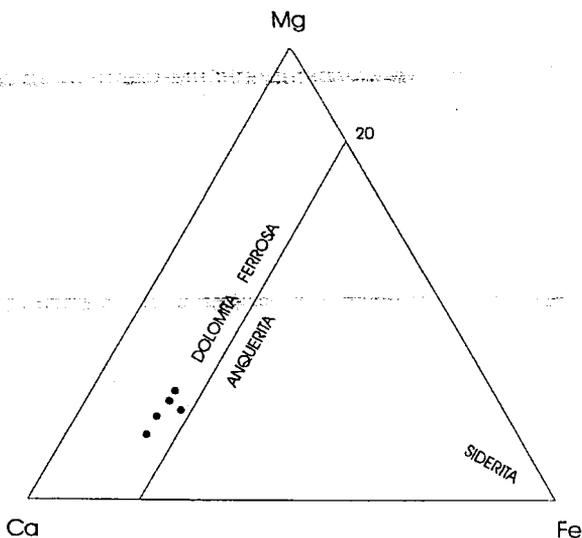


Fig. 11 - Composição das dolomitas ferrosas presentes no Membro Mucuri.
Fig. 11 - Composition of ferrous dolomites present in the Mucuri Member.

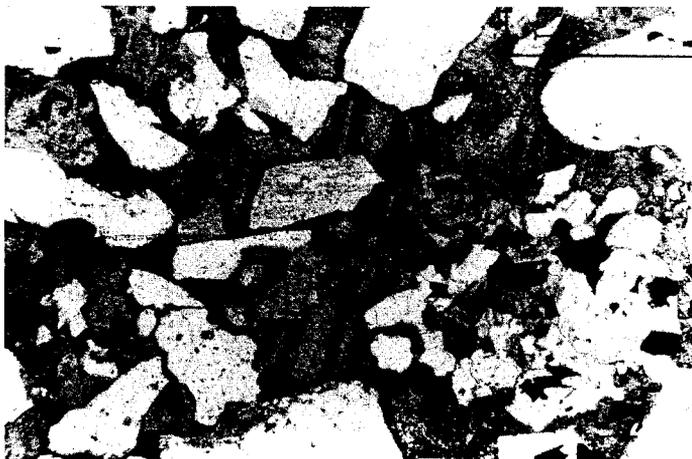


Foto 11 - Dolomita ferrosa poiquilotópica. Cimentação substituindo os grãos do arcabouço e obstruindo completamente a porosidade. Poço 11; prof. 2 000,7 m; //N; campo 3,4 X 5,1 mm; aumento 17,5 X.
Photo 11 - Poikilotopic ferrous dolomite. Cementation replacing the framework grains and completely obstructing the porosity. Well 11; depth 2,000.7 m; //N; area 3.4 x 5.1 mm; enlargement 17.5X.

8 - QUARTZO

Os cimentos de quartzo precipitaram durante toda a evolução diagenética do Membro Mucuri, desde a diagênese precoce até a diagênese tardia. O Arenito Mucuri tem altos teores de quartzo autigênico por cimentação eodiagenética (microquartzo e crescimento secundário) tanto como mesodiagenética (crescimento secundário). Contudo, esses altos teores, que podem chegar a 25%, tendem a ocorrer localizadamente em alguns poços.

8.1 - Quartzo Microcristalino

Foram encontrados, no Membro Mucuri, sedimentos intensamente cimentados por quartzo microcristalino (foto 12), cuja gênese foi considerada a mesma de silcretes. Tal cimentação por quartzo microcristalino restringiu-se aos sedimentos de idade pré-Alagoas. Sua ocorrência é bastante expressiva, chegando a 25% do volume da rocha, apesar de limitada apenas ao poço 12. Esses sedimentos, depositados em ambiente flúvio-deltaico (Gomes *et al.* 1988) e sob influência de clima árido (Chang e Kowsmam, 1987), apresentaram condições favoráveis à intensa precipitação de quartzo microcristalino, de maneira análoga à dos silcretes descritos por Khalaf (1988, *apud* Morad, 1991) no deserto do Kuwait.



Foto 12 - Detalhe da drusa formada por microquartzo recobrendo os grãos do arcabouço. Poço 12; prof. 2 945,0 m; XN; aumento 70X.
Photo 12 - Detail of druse formed by microquartz covering the framework grains. Well 12; depth 2,945.0 m; XN; enlargement 70X.

8.2 - Crescimento Secundário de Quartzo Eodiagenético

A ocorrência eodiagenética de crescimentos secundários de quartzo no Membro Mucuri é comum, apesar de volumetricamente pouco representativa, compreendendo, em geral, menos de 1% do volume das rochas. Estes crescimentos secundários já foram também identificados como precoce em diversos trabalhos realizados na Bacia (Maino *et al.* 1982; Aranha, 1987; Negreiros, 1989 e Leite, 1990).

Entre os fatores inibidores da formação de crescimentos autigênicos de quartzo, destaca-se a presença de *coatings* sobre os grãos detriticos, capazes de isolá-los dos fluidos intersticiais. Como foi descrito, no Membro Mucuri ocorrem franjas carbonáticas, cutículas de argila mecanicamente infiltradas e franjas de esmectita e de interestratificado illita-esmectita, que contribuíram para a escassez de crescimentos de quartzo eodiagenéticos.

8.3 - Crescimento Secundário de Quartzo Tardio

Estes crescimentos ocorrem, preferencialmente, nos sedimentos de idade pré-Alagoas, com médias de ocorrência chegando a 10%.

Observou-se tendência ao aumento do conteúdo de cimento de quartzo com a profundidade nos arenitos do Membro Mucuri. Essa tendência já tem sido observada em outros arenitos a profundidades a partir de 1 km a 2 km com temperaturas acima de 50 °C (McBride, 1989). Deste modo, justificam-se os teores mais altos de crescimentos secundários de quartzo nos arenitos pré-Alagoas, uma vez que eles se encontram a maiores profundidades. Esses crescimentos secundários ocorrem bem desenvolvidos, com faces retas formando ângulo de 120° entre si (foto 13) e desenvolvendo junções tríplices com grãos adjacentes. Em algumas amostras, a cimentação tardia por quartzo é bastante expressiva, obstruindo quase totalmente a porosidade.



Foto 13 - Crescimentos secundários de quartzo tardio com faces retas bem formadas. Observa-se a existência de duas gerações de crescimentos secundários (1 e 2). Poço 14; prof. 2 864,2 m; XN; campo 0,2 X 1,2 mm; aumento 70X.

Photo 13 - Secondary growths of late quartz with well formed straight faces. Notice the existence of two generations of secondary growths (1 and 2). Well 14; depth 2,864.2 m; XN; area 0.2 x 1.2 mm; enlargement 70X.

8.4 - Fonte de Sílica

As fontes de sílica para formação de cimentos de quartzo no contexto eodiagenético ainda é um assunto controverso. Diversos autores propõem que o principal agente cimentante é a água meteórica, que adquire sílica em solução a partir do intemperismo ou da dissolução de silicatos em subsuperfície rasa (McBride, 1989).

O Membro Mucuri, imaturo mineralogicamente, é rico em minerais instáveis – sujeitos, na eodiagenese, a processos de dissolução e substituição por argilominerais

e /ou carbonatos. Esses processos liberam sílica em solução (Walker et al. 1978; Dutta e Suttner, 1986), que pode, em parte, precipitar como crescimento secundário de quartzo.

Em regime mesodiagenético, a substituição de silicatos por cimentos carbonáticos e a ilitização de esmectitas, tanto nos arenitos quanto nos folhelhos, são as prováveis fontes de sílica.

9 - OUTROS CIMENTOS

Pirita, óxidos de titânio, anidrita, gipsita, barita e albita são constituintes diagenéticos presentes nestes sedimentos, dos quais os dois primeiros bastante comuns, mas ocorrendo de maneira subordinada.

9.1 - Pirita

A pirita é um dos cimentos mais comuns do Membro Mucuri. Constitui, em média, 2,5% e 1,5% das litologias de idade Alagoas e pré-Alagoas, respectivamente.

Ocorre em cristais com textura poiquilotópica, cúbico euédrico ou framboidal, formando agregados ou em cristais isolados. Predominam as piritas framboidais, em associação a cimento calcítico, que têm sido consideradas como precoces, formadas em zona de redução de sulfato por ação de bactérias anaeróbicas (Coleman, 1985; Curtis, 1987; Surdam et al. 1989).

No Membro Mucuri, a pirita ocorre associada a biotita, níveis ricos em granada e argilo-minerais (esmectita e I/S) de substituição de grãos. Tal tendência mostra como a disponibilidade de minerais detríticos ricos em ferro controla a precipitação de pirita, que normalmente antecede à da calcita. As piritas euédricas ou poiquilotópicas presentes no Membro Mucuri não são necessariamente tardias, uma vez que a granulação do cimento depende de fatores como grau de nucleação e cinética de crescimento.

Desse modo, a maior ocorrência de pirita nos sedimentos de idade Alagoas deve ter origem na maior disponibilidade de íons sulfato, devido a seu caráter transicional, com contribuição marinha.

9.2 - Óxido de Titânio

Óxidos de titânio autigênicos, principalmente anatásio, estão presentes nas litologias estudadas, embora em proporções bastante reduzidas. Estão geralmente associados à pirita e relacionados a minerais detríticos opacos, provavelmente ilmenitas e biotitas, como resultado da alteração diagenética desses minerais.

A associação de pirita com óxido de titânio, comumente encontrada nos sedimentos estudados, constitui o produto da substituição de mineral detrítico rico em Fe e Ti, em zona de redução de sulfato. A reação que melhor representa esse processo foi apresentada por Aldahan e Morad (1986, *apud* Morad, 1991) e Morad (1988):



9.3 - Gipsita e Anidrita

Os cimentos evaporíticos anidrita e gipsita não possuem expressão volumétrica nos reservatórios siliciclásticos do Membro Mucuri.

Ocorrem em agregados maciços, com granulação variável, por vezes poiquilótópicos. Menos comumente, esses cimentos apresentam-se sob a forma de grupos de fibras paralelas ou radiais, principalmente a anidrita.

A gipsita é subordinada e restringe-se aos reservatórios mais rasos, com profundidades inferiores a 1 500 m.

Nos ambientes de *sabkha* modernos, cimentos evaporíticos precipitam em sedimentos siliciclásticos situados sob regiões de supramaré, onde águas marinhas misturam-se às águas continentais e são evaporadas (Morad, 1991). A precipitação de gipsita/anidrita remove cálcio das soluções intersticiais, aumentando nelas a razão Mg/Ca e favorecendo a dolomitização de carbonato de cálcio pré-existente. A dolomitização de calcita, por sua vez, libera cálcio, usado na precipitação de gipsita/anidrita. Pelo exposto, explica-se a associação dos três cimentos encontrados no Membro Mucuri: anidrita, calcita e dolomita.

Os cimentos evaporíticos, portanto, estão relacionados às épocas de intensa evaporação em que o fluido intersticial salino/hipersalino dos sedimentos resultou da interação entre o ambiente aluvial e o golfo proto-oceânico ou lago salino.

9.4 - Barita

A cimentação por barita é bastante escassa e localizada no Membro Mucuri, não atingindo 1%. Encontra-se associada à calcita ferrosa mesodiagenética ou formando agregados de cristais lamelares ocupando os poros intergranulares. Mais raramente, esse cimento apresenta textura poiquilótópica.

No Membro Mucuri, a determinação do contexto diagenético em que a barita precipitou foi dificultada pela escassez de sua ocorrência. A associação da barita à calcita ferrosa induz a considerá-la como de origem

mesodiagenética, de acordo com a tendência mais recente dos trabalhos sobre diagenese.

Apesar da pequena concentração de bário na maioria dos feldspatos, a composição arcoseana e a intensa dissolução e/ou substituição dos feldspatos no decorrer da diagenese do Membro Mucuri fortalecem a hipótese de que os feldspatos foram a principal fonte de bário.

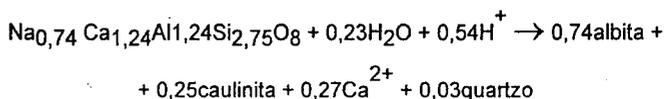
É provável que os cimentos e os freqüentes níveis evaporíticos intercalados no Membro Mucuri, tenham fornecido íons SO_4^{2-} , necessários à precipitação de barita.

9.5 - Albitização

A identificação deste processo nos plagioclásios do Membro Mucuri foi feita tendo exclusivamente a microscopia óptica como ferramenta. Foram encontrados plagioclásios apresentando as seguintes feições:

1. plagioclásios com microporosidade de dissolução, formando estrutura "esquelética";
2. geminações com contatos mal definidos, irregulares;
3. extinção por setores;
4. porosidade intragranular preenchida por calcita;
5. porções albitizadas e vacuolizadas desprovidas de geminação.

Tais feições são análogas às descritas por Morad *et al.* (1990), referindo-se a plagioclásios albitizados de arenitos triássicos do Mar do Norte. Os plagioclásios com feições de albitização do Membro Mucuri foram encontrados nos sedimentos a profundidades superiores a 2 500 m, em geral, de idade pré-Alagoas. Analogamente, Morad *et al.* (*op. cit.*) constataram que a albitização de plagioclásios – mais precoce do que a de feldspatos potássicos nos arenitos triássicos do Mar do Norte – prevaleceu a profundidades de 2 500-3 000 m e temperaturas de 75 °C a 100 °C. A zona de albitização coincide com a de ilitização de esmectitas (Aagaard *et al.* 1990) e a taxa de precipitação aumenta com a profundidade. Normalmente, as albitas de substituição de plagioclásio são ricas em microporosidade, indicando que houve redução do volume molar (Morad *et al.* 1990):



Essa reação mostra que não é necessária fonte externa de Na^+ para a formação de albita diagenética e que a sílica pode ser produto ao invés de reagente.

A percentagem de albita formada é diretamente proporcional ao teor de albita no plagioclásio. Já a microporosidade é proporcional ao conteúdo anortítico dissolvido, favorecendo a precipitação de caulinita e calcita (Morad *et al. op. cit.*), porque libera cálcio e alumínio.

10 - COMPACTAÇÃO

A melhor maneira de avaliar o grau de compactação sofrido pelo sedimento é o entendimento de sua fábrica. A fábrica, que constitui o modo pelo qual os grãos se agrupam, foi descrita qualitativamente – nos sedimentos estudados por intermédio da determinação do tipo de contatos entre os grãos – e quantitativamente – com o cálculo do índice de empacotamento (*packing proximity*), no sentido definido por Kahn (1956). O índice de empacotamento é representado pelo número de contatos grão a grão, dividido pelo número de contatos de todos os tipos (grão-cimento, grão-poro e grão-matriz).

O Membro Mucuri apresenta empacotamento predominantemente frouxo (fig.12), prevalecendo os contatos pontuais e longitudinais. Na figura 13, ilustra-se como o índice de empacotamento comporta-se com a profundidade. Note-se uma grande dispersão dos valores de empacotamento, com máximos e mínimos muito discrepantes à mesma profundidade média. Apesar disso, note-se um sutil aumento do índice de empacotamento até 2 050 m, e, só a partir de 2 450 m de profundidade, esse aumento torna-se mais evidente.

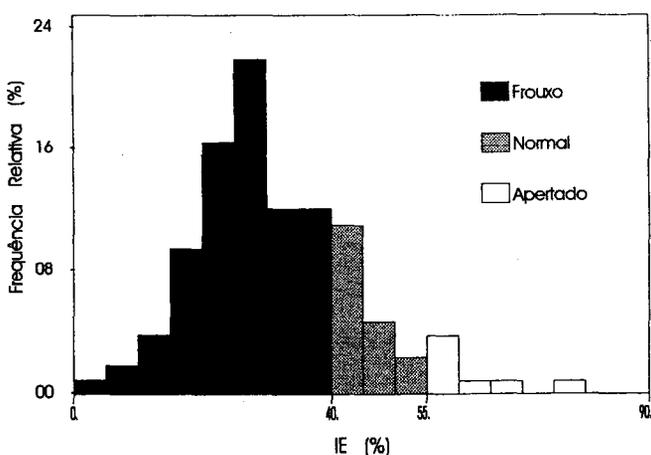


Fig. 12 - Histograma do índice de empacotamento (IE) de 275 amostras do Membro Mucuri.

Fig. 12 - Histogram of the packing index (IE) for 275 samples of the Mucuri Member.

A fraca tendência do empacotamento em aumentar com o acréscimo da profundidade deve-se a diversos fatores, principalmente aos processos de dissolução, substituição de grãos e cimentação presentes na eodiagênese. O teor de calcita determinou a preservação do empacotamento frouxo (fig. 14), dado que, quanto mais cimentada, maior a resistência da rocha aos efeitos da compactação. Desse modo, conclui-se que, mais do que a profundidade, os processos diagenéticos foram os principais determinantes do grau de empacotamento. A forte intensidade com que os processos eodiagenéticos atuaram nos sedimentos do Membro Mucuri foi responsável pela amenização dos efeitos da compactação e pelo aumento sutil do empacotamento com a profundidade. Contudo, a compactação atuou durante toda a história diagenética, sendo mais evidente nas amostras mais profundas.

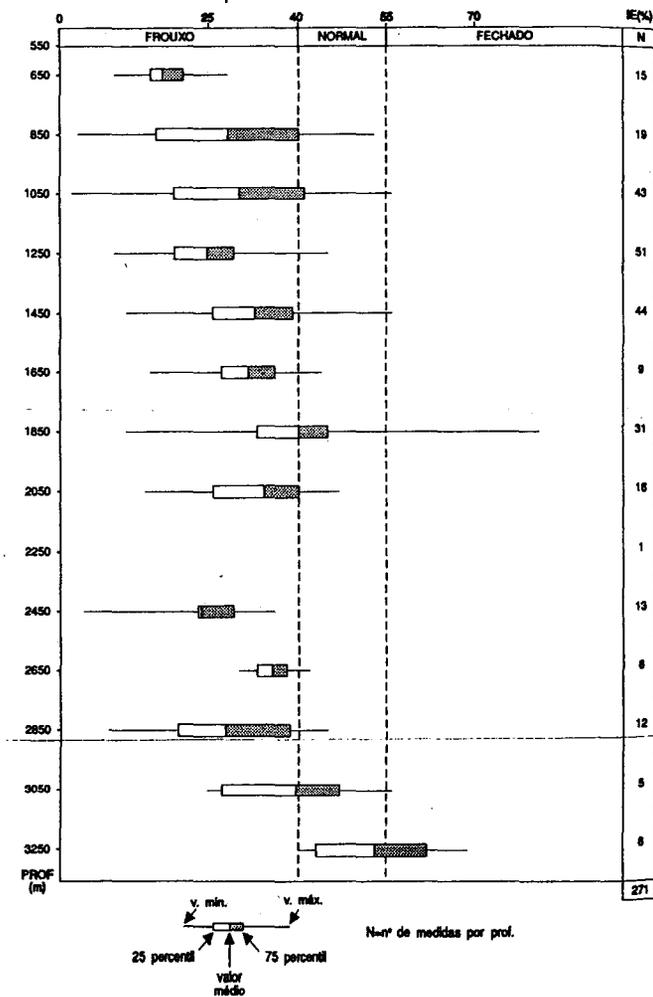


Fig. 13 - Comportamento do índice de empacotamento com a profundidade, representado por sua média de ocorrência a cada intervalo de 100 m de profundidade.

Fig. 13 - Behavior of the packing index according to depth, represented by its average occurrence at each 100 m interval.

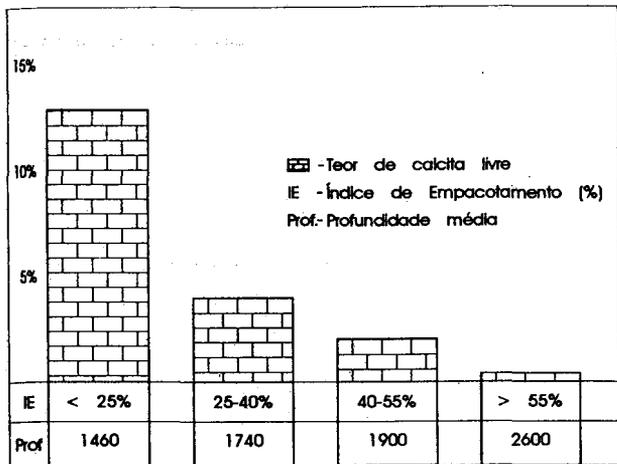


Fig. 14 - Relação entre a cimentação calcítica, índice de empacotamento e a profundidade média das litologias estudadas.

Fig. 14 - Relationship between the calcite cementation, the packing index, and the average depth of the studied lithologies.

11 - GERAÇÃO DE POROSIDADE

A porosidade primária dos arenitos do Membro Mucuri foi profundamente afetada pela diagênese. A dissolução de grãos de quartzo, feldspato e cimento carbonático durante a eodiagênese é evidenciada pela presença de feições semelhantes às descritas por Schmidt e McDonald (1979) como diagnósticas de porosidade secundária. Os feldspatos alveolados, poros alongados, agigantados e móldicos, em quantidade apreciável, denotam que foi intenso o processo de dissolução e geração de porosidade.

Entre os mecanismos sugeridos para a geração de porosidade secundária sob regime eodiagenético, a dissolução por influxo de água meteórica (Bjørlykke, 1984) e *mixing corrosion* (Bogli, 1964, *apud* Giles e Marshall, 1986) são os mais prováveis de terem ocorrido nos arenitos e nos conglomerados do Membro Mucuri.

O fato de o Membro Mucuri ter-se depositado durante a fase *rift* das bacias do Espírito Santo e Mucuri contribuiu para que estivesse exposto à lixiviação por água meteórica, conforme observado por McBride *et al.* (1987), estudando a Formação Norphlet (Alabama, Estados Unidos). O grande acervo de caulinita, a presença de dolomita e os crescimentos secundários de feldspatos são evidências que sugerem forte influência de água meteórica nos fluidos intersticiais dos sedimentos. A associação de porosidade móldica e intragranular a tais cimentos induz à conclusão de que sejam resultantes da lixiviação meteórica.

Os principais reservatórios do Membro Mucuri são de idade Alagoas e tiveram longos tempos de residência

a profundidades entre 500 m e 1 500 m (fig. 4). Esses reservatórios apresentam, de modo geral, elevados teores de caulinita e grande quantidade de feições de dissolução, indicando significativa geração de porosidade secundária. A natureza da bacia (*rift*), cujas bordas são elevadas e sujeitas à constante movimentação, pode ter favorecido a incursão considerável de fluxo meteórico pelos reservatórios. Além disso, sua permanência por um longo período a profundidades relativamente rasas intensificou a atuação do influxo meteórico na geração de porosidade por mais tempo.

Os efeitos da dissolução mesodiagenética foram observados nas dolomitas ferrosas com a formação de poros móldicos, localizadamente.

Não há certeza a respeito de como foi o processo de dissolução tardia dos constituintes do Membro Mucuri. É provável que eles não tenham sido muito importantes na criação de porosidade secundária.

Ao que parece, se o ordenamento dos interestratificados I/S for considerado marco de entrada na mesodiagênese, somente os reservatórios situados a profundidades superiores a 1 900 m estiveram expostos de maneira mais intensa ao regime mesodiagenético. A maioria dos reservatórios do Membro Mucuri, entretanto, encontra-se a profundidades inferiores. Esses reservatórios exibem feições de intensa dissolução dos aluminossilicatos e calcita, que certamente decorreram dos processos de dissolução meteóricos eodiagenéticos.

Nos últimos anos, os modelos de extensiva dissolução mesodiagenética (Schmidt e McDonald, 1979, e Surdam *et al.* 1984, 1989) têm sido questionados sobre o balanço de massa final e a capacidade de complexação e mobilização do Al^{3+} pelos ácidos carboxílicos, criando grande volume de porosidade secundária (Bjørlykke e Brendsdall, 1986; Giles e Marshall, 1986; Giles, 1987; Bjørlykke *et al.* 1989; Stoessel e Pittman, 1990).

Considera-se, também, que os deslocamentos de fluidos mesodiagenéticos são lentos e as reações são rapidamente neutralizadas devido à ativação da cinética química a elevadas temperaturas (Bjørlykke *et al.* 1989). Assim, os processos de dissolução mesodiagenéticos devem ser menos efetivos do que os ocasionados por água meteórica. No Membro Mucuri, considera-se que a dissolução mesodiagenética represente um processo quantitativamente inexpressivo.

A avaliação dos fatores determinantes da redução da porosidade do Membro Mucuri mostra que os processos de cimentação foram mais efetivos do que os de compactação (fig. 15). A cimentação contribuiu, em média, com 54%, e a compactação, com 13% da destruição da porosidade inicial. Isto representa uma perda de porosidade de 16% por cimentação e de 4% por compactação, aproximadamente.

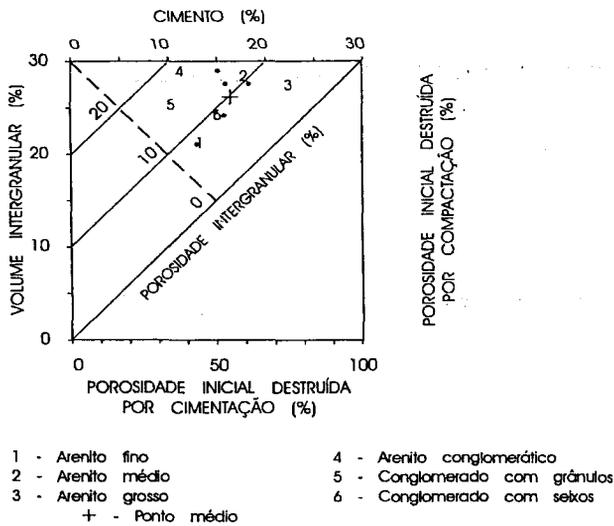


Fig. 15 - Diagrama, segundo Houseknecht (1987), que avalia a importância relativa dos processos de compactação e cimentação na redução da porosidade dos reservatórios do Membro Mucuri.

Fig. 15 - Diagram, according to Houseknecht (1987), showing an evaluation of the relative importance of the compaction and cementation processes reducing the porosity of the Mucuri Member reservoirs.

12 - CONCLUSÕES

Os reservatórios do Membro Mucuri, compostos por arenitos e conglomerados arcoseanos, estiveram submetidos a intensa diagênese, principalmente sob regime eodiagenético.

A intensa precipitação de cimentos carbonáticos e a autigênese de esmectitas são os processos mais significativos.

A eodiagênese foi influenciada pela alternância de fluidos de natureza distinta que resultou em uma complexa assembléia mineralógica, causando a deterioração da qualidade dos reservatórios. A alta salinidade da água de formação, provocada pelas altas taxas de evaporação devido ao clima árido e pela presença de mar restrito, resultou em autigênese de esmectitas e precipitação de cimento calcítico, anidrita e dolomita. A água meteórica favoreceu os processos de infiltração de argila, dissolução de grãos, caulinição e dolomitização.

A história de soterramento, que determinou que esses sedimentos tivessem longo tempo de residência a profundidades relativamente rasas, favoreceu a infiltração de água meteórica e reduziu a eficácia dos processos mesodiagenéticos, mais efetivos somente nos sedimentos mais profundos, principalmente nos de idade pré-Alagoas. Os carbonatos ferrosos e os crescimentos secundários de quartzo foram os principais cimentos. Adicionalmente, a migração precoce de óleo inibiu o prosseguimento dos processos mesodiagenéticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AAGAARD, P., EGEBERG P.K., SAIGAL, G.C., MORAD, S., BJØRLYKKE, K. Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, II: formation water chemistry and kinetic considerations. *Journal of Sedimentary Petroleum*, Tulsa, v.60, n.4, p.575-581, 1990.
- ARANHA, D.V. *Petrografia e Diagênese do Arenito Mucuri, no Campo de Rio Preto - ES*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1987. 120p. Dissertação (Mestrado).
- ASMUS, H.E., PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.225-239.
- ASMUS, H.E. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.5, p.160-175, 1975.
- ASMUS, H.E.; GOMES, J.B., PEREIRA, A.C.B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p.235-252.
- BAKER P.A., KASTNER, M. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, Washington, v. 213, p.211-216, 1981.
- BJØRLYKKE, K., BRENDSDAL, A. Diagenesis of the brent sandstone in the stafford field, North Sea. In: GAUTIER, D.L. (Ed.) *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1986. 203 p. p.157-167. (Special Publication, v.38).
- BJØRLYKKE, K., Formation of secondary porosity: how important is it? In: McDONALD, D.A., SURDAM, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, 1984. 343 p. p.277-286. (Memoir, 37).
- BJØRLYKKE, K.; RAMM, M., SAIGAL, G.C. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, Stutgard, v.78, p.243-268, 1989.
- BOLES, J.R., RAMSEYER, K. Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin Basin, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v.71, n.12, p. 1475-1487, 1987.
- BRAITHWAITE, C.J.R. Displacive calcite and grain breakage in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v.59, n. 2, p. 258 - 266, 1989.
- BURST, J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *American*

Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v.53; p.73-93, 1969.

Mineralogists, Special Publication. Tulsa, v.26, p.55-79, 1979.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 74-80, 1987.

HOWER, J., ESLINGER, E.V., HOWER, M.E., PERRY, E.A. Mechanism of burial metamorphism in argillaceous sediment... *Geological Society of American Bulletin*, Tulsa, v.87, p.725-737, 1976.

COLEMAN, M.L. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, series A, London, v. 315, p.39-56, 1985.

INDEN, R.F., MOORE, C.H. Beach environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., MOORE, H.C. (Eds.). Carbonate depositional environments. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists*, 1983. 708 p. p. 211-265. (Memoir, 33).

CURTIS, C.D. Mineralogical consequences of organic matter degradation in sediments: inorganic/organic diagenesis. In: LEGGETT, J.K., ZUFFA, G.G. (Eds.). *Marine Clastic Sedimentology: concepts and case studies...* London: Graham & Trotman, 1987. 211 p. 108-123.

KAHN, J.S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *Journal of Geology*, Chicago, v.64, n. 4, p.385-395, 1956.

DUTTA, P.K., SUTTNER, L.J. Alluvial sandstone composition and paleoclimate. II. authigenic mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v.56, n. 3, p.346-358, 1986.

LEITE, M.P. *Deposição e evolução diagenética dos reservatórios do Membro Mucuri (Cretáceo Inferior), nos campos de Rio Preto e São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1990. 180 p. Dissertação (Mestrado).

ESTRELLA, G.O., MELLO, M.R., GAGLIANONI, P.C., AZEVEDO, R.L.M., TSUBONE, K., ROSETTI, E., CUNHA, J., BRUNINO, I.M.R. The Espírito Santo Basin (Brasil): Source rock characterization and petroleum habitat. In: DEMAISON, G., MURRIS, R.G. (Eds.). *Petroleum Geochemistry and basin evolution*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1984. 426 p. p.253-71 (memoir 35).

MAINO, V.M., WINTER, W.R., MILANEZ, D., NOVAIS, B.C., PIMENTEL, A.M.P., ALVES, D.B., ANJOS, S.M.C. *Sistema deposicional, litofácies e fácies-reservatório do Membro Mucuri da Formação Maricú, no Campo de Rio Itaúnas*. Rio de Janeiro: PETROBRAS CENPES. LABOR, 1982. 150 f. (Relatório interno).

FOLK, R.L., LAND, L.S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v.59, n.1, p.60-68, 1975.

McBRIDE, E.F. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 33, n.2, p.664-669, 1963.

FOLK, R.L., SIEDLECKA, A. The "schizohaline" environment: Its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v.11, n. 1, p.1-15, 1974.

McBRIDE, E.F. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Science Review*, Amsterdam, v. 26, p.69-112, 1989.

GILES, M.R., MARSHALL, J.D. Constrains on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v.3, p.243-254, 1986.

McBRIDE, E.F., LAND, L.S., MACK, L.E. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones. Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v.71, p.1019-1034, 1987.

GILES, M.R. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v.4, p.188-204, 1987.

MILANEZ, D., ROSSI FILHO, J., MACEDO, J.M., MIHAGUTI, M.K., MILANEZ, P.V.A., CRUZ, T.R.R., LIMA, V.A. Projeto São Mateus. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIGER, 1985. 1v. (Relatório interno).

GOMES, J.C., CARVALHO, R.S., LIMA, F.R.J., ABDALLA, E.T. *Revisão geológica regional da Bacia do Espírito Santo*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. DIRNEM. SEBES, 1988. 30 p. (Relatório interno).

MIZUSAKI, A.M.P., ANJOS, S.M.C., WANDERLEY FILHO, J.R.W., SILVA, O.B., COSTA, M.G.F., LIMA, M.P., KAWASHITA, K. Datação K/Ar de ilitas diagenéticas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v.4 n.3, p.237-252, 1990.

HOFFMAN, J., HOWER, J. Clay mineral assemblages as low-grade metamorphic geothermometers, application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. In: SCHOLLE, P.A., SCHLUGER, P.R. (Eds.). Aspects of diagenesis. *Society of Economic Paleontologists and*

MORAD, S. Diagenesis of titaniferous minerals in Jurassic sandstones from Norwegian Sea Sediment. *Geology*, Boulder, v.57, p.17-40, 1988.

MORAD, S. Diagenesis of clastic sedimentary rocks. (Trabalho inédito).

- MORAD, S. AL-AASM, I.S. RAMSEYER, K. MARFIL, R., ALDAHAN, A. A. Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstone from Iberian Range, Spain: evidence from chemical composition and stable isotopes. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 67, p.281-295, 1990.
- MOORE JR, C.H. *Carbonate diagenesis and porosity*. Amsterdam: Elsevier, 1989. 338p. (Developments in Sedimentology, 46).
- MOSMANN, R. , PEREIRA, C.P. Petrografia e diagênese das rochas sedimentares do Aptiano e Albo-Aptiano da Bacia do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.2, p. 187-207, 1972.
- NEGREIROS, J.H.C. *Análise de testemunhos do poço 7-ICA-4-BA, Campo de Ilha da Caçamba, Bacia de Mucuri*. São Mateus: PETROBRAS. DEXES. DINTER. LABOR, 1989, 49f. (Relatório interno).
- SCHMIDT, V., McDONALD, D.A. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P.A. , SHLUGER, P.R. (Eds.). *Aspects of diagenesis*. Tulsa: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1979. 443-p.p. 209-225. (Special Publication, n.26).
- SILVA, C.M.A. *Diagênese e características de reservatório dos arenitos e conglomerados do Membro Mucuri, Formação Maricú, (Cretáceo Inferior) - Bacias do Espírito Santo e Mucuri*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1991. 176p. Dissertação (Mestrado).
- STOESSELL, R.K. , PITTMAN, E.D. Secondary porosity revisited: the chemistry of feldspar dissolution by carboxylic acids and anions. *American Association of Petroleum Geologists*, 1990.
- SURDAM, R.C., BOESE, S.W. , CROSSEY, L.J. The chemistry of secondary porosity. In: McDONALD, D.A., SURDAM, R.C. (Eds.) *Clastic Diagenesis*. Tulsa: *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 1984, p.127-149 (Memoir 37).
- SURDAM, R.C., CROSSEY, L.J., HAGEN, E.S., HEMSLER, H.P. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, v.73, n.1, p.1-23, 1989.
- WALKER, T.E., WAUGH, B., CRONE, A.J. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v.89, p.19-32, 1978.

EXPANDED ABSTRACT

The Mucuri Member consists of arkosic sandstones and conglomerates deposited by alluvial-fluvial-deltaic system under arid climatic conditions. They were deposited during the rift phase of the Espírito Santo and Mucuri basins, which are located on the SE portion of the Brazilian Continental Margin. The sedimentary column was divided in two sequences, the lower one consists of continental Neocomian sediments whereas the upper one is partly marine of Early Aptian age. There were 900 m of cores analyzed from 24 wells ranging from 500 to 3 000 m. More than 600 thin sections from reservoir rocks were petrographically examined and X-ray diffraction analysis were done in the clay fraction of 140 samples to detect clay mineral species and their distribution with depth. Scanning electron microscopy and energy dispersive spectrometer were largely applied in order to see spatial relationship among diagenetic constituents and porosity as well as to identify diagenetic processes. The burial history of the onshore portion of the basin showed that Aptian sandstones remained relatively shallow (500 - 1500 m depth) for a long residence time, approximately 50 ma. This shallow burial prevented the evolution of compaction and mesodiagenetic processes. The pore geometry of the Mucuri reservoirs is extremely heterogeneous because of diagenetic processes. This diagenesis affected the early Aptian and Neocomian sandstones differently. The older one was more affected by mesodiagenesis and compaction whereas the younger one

was affected by marine interlayered sediments and by early oil emplacement which inhibited mesodiagenetic processes. Eodiagenesis accounted for the most significant changes of the primary properties of Mucuri Member sediments with carbonate cementation and clay mineral authigenesis being the predominant processes. Smectite authigenesis was very strong and accounted for the large amount of clay minerals in these sediments. Smectite was formed mainly by grain replacement, specially feldspars during eodiagenesis. Mesodiagenesis was more effective in sediments deeper than 1 900 m and led to the precipitation of ferroan carbonates and quartz overgrowths. Furthermore, illitization and chloritization of smectites were detected with increasing depth. These processes were also observed in feldspars and biotites. Compaction was quantitatively evaluated by packing proximity calculations for the thin sections examined. The results showed that the majority of the Mucuri reservoirs is loose packing and does not present an increase of packing proximity index with increasing depth. The porosity measurements also did not show a significant decreasing trend with depth, probably due to the fact that cementation was more effective than compaction. Two possible factors can explain this: the intense early carbonate cementation which kept the framework open and the short period of time these rocks remained in deep burial. The Mucuri reservoirs are a good example of how eodiagenetic processes can strongly damage reservoir quality.