UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LITOFÁCIES E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS, BACIA DO AMAZONAS

Tese Apresentada por

ADMILSON MOREIRA TORRES

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 23.11.89

Comitê de Tese

Werner Truckenbrodt

WERNER TRUCKENBRODT (ORIENTADOR)

Luis Faria Jr

LUIS ERCILIO DO CARMO FARIA JUNIOR

Mario Vicente Caputo

MÁRIO VICENTE CAPUTO

Maria das Graças Feitosa da Costa

MARIA DAS GRACAS FEITOSA DA COSTA

Aos meus pais, irmãos,

Socorro e Carolina.

"É de suma importância que se dê ao público em geral a oportunidade de conhecer, consciente e inteligentemente, as tentativas e os resultados da pesquisa científica. Não basta que cada resultado seja conhecido, elaborado e aplicado por alguns poucos especialistas, em cada ramo. Quando a ciência se restringe a um pequeno grupo, o espírito filosófico do povo decai, e ele caminha assim para a indigência espiritual."

ALBERT EINSTEIN

AGRADECIMENTOS

O autor expressa seus agradecimentos à Universidade Federal do Pará/Centro de Geociências (UFPA/CG) pela oportunidade de realizar o curso de mestrado; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro durante o primeiro ano deste trabalho e à Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRÁS) pela Bolsa de Mestrado e fornecimento do material para a pesquisa.

Aos Drs. Werner Truckenbrodt (UFPA/CG), Luis Ercílio do Carmo Faria Júnior (UFPA/CG), Mário Vicente Caputo (PETROBRÁS/DENOR) e a M.c. Maria das Graças Feitosa da Costa (PETROBRÁS/CENPES), pelas sugestões, discussões, orientações e revisão do texto original desta tese. Aos geólogos Ana Maria Goés (UFPA/CG), Daisy Barbosa Alves (PETROBRÁS/CENPES) e Alexandre José Martins Figueiras (PETROBRÁS/DENOR) que também leram partes do manuscrito preliminar e forneceram sugestões para sua versão final.

Ao Distrito de Exploração da Amazônia Oriental (DENOR), da Petrobrás, na pessoa do superintendente Laércio Gonzaga de França Aranha, pelo incentivo à realização deste estudo e apoio logístico na excursão ao paleozóico do rio Tapajós, bem como ao corpo técnico da Bacia do Amazonas.

À Sylvia Maria Couto dos Anjos e equipe, do Centro de Pesquisas da Petrobrás (CENPES), pelas fotos de minerais ao microscópio eletrônico de varredura, como também a Celso Branco pelas análises petrofísicas.

À Núbia Silveira Esteves e Anselmo José Monteiro dos Santos, pela confecção das ilustrações deste trabalho. Às bibliotecárias do Centro de Geociências, Leila Maria Raiol Lima e Eletice Couto Barbosa, pela revisão das referências bibliográficas e elaboração da ficha catalográfica.

Aos vários colegas do mestrado, pelo auxílio nas dificuldades encontradas neste trabalho, pelas discussões e informações recebidas, em especial, aos geólogos Zorano Sérgio de Souza, Helenice Vital e Marilia Sacramento de Magalhães.

SUMÁRIO

página

DEDICATÓRIA i

EPÍGRAFE ii

AGRADECIMENTOS iii

SUMÁRIO v

LISTA DE ILUSTRAÇÕES viii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1 - INTRODUÇÃO 5

1.1 - Apresentação e Objetivos 5

1.2 - Metodologia de trabalho 7

2 - GEOLOGIA DA BACIA DO AMAZONAS 9

2.1 - Generalidades 9

2.2 - Estratigrafia 11

2.2.1 - Pré-Cambriano 11

2.2.2 - Fanerozóico 13

2.3 - Arcabouço Estrutural 16

2.4 - Evolução Tectono-Sedimentar 20

3 - A FORMAÇÃO MONTE ALEGRE 25

3.1 - Trabalhos Prévios 25

3.2 - Distribuição Espacial, Temporal e Natureza dos Contatos 27

3.3 - Caracterização das Litofácies 28

3.3.1 - Litofácies Arenito Conglomerático (Ac) 28

3.3.2 - Litofácies Arenito com Intraclastos Argilosos (Ai) 30

3.3.3 - Litofácies Arenito com Laminação Bimodal

(Abm) 33
3.3.4 - Litofácies Arenito com Laminação Plano-Paralela (Al) 36
3.3.5 - Litofácies Arenito com Acamamento Ondular Irregular (Ao) 37
3.3.6 - Litofácies Arenito Bioturbado (Abt) 40
3.3.7 - Litofácies Folhelho Laminado (Fl) 42
3.3.8 - Litofácies Arenito Maciço (Am) 42
3.3.9 - Litofácies Dololutito Maciço (Dm) 45
3.4 - Associações de Litofácies e Interpretação Ambiental 47
3.4.1 - Associação I (Litofácies Ac e Ai) 47
3.4.2 - Associação II (Litofácies Abm e Al) 50
3.4.3 - Associação III (Litofácies Al e Ao) 52
3.4.4. - Associação IV (Litofácies Abt e Fl) 53
3.4.5 - Associação V (Litofácies Am e Dm) 55
3.5 - Modelo Deposicional 56
3.6 - A Formação Monte Alegre como parte do Sistema Desértico Mundial no Neocarbonífero 59
4 - PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS 63
4.1 - Introdução 63
4.2 - Minerais Detríticos 63
4.3 - Matriz 69
4.4 - Minerais Autigênicos 72
4.4.1 - Argilominerais 74
4.4.2 - Quartzo 81
4.4.3 - Feldspato 84
4.4.4 - Calcita, Dolomita e Anquerita 84
4.4.5 - Gipsita e Anidrita 90

4.4.6 - Pirita 90
4.4.7 - Anatásio 92
4.5 - Espaço Poroso 92
4.5.1 - Relação entre Porosidade e Permeabilidade .. 92
4.5.2 - Porosidade 96
4.5.3 - Permeabilidade 103
4.6 - Classificação dos Arenitos 106
4.7 - Evolução Diagenética 108
4.7.1 - Considerações Gerais 108
4.7.2 - Características das Águas de Formação 109
4.7.3 - Sequência Diagenética e Origem dos Cimentos 112
4.8 - Qualidade do Reservatório 125
5 - CONCLUSÕES 128
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 131
ANEXOS - Tabelas de Quantificação Petrográfica 145

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura		página
01	Mapa de localização da área estudada	6
02	Mapa de Localização da Bacia do Amazonas	10
03	Coluna Estratigráfica da Bacia do Amazonas	12
04	Mapa Geológico-Geotectônico	17
05	Mapa do Arcabouço Estrutural	19
06	Sequência Vertical Idealizada de Litofácies da Formação Monte Alegre	29
07	Litofácies Arenito Conglomerático (Ac)	31
08	Litofácies Arenito com Intraclastos Argilosos (Ai) .	32
09	Afloramentos na Margem Esquerda do Rio Tapajós	34
10	Litofácies Arenito com Laminação Bimodal (Abm)	35
11	Litofácies Arenito com Laminação Plano-Paralela (Al)	38
12	Litofácies Arenito com Acamamento Ondular Irreg. (Ao)	39
13	Litofácies Arenito Bioturbado (Abt)	41
14	Litofácies Folhelho Laminado (Fl)	43
15	Litofácies Arenito Maciço (Am)	44
16	Litofácies Dololutito Maciço (Dm)	46
17	Seção Estratigráfica na Região do Rio Tapajós	48
18	Modelo Deposicional da Formação Monte Alegre	57
19	Reconstrução Paleogeográfica da América do Sul	61
20	Variações do Nível do Mar no Neocarbonífero	62
21	Grãos do Arcabouço	64
22	Partículas Líticas	66
23	Outros Minerais do Arcabouço	68
24	Matriz de Fluidificação e de Bioturbação	71
25	Matriz de Infiltração e de Compactação	73

26 Detalhe, ao MEV, de Ilita-Esmectita e Ilita 75
27 Difratogramas de Ilita, Ilita-Esmectita e Caulinita 76
28 Detalhe, ao MEV, de Clorita-Esmectita e Clorita 78
29 Difratograma de Clorita e Ilita 79
30 Caulinita Autigênica 80
31 Quartzo Autigênico 82
32 Feldspato Autigênico 85
33 Calcita e Dolomita Autigênicas 87
34 Anquerita e Calcita Autigênicas 89
35 Gipsita e Anidrita Autigênicas 91
36 Pirita Autigênica 93
37 Anatásio Autigênico 94
38 Gráfico Porosidade x Permeabilidade 95
39 Gráfico Porosidade Petrográfica x Poros. Petrofísica 97
40 Porosidade Intergranular 99
41 Porosidade Intragranular 101
42 Variedades de Porosidade Secundária 102
43 Detalhe, ao MEV, da Geometria de Poros 105
44 Classificação Composicional dos Arenitos 107
45 Características da Água de Formação 111
46 Sequência Diagenética Geral dos Arenitos 113
47 Diagrama de Volume Intergranular x Cimento 126

RESUMO

A Formação Monte Alegre (Westphaliano "D") na região do rio Tapajós, constitui a base da sequência trangressiva-regressiva de idade neocarbonífera-neopermiana. Com base nas litologias e estruturas sedimentares dos testemunhos de seis poços foi possível identificar nove (9) litofácies denominadas: 1) Arenito conglomerático (Ac); 2) Arenito com intraclastos argilosos (Ai); 3) Arenito com laminação bimodal (Abm); 4) Arenito com laminação plano-paralela (Al); 5) Arenito com acamamento ondular irregular (Ao); 6) Arenito bioturbado (Abt); 7) Folhelho com laminação plano-paralela (Fl); 8) Arenito maciço (Am); e 9) Dololutito maciço (Dm). Essas litofácies indicam um sistema desértico, caracterizado por depósitos fluviais ("wadis"), eólicos (dunas e interdunas), de lobos de suspensão e lacustre, que no final da deposição gradam para condições de "nearshore" como consequência da transgressão marinha que se segue no período posterior.

Os arenitos da Formação Monte Alegre, de granulometria fina a média, são dominantemente subarcósios bem selecionados. O estudo diagenético desses arenitos demonstra uma evolução fortemente influenciada pelo ambiente deposicional de clima árido a semi-árido. Desde a eodiagênese até o início da mesodiagênese a porosidade primária dos arenitos foi reduzida por crescimentos secundários de quartzo precoces, infiltração mecânica de argilas, precipitação de calcita, dolomita e gipsita precoces, compactação mecânica, sobrecrescimento de quartzo e

feldspato e precipitação de calcita ferrosa. Durante a mesodiagênese a compactação química foi limitada pela presença de espessas cutículas de argila e carbonatos eodiagenéticos. Apesar disso, é apreciável seu desenvolvimento em porções onde estes produtos diagenéticos aparecem em quantidades muito baixas ou estão ausentes. Na mesodiagênese tardia ocorreu acidificação das águas de formação, constatado pela remoção dos cimentos carbonáticos e dissolução de grãos instáveis do arcabouço, gerando porosidade secundária. Com o prosseguimento da subsidência essa porosidade foi reduzida pela precipitação, principalmente, de dolomita/anquerita e subordinadamente de caulinita, quartzo e feldaspato tardios, ilita, clorita, pirita e anatásio. Provavelmente durante ou após essa fase ocorreu a entrada de hidrocarbonetos, especialmente, nas litofácies relacionadas aos depósitos de dunas eólicas e interdunas secas (litofácies Abm e Al), que representam os melhores potenciais de reservatórios. Na telodiagênese ocorreu a desdolomitização de carbonatos tardios e provavelmente uma segunda geração de porosidade secundária por fluidos meteóricos infiltrados nas margens da Bacia.

ABSTRACT

This work deals with the Monte Alegre Formation (Westphalian "D") located in the Tapajós river region. It forms the bottom of a transgressive-regressive sequence of neocarboniferous-neopermian age. Based on lithological variations and sedimentary structures found within six drill cores, it was possible to identify nine lithofacies: 1) conglomeratic sandstone (Ac); 2) sandstone with clay intraclasts (Ai); 3) sandstone with bimodal laminations (Abm); 4) sandstone with plane-parallel laminations (Al); 5) sandstone with irregular undulated bedding (Ao); 6) bioturbated sandstone (Abt); 7) shale with plane-parallel laminations (Fl); 8) massive sandstone (Am); 9) massive dololutite (Dm). These lithofacies indicate the sequence began as a desertic system with fluvial (wadis), eolian (dunes and interdunes), suspension lobes and lacustrine deposits. The desert setting changed to nearshore conditions in the final period of the deposition as a consequence of the beginning of a marine transgression.

The sandstones of the Monte Alegre Formation are fine- to- medium grained and are dominantly subarkoses and well sorted. Petrologic analyses indicate a strong influence of an arid and semi-arid depositional environment. There was a reduction on the primary porosity from eodiagenesis to the beginning of the mesodiagenesis by early secondary quartz overgrowths; mechanical infiltration of clays; early precipitation of calcite, dolomite and gypsum; mechanical compaction; quartz and feldspar overgrowths and precipitation of

rich-iron calcite cements. During the mesodiagenesis the chemical compaction was limited by thick clay coatings and eodiagenetic carbonates. Chemical compaction is even more intense along grain surfaces where these diagenetic products appear in very low quantities or are absent. Acidification of formation waters occurred during late mesodiagenesis as evidenced by the remotion of the carbonate cements and dissolution of instable grains from the framework, generating a secondary porosity. Following subsidence, this porosity was mainly reduced by precipitation of dolomite/ankerite and subordinately kaolinite, late quartz and feldspar, illite, chlorite, pyrite and anatase. Probably during or after this phase, there was an entrance of hydrocarbons especially in lithofacies related to the eolian dunes and dry interdune deposits (lithofacies Abm and Al), which are the facies with the best reservoir potential. There was a late carbonate dedolomitization and probably secondary porosity were generated by infiltrating meteoric fluids along the basin margins present during the telodiagenesis stage.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação e Objetivos

A área enfocada neste estudo situa-se na região do rio Tapajós, o qual atravessa a Bacia do Amazonas Ocidental no sentido nordeste, tendo às suas margens, no seu curso médio a inferior, as cidades de Itaituba e Santarém respectivamente (Fig.01). A porção norte da Bacia (Município de Oriximiná) é também incluida na área estudada em função da presença de indícios de hidrocarbonetos. Atualmente as expectativas exploratórias são grandes depois que descobriu-se em 1986 uma acumulação subcomercial de gás (poço 1-TR-1-PA; Tauari) nos arenitos da Formação Monte Alegre, considerados como principal reservatório da Bacia.

A Formação Monte Alegre constitui a unidade basal do Grupo Tapajós (Neocarbonífero - Permiano) e é composta predominantemente por arenitos com alguns folhelhos, siltitos e dolomitos intercalados. O objetivo deste trabalho é buscar novas informações sobre a Formação Monte Alegre no que se refere a identificação de suas litofácies em subsuperfície, a elaboração de um modelo deposicional regional e a análise da evolução diagenética de seus arenitos, estabelecendo os vários fatores que influenciaram na qualidade desse reservatório. Desta forma, pretende-se contribuir na reavaliação das possibilidades de petróleo na Bacia do Amazonas e, neste sentido, as respostas e sugestões aqui colhidas servem como mais um subsídio na busca do efetivo entendimento do comportamento regional dos arenitos reservatórios da Formação Monte Alegre.

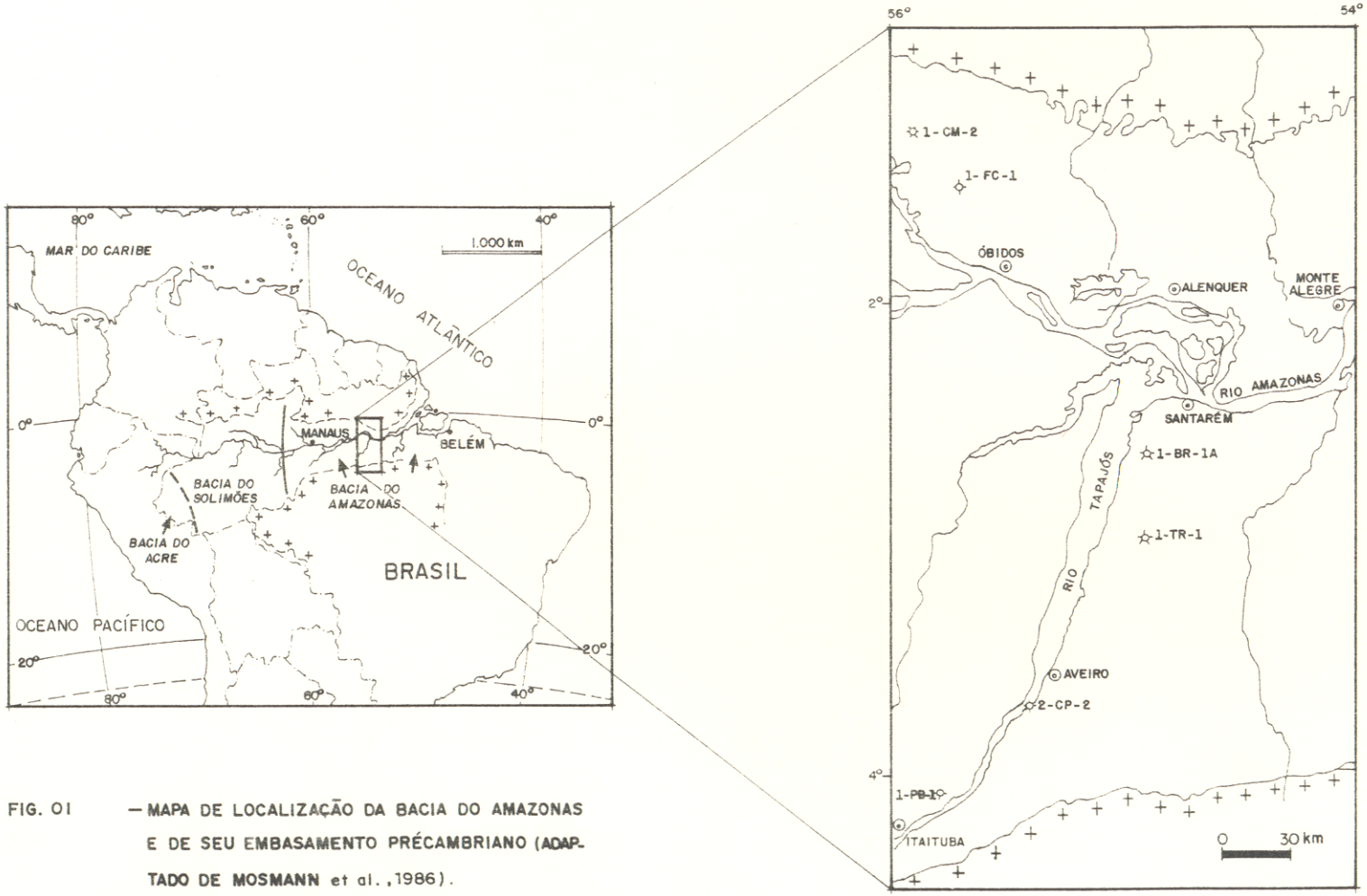


FIG. 01 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO AMAZONAS E DE SEU EMBASAMENTO PRÉCAMBRIANO (ADAPTADO DE MOSMANN et al., 1986). O DETALHE MOSTRA A ÁREA ABRANGIDA NESTE TRABALHO.

1.2 - Metodologia de trabalho

Foram selecionados seis poços com base na avaliação de Perfis Compostos (esc. 1:1000), que sintetizam informações litológicas, de perfilagens (elétrica, de radioatividade e algumas vezes sônica) e da quantidade de rocha testemunhada.

Para identificação, caracterização e distribuição das principais fácies sedimentares, foram descritos macroscopicamente e registrados, numa escala de 1:20, cerca de 300 metros de testemunhos, analisando-se cor, granulometria, seleção, arredondamento, coesão, estruturas sedimentares, variações composicionais, espessura e tipos de contatos. Simultâneamente foram escolhidas amostras para análises petrofísicas, confecção de lâminas delgadas, difração de raios-X e fotografias de detalhes. Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram utilizadas na resolução de problemas específicos detectados no estudo petrográfico convencional.

A avaliação da porosidade e permeabilidade (horizontal e vertical), mediante porosímetro e permeabilímetro à nitrogênio, se realizou com "plugs" coletados das diversas fácies arenosas.

As lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras impregnadas com resina epóxi azul serviram para o estudo da composição mineralógica e do espaço poroso. Cada lâmina foi submetida a contagem de pelo menos 300 pontos para avaliar a composição mineralógica deposicional e os produtos diagenéticos, incluindo os tipos de porosidade. Amostras muito cimentadas por carbonatos foram tingidas com uma solução de

alizarina (0,2%), ferricianeto de potássio (1%) e ácido clorídrico (0,2%) para identificação de calcita, calcita pobre ou rica em ferro, dolomita, dolomita ferrosa e anquerita.

A determinação dos argilominerais foi realizada por difratometria de raios-X da fração inferior a duas micra, comparando os difratogramas do material seco ao ar, saturado com etilenoglicol e aquecido a 550 °C por uma hora. A fração inferior a duas micra foi obtida pela desagregação das amostras (arenito, pelito) em um aparelho de ultra-som e posterior centrifugação da suspensão usando 3000 rpm por um período de 30 minutos. Finalmente a montagem de lâminas com material argiloso se processou pela técnica da pipetagem ou do esfregaço.

Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV), com analisador elementar de energia dispersiva (EDAX), foram realizadas visando obter informações mais detalhadas como, por exemplo, sobre gerações de cimentos e suas relações, identificação de minerais não perceptíveis ao microscópio petrográfico convencional e sobre o sistema poroso (morfologia, tamanho e distribuição de poros, microporos, etc.) nos arenitos.

2 - GEOLOGIA DA BACIA DO AMAZONAS

2.1 - Generalidades

A denominada Bacia do Amazonas, de idade paleozóica, está situada na região norte do Brasil e encaixada entre os escudos das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul (Fig.02). Segundo Caputo (1988) foi subdividida inicialmente em três sub-bacias identificadas como Bacia do Alto Amazonas, Bacia do Médio Amazonas e Bacia do Baixo Amazonas, separadas pelas feições regionais do Arco de Purus e Alto de Monte Alegre, respectivamente.

Caputo (1984) considera que a Bacia do Alto Amazonas, localizada na parte mais ocidental da planície amazônica, apresenta uma evolução geológica e estilo tectônico distintos das bacias a leste daquele arco. Propõe então a denominação de Bacia do Solimões para a mesma, e a denominação de Bacia do Amazonas para as bacias do Médio e Baixo Amazonas.

A Bacia do Amazonas (Caputo, 1984) é do tipo intracratônica (Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986) possuindo, nas partes mais profundas, cerca de 6000 metros de sedimentos essencialmente terrígenos e cobrindo atualmente uma área de aproximadamente 400.000 Km^2. Do ponto de vista econômico não foram encontrados, até o presente, recursos petrolíferos de significado comercial como na Bacia do Solimões, onde diversas trapas em estruturas escalonadas ao longo do megacisalhamento do Solimões encerram acumulações de hidrocarbonetos (Caputo, com. verbal).

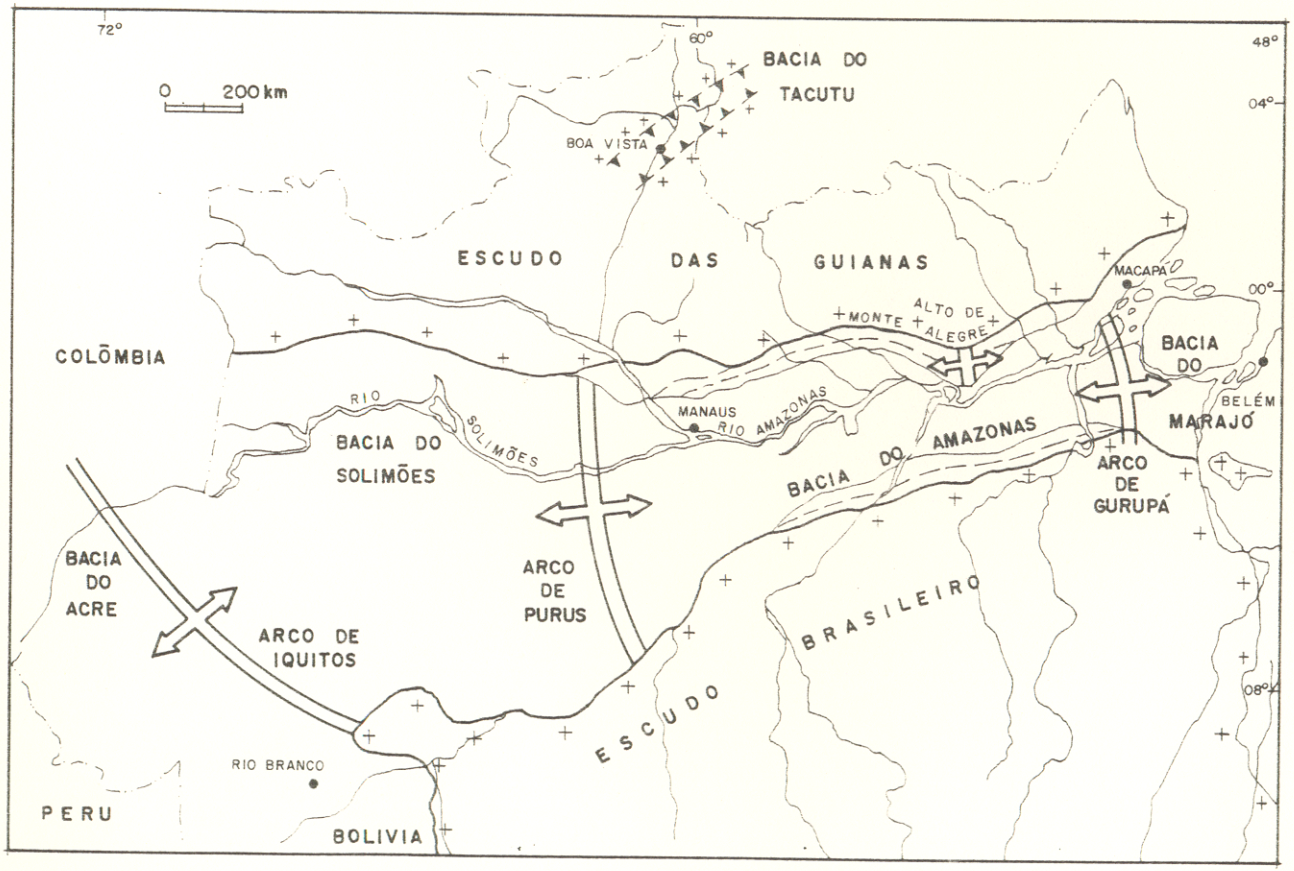


FIG. 02 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO AMAZONAS E SEUS LIMITES COM ESCUDOS E OUTRAS BACIAS (PARCIALMENTE MODIFICADO DE CAPUTO, 1986).

2.2 - Estratigrafia

Uma revisão sobre a evolução estratigráfica das bacias do Amazonas e Solimões foi apresentada por Caputo et al. (1971; 1972) e Caputo (1984).

O relacionamento entre a litoestratigrafia e suas idades foi definido com base em estudos palinológicos de Daemon & Contreiras (1971), que estabeleceram dezoito zonas bioestratigráficas, algumas das quais subdivididas em subzonas. Esse trabalho mostrou a presença de discordâncias entre o Siluriano e o Devoniano; na base do Eocarbonífero; na base do Neocarbonífero; entre o Permiano e o Cretáceo e, também, entre o Cretáceo e o Terciário.

A **Fig.03** apresenta a carta estratigráfica da Bacia do Amazonas e a seguir são descritas sumariamente as unidades da Bacia e de seu embasamento.

2.2.1 - Pré-Cambriano

Os representantes litológicos mais comuns do embasamento da Bacia do Amazonas são constituídos de rochas graníticas de idades arqueanas e transamazônicas bem como de coberturas vulcano-sedimentares de idades entre 1400 e 1800 m.a. (Cordani et al., 1984). Nos escudos das Guianas e Brasileiro as rochas graníticas recebem denominações locais de Complexo Guianense (Issler et al., 1974) e Complexo Xingu (Silva et al., 1974), respectivamente, enquanto as rochas vulcânicas são designadas de Grupo Uatumã (Caputo et al., 1971; 1972).

A Formação Prosperança, cobertura sedimentar datada

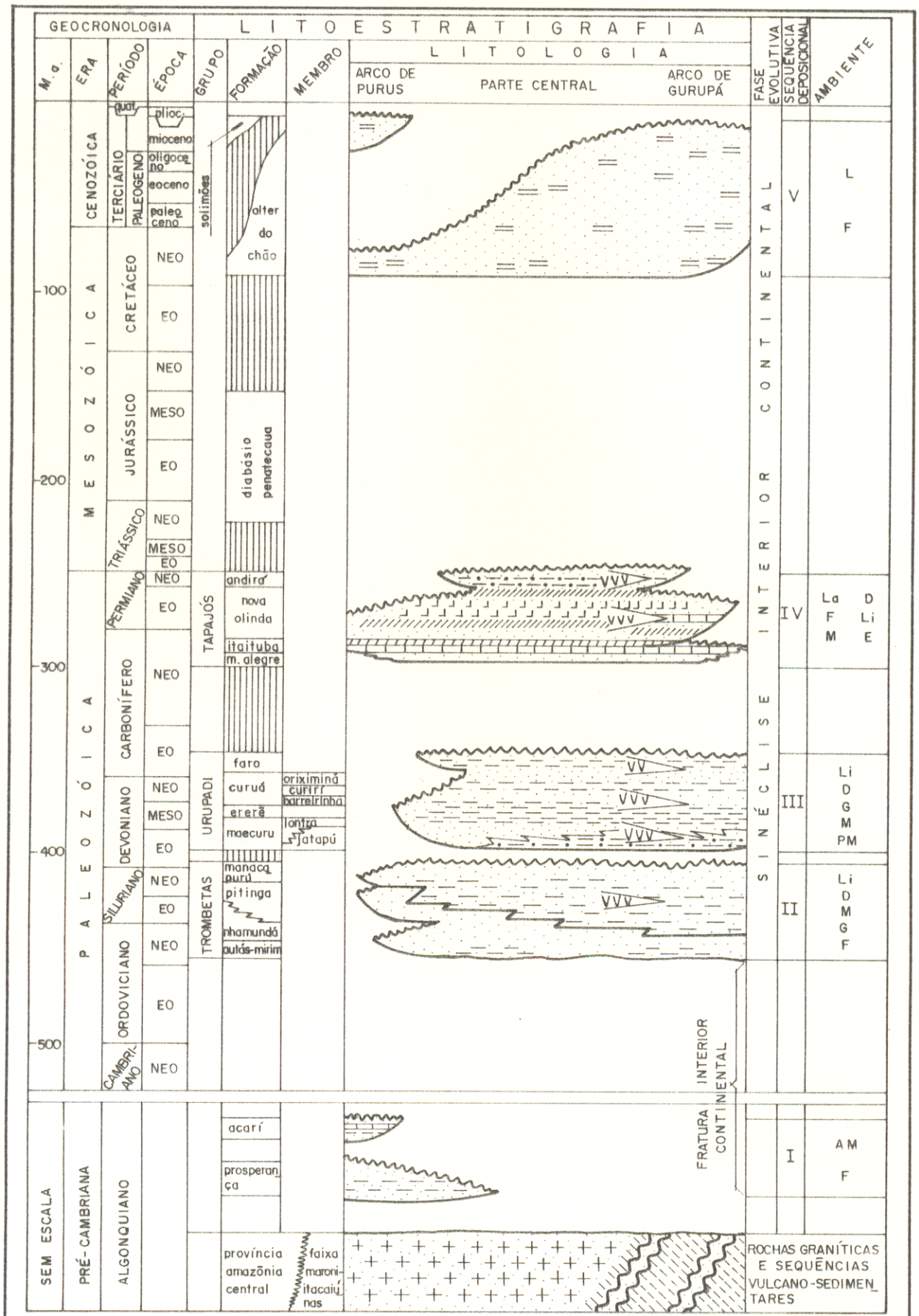


FIG. 03 -COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS. (MODIFICADO DE NEVES, 1989 E DO GRUPO DE TRABALHO DA PETROBRÁS, COM. VERBAL). F = FLUVIAL , G = GLACIAL , La = LACUSTRE , E = EÓLICO , D = DELTAICO , Li = LITORÂNEO, PM = PLANÍCIE DE MARÉ , M = MARINHO.

do Proterozóico Superior, é constituída de arenitos finos a médios de natureza fluvial, enquanto a Formação Acari é composta de argilitos e siltitos intercalados com dolomitos depositados em planície de maré.

2.2.2 - Fanerozóico

A sedimentação fanerozóica se inicia com o Grupo Trombetas, de idade ordoviciana-siluriana, que foi subdividido por Caputo (1984) em quatro unidades: a) Formação Autás-Mirim, constituída de arenitos finos a médios com intercalações de siltitos e folhelhos depositados em um ambiente fluvial a litorâneo; b) Formação Nhamundá consistindo de arenitos finos a médios, com bioturbações e raras intercalações de folhelhos e diamictitos, caracterizando depósitos litorâneos e glaciais; c) Formação Pitinga, composta predominantemente de folhelhos pretos e siltitos de ambiente marinho, além de nódulos sideríticos e intercalações de arenitos e silexitos e; d) Formação Manacapuru formada por arenitos finos a médios, pouco argilosos, com intercalações de siltitos, evidenciando ambiente deltáico a litorâneo.

As formações subsequentes, Maecuru, Ererê, Curuá e Faro, foram reunidas por Aires (1985) no Grupo Urupadi de idade devoniana a eocarbonífera.

A Formação Maecuru (Eodevoniano) foi subdividida por Lange (1967 ap. Caputo, 1984) em dois membros: a) Membro Jatapu caracterizado por delgadas intercalações de folhelhos, siltitos e arenitos finos, fortemente bioturbados e considerados de origem deltáica e; b) Membro Lontra composto principalmente

por arenitos finos a conglomeráticos, com abundante estratificação cruzada acanalada e tabular, intercalados por delgadas camadas de folhelhos e siltitos de natureza fluvial a lacustre.

A Formação Ererê (Mesodevoniano) caracteriza-se por siltitos fossilíferos, com intercalações de arenitos finos, argilosos, bioturbados ou laminados e folhelhos negros indicando ambientes marinho raso, de planície de maré e deltáico.

A Formação Curuá (Neodevoniano), segundo Caputo et al. (1971; 1972), apresenta três membros: a) Membro Barreirinha composto de folhelhos pretos, carbonosos, piritosos, físseis, com concreções septárias, radioativos, e de raros níveis de arenitos muito finos e siltitos calcíferos típicos de um ambiente marinho; b) Membro Curiri caracterizado por diamictitos, de origem glacial, intercalados com siltitos e folhelhos marinhos, ricos em fósseis-traços e; c) Membro Oriximiná consistindo de arenitos muito finos a médios, argilosos, com intercalações de folhelhos e siltitos, depositados em ambientes deltáico e marinho (litorâneo), e localmente diamictitos de natureza glacial.

A Formação Faro do Eocarbonífero é composta por arenitos com raras intercalações de siltitos e folhelhos que representam ambientes deltaico e litorâneo. Parte dessa unidade apresenta diamictitos, comprovadamente de origem glacial (Caputo, 1984).

O Grupo Tapajós (Neocarbonífero ao Permiano) é subdividido nas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e

Andirá (Caputo, 1984).

A Formação Monte Alegre, de idade neocarbonífera, é constituída por arenitos conglomeráticos a muito finos com pequenas intercalações de siltitos e folhelhos depositados em um sistema desértico. Em direção ao topo ocorrem arenitos finos, com cimento carbonático, alternando com alguns níveis de folhelhos e dololutitos de ambiente litorâneo a marinho raso (veja cap. 3).

A Formação Itaituba, também de idade neocarbonífera, consiste de calcários extremamente fossilíferos e anidritas com intercalações pouco espessas de arenitos finos, folhelhos e siltitos caracterizando um ambiente marinho raso (inframaré e intermaré).

A Formação Nova Olinda (Neocarbonífero a Permiano) é formada por espessos pacotes de halita interdigitados com sais de potássio, calcários, arenitos, siltitos e folhelhos indicativos de depósitos de inframaré e supramaré.

A Formação Andirá (Neopermiano), que fecha o Grupo Tapajós, consiste de siltitos, folhelhos e argilitos com intercalações de arenitos, calcários e silexitos depositados em ambiente flúvio-lacustre.

Todo o pacote sedimentar paleozóico é cortado por grande quantidade de intrusões basálticas toleíticas denominadas de Diabásio Penatecaua (Issler et al.,1974) que, segundo Aires (1985), correspondem a três picos principais de atividade magmática, durante o Juro-Triássico, na Bacia do Amazonas.

Finalmente, cobrindo grande parte das formações paleozóicas, aparecem as formações Alter do Chão e Solimões, de idade cretácea e terciária, respectivamente, que incluem arenitos, siltitos e argilitos fluvio-lacustres.

2.3 - Arcabouço Estrutural

A Bacia do Amazonas se encontra instalada sobre o Cráton Amazônico, o qual teve a sua evolução anterior ao Ciclo Brasiliano (750-450 m.a.). Segundo Cordani et al. (1984), o embasamento da Bacia do Amazonas Ocidental é formado por um núcleo cratônico, denominado de Província Amazônia Central, enquanto que a Bacia do Amazonas Oriental está sobreposta a uma faixa móvel, chamada de Província Maroni-Itacaiúnas, cujo desenvolvimento data do Proterozóico Inferior **(Fig.04).**

De acordo com Figueiredo & Raja Gabaglia (1986), seguindo Kingston et al. (1983), a Bacia do Amazonas pode ser classificada como do tipo "Fratura Interior Continental (IF)" em seu estágio inicial de deposição, que segundo Castro et al. (1988) ocorreu no final do Ciclo Rio Negro-Juruena (1750-1500 m.a.). Posteriormente evoluiu para uma Bacia tipo "Sinéclise Interior Continental (IS)" no final do Ciclo Brasiliano, quando então foi preenchida com sedimentos desde o Neo-Ordoviciano até o estágio final do Terciário.

A Bacia do Amazonas tem forma alongada e estreita, com seu eixo de deposição apresentando orientação ENE-WSW. O alinhamento de máximos gravimétricos é aproximadamente coincidente com este eixo deposicional (Bahia & Abreu, 1985;

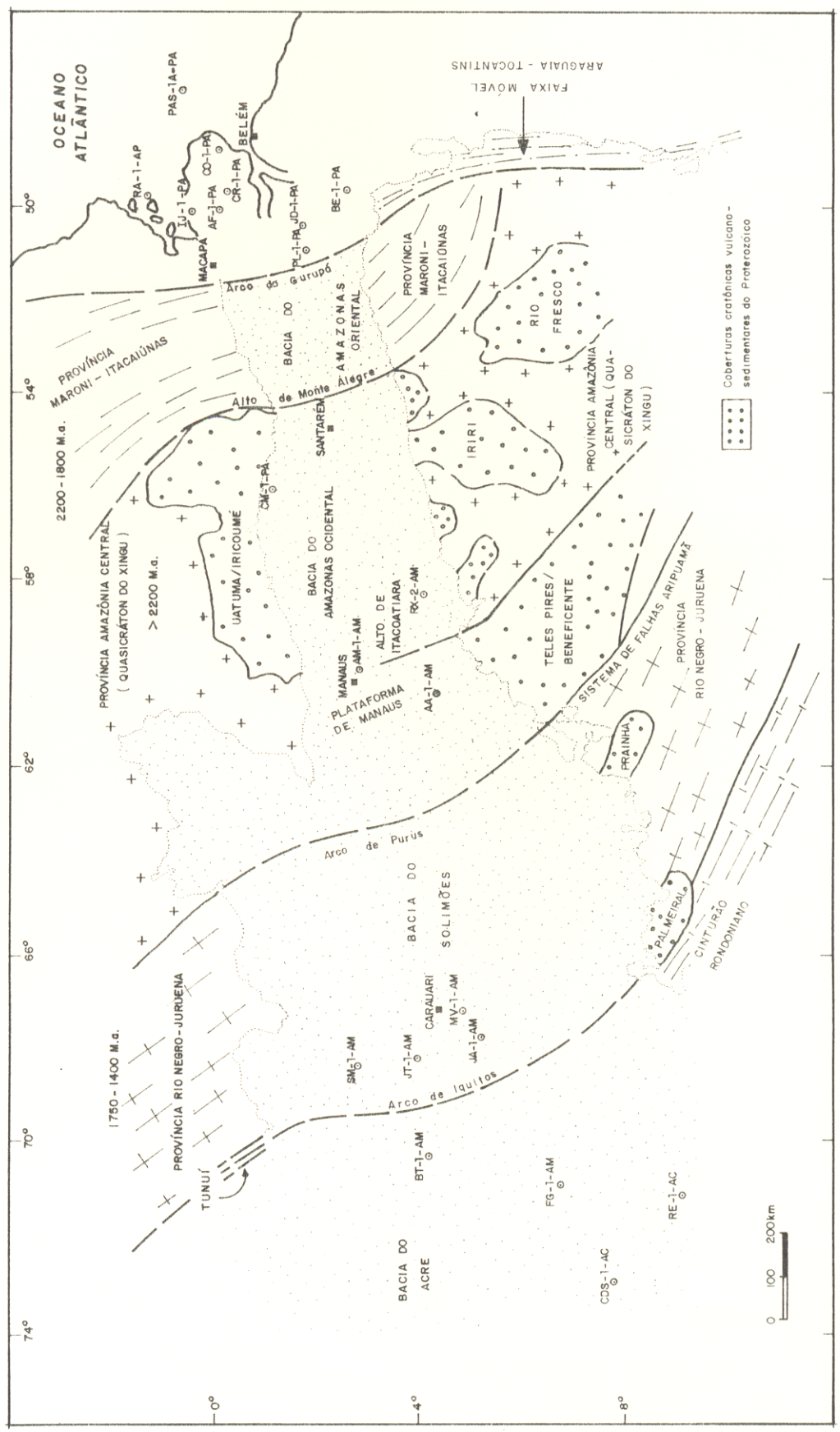


FIG. 04 — MAPA GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DO EMBASAMENTO DAS BACIAS DO AMAZONAS E SOLIMÕES (BASEADO EM CORDANI et al. , 1984).

Caputo, 1986), o que levou Nunn & Aires (1985 ap. Caputo, 1986) a concluir que a cadeia de altos gravimétricos corresponde ao afinamento da crosta continental, causado por esforços distensionais que originaram o rifteamento crustal.

A configuração do arcabouço da Bacia está intimamente associada aos eventos tectônicos do embasamento. Dessa maneira, seus antigos alinhamentos estruturais foram reativados durante os processos tectônicos fanerozóicos (Caledoniano, Herciniano, Andino e Wealdeniano), afetando consequentemente os sedimentos já depositados.

As principais estruturas lineares observadas na Bacia podem ser agrupadas, segundo Cordani et al. (1984), em estruturas de orientação preferencial NE-SW e NW-SE (**Fig.05**). As falhas mais antigas (NE-SW) se formaram no Eopaleozóico e são paralelas as das rochas pré-cambrianas do Escudo Brasileiro, enquanto que as falhas com orientação NW-SE se formaram, provavelmente, durante a Orogenia Andina, no Terciário (Loczy, 1966). A orientação do rio Amazonas e de seus grandes afluentes é uma evidência desses lineamentos (Rezende & Brito, 1973). Em linhas sísmicas, Nepomuceno Filho & Theodoro (1985) destacaram três fases de tectonismo bem evidentes: falhamentos normais de idade permo-carbonífera; tectonismo distensivo com intensa atividade ígnea durante o Permo-Triássico; e tectonismo transpressivo desde o Juro-Cretáceo até hoje. O Arco de Purus, o Alto de Monte Alegre e o Arco de Gurupá, além de dividirem as bacias do norte do Brasil, correspondem a limites entre províncias tectônicas (**vide Fig.04**).

Rezende & Brito (1973) propuseram, a partir de um

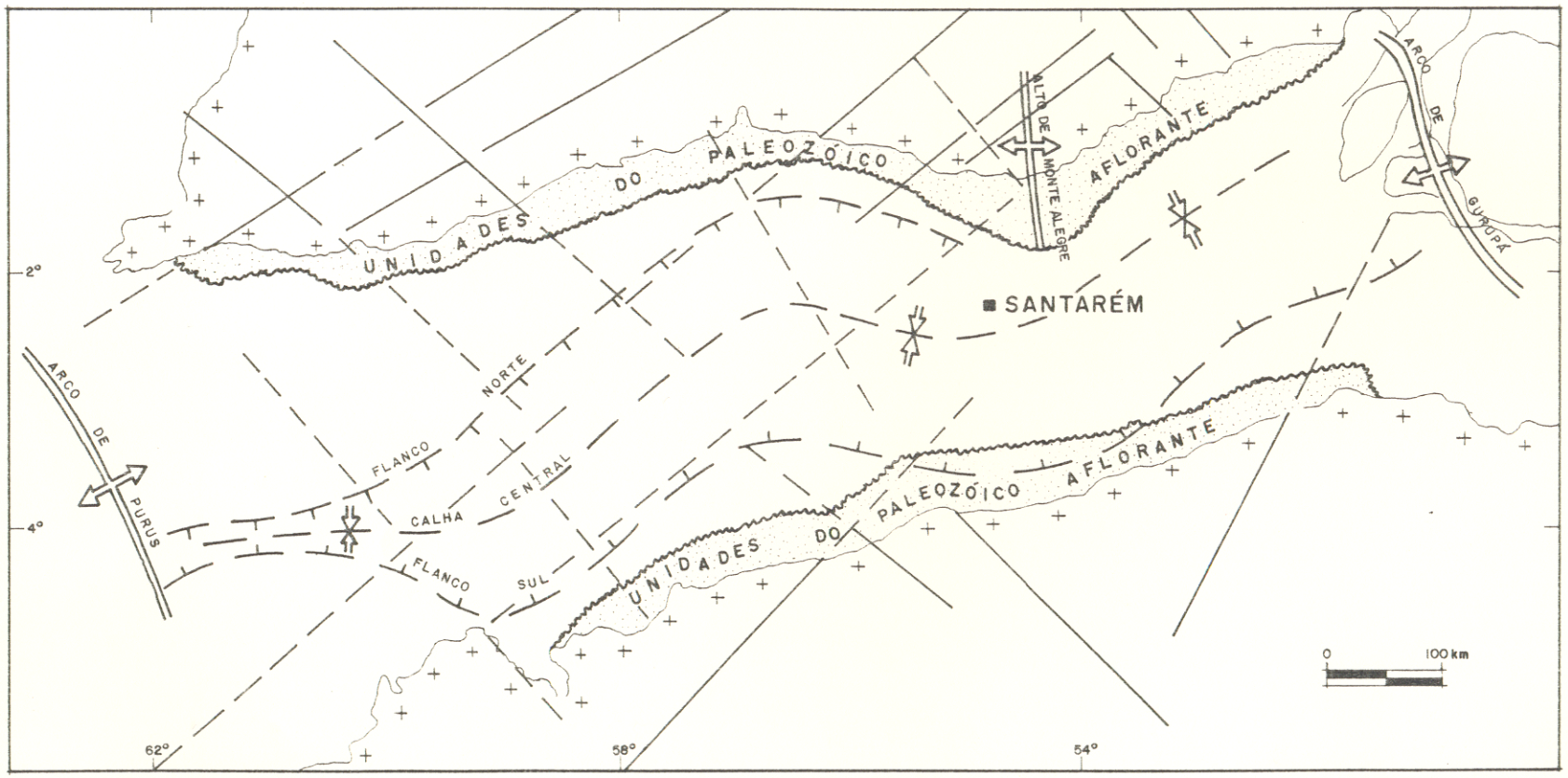


FIG. 05 –MAPA DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO AMAZONAS (PARCIALMENTE MODIFICADO DE CORDANI et al., 1984 ; CAPUTO, 1986 E CASTRO et al., 1988). OBSERVAR AS DIREÇÕES PREFERENCIAIS DE LINEAMENTOS NW-SE E NE-SW.

modelo tectônico, que os melhores indícios de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas se alinham preferencialmente ao longo de estruturas reativadas (ou herdadas) do embasamento. Um grande número de falhamentos ocorridos deve ter colocado em contato as rochas reservatórios e as rochas geradoras possibilitando, portanto, a existência de estruturas com hidrocarbonetos (Caputo et al., 1983).

2.4 - Evolução Tectono-Sedimentar

Caputo (1984) explica a origem da Bacia do Amazonas no início do Paleozóico (Cambriano ao Eo-Ordoviciano) a partir de esforços distensivos de direção aproximada NNW-SSE, os quais elevaram a astenosfera e produziram uma grande fossa tectônica de direção ENE-WSW, com desenvolvimento de séries de falhas longitudinais de grande extensão, segundo a maior direção da Bacia. Este processo de rifteamento evoluiu mais tarde para uma sinéclise intracratônica, através da ampliação da área de subsidência suavizando seus contornos e encobrindo o padrão segmentado em zigue-zague do seu rifte precursor (Caputo et al., 1983).

Os sedimentos da Bacia do Amazonas podem ser subdivididos, segundo Castro et al. (1988), em cinco sequências deposicionais bem definidas: I) Sequência Pré-Cambriana, II) Sequência Ordoviciana-Siluriana, III) Sequência Devoniana-Eocarbonífera, IV) Sequência Neocarbonífera-Permiana e V) Sequência Cretácica-Terciária. De acordo com Vail et al. (1977) as sequências deposicionais podem ser consideradas como unidades estratigráficas compostas de uma sucessão de estratos

geneticamente associados, limitadas no topo e na base por discordâncias ou descontinuidades deposicionais. Tais sequências foram geradas, provavelmente, por variações do nível eustático do mar.

A Sequência I compreende os sedimentos mais antigos que correspondem às formações Prosperança e Acari. A primeira está melhor preservada na porção ocidental da Bacia, em regiões correspondentes a semi-grabens basculados para leste, de encontro a expressivas zonas de falhas de direção NW-SE, as quais resultaram da estruturação da Bacia durante o Proterozóico Médio a Superior. Segue uma fase transgressiva representada por sedimentos da Formação Acari. Após a regressão do mar e acomodação isostática dos diferentes blocos instala-se uma fase erosiva, preservando-se apenas os depósitos existentes nas proximidades do Arco de Purus (Castro et al., 1988).

No final do Ciclo Orogênico Brasiliano ou durante o Cambriano-Eo-Ordoviciano, teve início o processo de rifteamento acompanhado de intrusão (Nunn & Aires, 1988) ou uma fase de subsidência flexural térmica (Campos & Teixeira, 1988) onde se desenvolveriam as sequências paleozóicas.

A Sequência II corresponde ao Grupo Trombetas, sendo o primeiro registro de uma invasão marinha de leste para oeste. Na base é composta pela Formação Autás-Mirim que com o crescimento do "onlap" costeiro foi recoberta pelos sedimentos da Formação Nhamundá. Localmente, diamictitos sugerem o início de uma fase glacial. A fase transgressiva prossegue incrementada pelo degelo e subsidência generalizada da Bacia; no auge dessa transgressão, são depositados os pelitos da Formação Pitinga.

Com o abaixamento do nível do mar, durante o Siluriano, provavelmente em consequência da Orogenia Caledoniana, depositam-se os sedimentos da Formação Manacapuru (Castro et al., 1988). Movimentos epirogenéticos posteriores são responsáveis pela emersão e consequente erosão de parte da sequência depositada, provocando uma discordância entre o Neosiluriano e o Eodevoniano. Esta erosão pode ser explicada, segundo Nunn & Aires (1988), por um abaixamento eustático do nível do mar da ordem de 100 m.

Com a retomada da subsidência no Eodevoniano ocorre uma nova entrada do mar de leste para oeste, caracterizando a Sequência III (Grupo Urupadi), que se inicia com a deposição do Membro Jatapu da Formação Maecuru, gradando para sedimentos do Membro Lontra. Com o prosseguimento do evento transgressivo, deposita-se no Mesodevoniano a Formação Ererê e no máximo da transgressão (Neodevoniano), o Membro Barreirinha da Formação Curuá (Castro et al., 1988). Como consequência da Orogenia eo-Herciniana ressurge o Arco de Purus (Andrade & Cunha, 1971) e se inicia uma fase regressiva acompanhada, também, por uma nova glaciação, representada pelo Membro Curiri do Neodevoniano. A regressão prossegue gradualmente com a Formação Oriximiná e termina no Eocarbonífero com sedimentos da Formação Faro. Partes da Bacia ficam emersas, acarretando uma nova discordância erosiva nas suas bordas. Entretanto, o recuo do mar pode não ter sido completo e nas partes centrais provavelmente persistiu a influência marinha sobre a Formação Faro (Castro et al., 1988).

Do Ordoviciano ao Eocarbonífero dominou um clima ártico a subártico, inibindo a acumulação de carbonatos (Caputo,

1986).

O último ciclo de transgressão e regressão durante o Paleozóico é representado pela Sequência IV (Grupo Tapajós). No início houve, provavelmente, um rebaixamento do nível do mar, depositando-se sedimentos da Formação Monte Alegre em ambiente continental desértico. Em cotinuacão ocorreu uma transgressão gradual, resultando na acumulação de carbonatos e folhelhos no topo da formação. Neste período ocorre o soerguimento do Arco de Gurupá, a leste, e uma leve inclinação de toda a Bacia do Amazonas para oeste (Szatmari et al., 1975), propiciando esta transgressão Neocarbonífera, agora proveniente do oeste (região andina). Por consequência, o Arco de Purus foi encoberto pelo mar e a Bacia do Solimões ligou-se à Bacia do Amazonas (Caputo, 1988), o que pode ter levado ao retrabalhamento dos sedimentos eólicos no ambiente litorâneo e deposição marinha. O auge da sedimentação marinha é representada pela Formação Itaituba. Já os evaporitos da Formação Nova Olinda sugerem um rebaixamento do nível do mar e deposição em ambiente confinado. A Sequência IV termina no Neopermiano com os sedimentos da Formação Andirá, que representa o final da fase regressiva associada à Orogenia tardi-Herciniana (Castro et al., 1988).

No Juro-Triássico, as sequências paleozóicas foram afetadas por três eventos magmáticos que Aires (1985) denominou de episódios Cassiporé (210 m.a.), Penatecaua (180 m.a.) e Apoteri (150 m.a.). Os dois primeiros estão ligados à abertura do Atlântico Norte, enquanto o último está relacionado à abertura do Atlântico Sul ou a um ponto quente ("hot spot") sob a região do Alto de Monte Alegre (Aires, 1985).

A introdução de espessas soleiras de diabásio na coluna sedimentar, propiciou um soerguimento regional que deu início a um processo erosivo intenso na Bacia. No final do Mesozóico começa a deposição da Sequência V, composta de sedimentos continentais das formações Alter do Chão e Solimões, do Neocretáceo-Terciário e do Terciário, respectivamente (Castro et al., 1988). Finalmente essa sequência é coberta parcialmente por sedimentos quaternários, principalmente, ao longo dos rios da região.

3 - A FORMAÇÃO MONTE ALEGRE

3.1 - Trabalhos Prévios

A primeira referência feita à Formação Monte Alegre, na Bacia do Amazonas, deve-se a Albuquerque (1922) que a denominou de Arenito do Forno, nome derivado da Pedreira do Forno, no rio Jatapu. Kremer (1956) descreveu arenitos semelhantes no rio Tapajós designando-os de Maloquinha. A denominação Monte Alegre foi dada por Freydank (1957) para uma seção carbonífera, pré-Itaituba, composta, principalmente, por camadas de arenitos encontrados na região de Monte Alegre, mas o referido autor não estabeleceu uma seção tipo. A partir de então essa terminologia foi consagrada pelo uso, abandonando-se as denominações anteriores (Arenito Forno e Maloquinha), apesar da prioridade destas.

A Formação Monte Alegre corresponde litoestratigraficamente, na Bacia do Solimões, à porção superior da Formação Juruá e equivale cronologicamente aos arenitos da Formação Carauari, proposta por Silva (1988).

Na Bacia do Amazonas a Formação Monte Alegre foi depositada, segundo Campos (1964), em ambiente marinho costeiro. Caputo & Andrade (1968) consideram os arenitos dessa unidade como litorâneos (praiais) a sublitorâneos, com algum retrabalhamento eólico. Para Bemerguy & Pena (1972), representam depósitos de barra costeira e sedimentação em depressões topográficas, propiciando depósitos de canal. Macambira et al.(1977), Pastana et al. (1978) e Santos (1984) assinalam que a

Formação Monte Alegre representa o início de uma transgressão marinha, com depósitos de ambiente litorâneo a sublitorâneo, de energia moderada a forte. Segundo Costa & Selbach (1981) e Costa (1984 a), a associação de fácies encontrada na área de Autás-Mirim leva a interpretação de um modelo deposicional de ambiente litorâneo, com forte influência fluvial, caracterizando provavelmente um delta com planície deltáica de rios entrelaçados ligada a campos de dunas costeiras. Castro (1984), com base na análise sequêncial de testemunhos do poço 1-PB-1-PA, identificou três fácies: fluvial, eólica e litorânea a marinho raso. De acordo com Caputo (1986), a Formação Monte Alegre reflete nas bordas da Bacia uma sedimentação de origem flúvio-eólica, enquanto nas partes centrais foi depositada sob a forma de barras litorâneas.

Na Bacia do Solimões, área do Juruá, a porção superior da Formação Juruá (antigamente denominada de Formação Monte Alegre), mostra uma associação ambiental com depósitos fluviais, eólicos e lacustres que indicam um ambiente de deposição continental de "wadis" (Della Fávera et al., 1980). Ainda nesta área, Costa (1984 b) realizou uma reinterpretação sedimentológica da Formação Juruá reconhecendo sedimentos eólicos que passam gradacionalmente para sedimentos litorâneos da Formação Carauari (anteriormente denominada de Formação Itaituba). Lanzarini (1984) identificou ainda, além de depósitos fluviais, eólicos e lacustres, uma fácies de "sabkhas" nesta formação.

3.2 - Distribuição Espacial, Temporal e Natureza dos Contatos

A Formação Monte Alegre possui ampla distribuição horizontal ao longo da Bacia do Amazonas e mostra uma espessura bastante variável. Na borda norte da Bacia a faixa sedimentar aflorante do Neocarbonífero (formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda) é cortada pelos afluentes do rio Amazonas e desponta nas regiões de Alenquer e Monte Alegre, enquanto que na borda sul essa faixa se dirige para NE, pouco além do rio Tapajós (Moura,1938).

Nos poços estudados a espessura da Formação Monte Alegre varia entre 27 e 147 m. Entretanto, suas melhores exposições, no rio Tapajós, não ultrapassam 3 m. Em direção ao centro da Bacia a Formação Monte Alegre ocorre apenas em subsuperfície, podendo ser encontrada a mais de 3000 m de profundidade.

Embora sendo pobre em conteúdo fossilífero, a Formação Monte Alegre foi datada palinologicamente por Daemon & Contreiras (1971) como Neocarbonífero (Westphaliano "D") e posicionada no intervalo bioestratigráfico XIII. Todavia, E.C. Lima (com. verbal) acredita, também com base em dados palinológicos, que a deposição desta formação iniciou no Eocarbonífero (Viseano - Tournaisiano).

A Formação Monte Alegre posiciona-se discordantemente sobre todas as unidades sotopostas, desde o Grupo Uatumã até a Formação Faro (Caputo et al., 1971). Na área estudada, comumente encobre as unidades Curiri, Oriximiná ou Faro. A discordância é bem marcada, particularmente, próximo às

bordas da Bacia, separando os folhelhos do Membro Curiri dos arenitos conglomeráticos (litofácies Ac) da Formação Monte Alegre (**veja fig.17**). Por outro lado, na região central, tal feição é reconhecida apenas através de perfis elétricos. O contato superior da Formação Monte Alegre é feito sempre com a Formação Itaituba, de maneira concordante transicional ou abrupta. Em subsuperfície, é normalmente colocado na base da primeira camada de anidrita da Formação Itaituba (Caputo et al., 1971).

3.3 - Caracterização das Litofácies

Com base na análise descritiva de testemunhos da Formação Monte Alegre foram definidas nove (9) litofácies. Para a designação destas foi utilizado um código composto de duas ou três letras, sendo a primeira maiúscula, representando o tipo de litologia presente, e a segunda e terceira minúsculas, ressaltanto uma outra característica notável da litofácies para distinguir litologias semelhantes.

A **Fig.06** mostra uma sequência vertical idealizada, resultante da sucessão das litofácies que serão descritas a seguir.

3.3.1 - Litofácies Arenito Conglomerático (Ac)

Os arenitos conglomeráticos são esbranquiçados, avermelhados ou amarelados, mal selecionados, coesos a semi-friáveis e com porosidade aparente muito baixa a regular. Os seixos, angulosos a subarredondados e medindo de 2 a 3,5 cm de

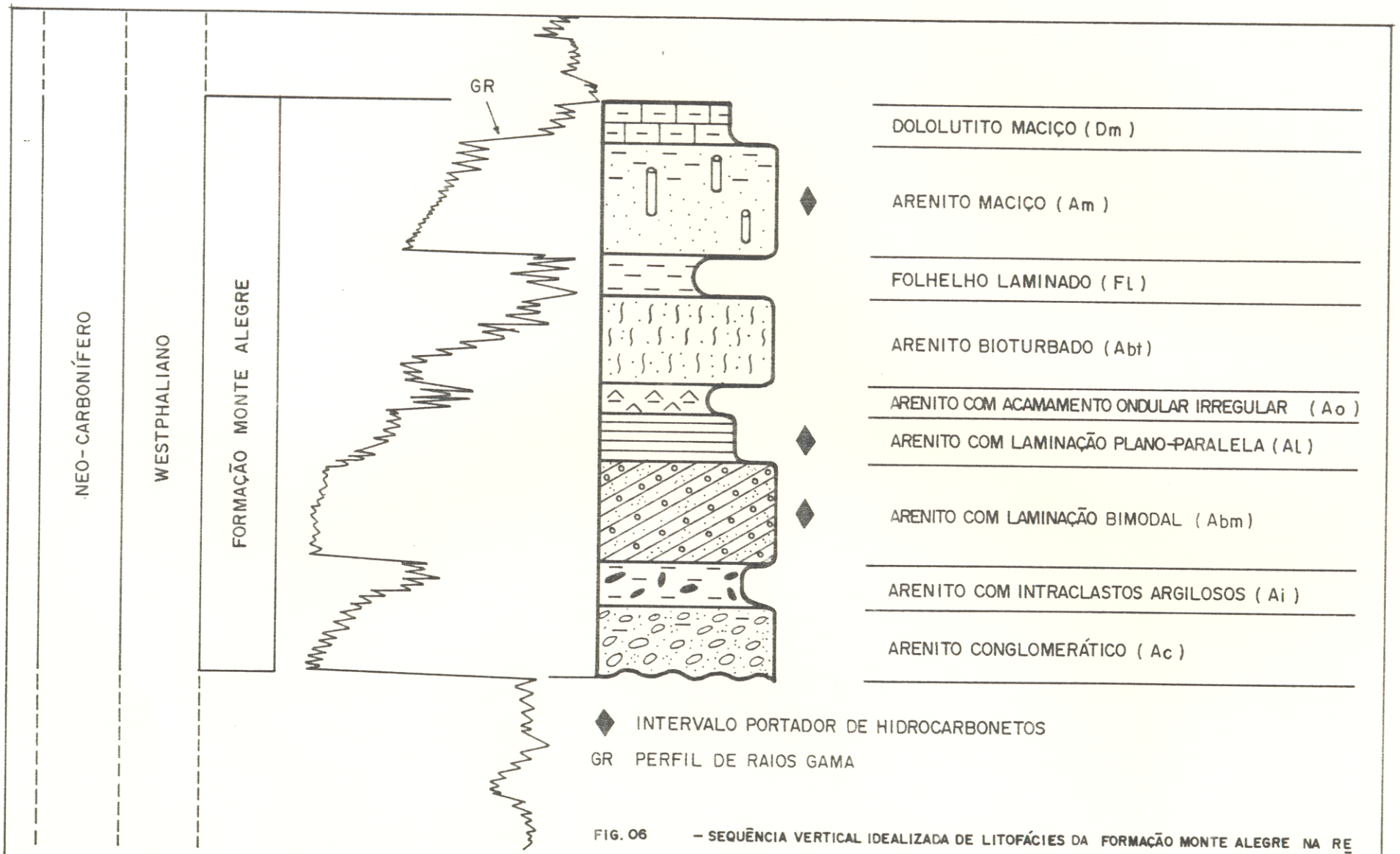


FIG. 06 – SEQUÊNCIA VERTICAL IDEALIZADA DE LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS, COMBINADA COM O COMPORTAMENTO DE PERFIS RADIOATIVOS DAS RESPECTIVAS LITOLOGIAS.

diâmetro, são predominantemente do tipo extraformacional, consistindo de quartzo, feldspato, granito, mica-xisto, filito e siltito (Fig.07 A,B). A matriz desta litofácies é arenosa, grosseira a fina, com grãos subangulosos a arredondados . Menos frequentemente ocorrem clastos endogênicos, destacando-se fragmentos argilosos (folhelhos) de tamanho entre 3 cm a 1 mm, em geral, apresentando formas achatadas e angulosas (Fig.07 C).

A litofácies Ac apresenta comumente estratificação cruzada incipiente ou estrutura maciça e suas camadas podem atingir espessuras de até 2 m. Seus contatos basais são abruptos, erosionais, com os folhelhos dos membros Curiri ou Oriximiná, da Formação Curuá. Em direção ao topo sua granulometria diminui e passa gradativamente para um arenito com intraclastos argilosos (Ai). A litofácies Ac encontra-se bem representada nos testemunhos dos poços 1-PB-1-PA e 1-CM-2-PA.

3.3.2 - Litofácies Arenito com Intraclastos Argilosos (Ai)

Esta fácies é composta por arenitos médios a muito finos, secundariamente grosseiros. Em geral são coesos a semi-friáveis, esbranquiçados, mal a bem selecionados e com grãos subangulosos a bem arredondados. Além disso, apresentam alguma cimentação carbonática e uma contribuição variável de intraclastos argilosos, esverdeados a cinza, com tamanho entre milímetros e 1 cm (Fig.08 A,B), que tendem a desaparecer em direção ao topo. A porosidade aparente desta litofácies é baixa.

O arenito intraclástico é frequentemente maciço. Entretanto, às vezes, a concentração de fragmentos argilosos define planos de estratificação de médio a baixo ângulo (Fig.08

A



B



C

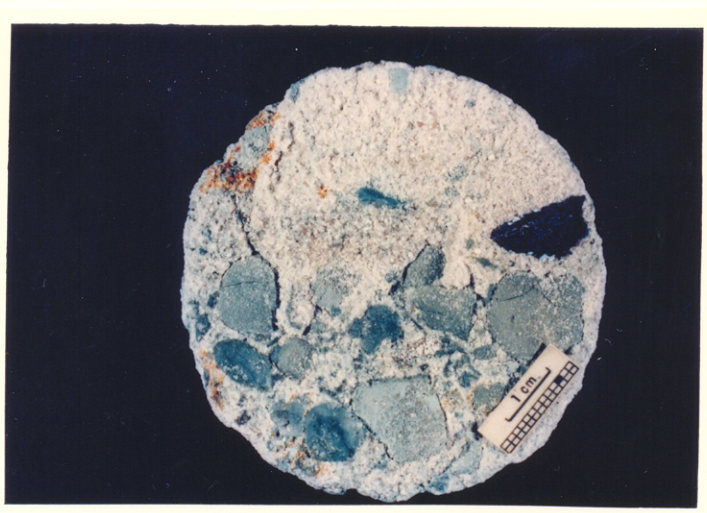
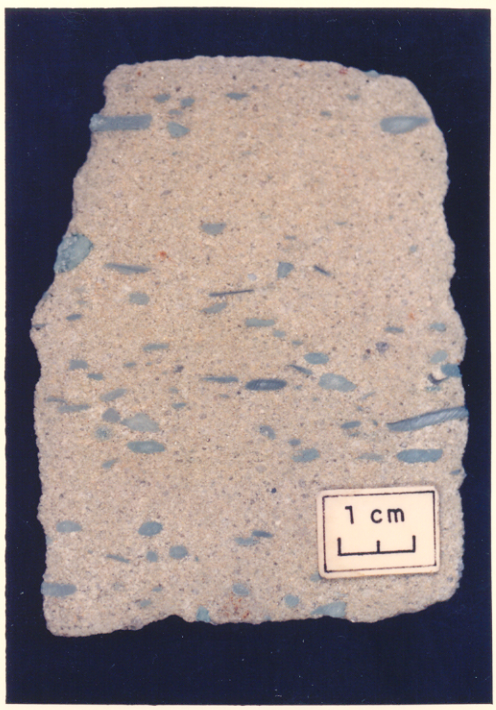


FIG. 07 - LITOFÁCIES ARENITO CONGLOMERÁTICO (Ac). (A) OBSERVAR NÍVEL CONGLOMERÁTICO PASSANDO ASCENDENTEMENTE PARA ARENITO GROSSEIRO; 1-PB-1-PA; 254,35 m.(B) NOTAR OS SEIXOS SUPORTADOS POR MATRIZ ARENOSA; 1-PB-1-PA; 249,65 m. (C) GRANDE QUANTIDADE DE FRAGMENTOS ARGILOSOS APRESENTANDO FORMAS ACHATADAS E ANGULOSAS; 1-PB-1-PA; 243,90 m.

A



B



C



FIG. 08 - LITOFÁCIES ARENITO COM INTRACLASTOS ARGILOSOS (Ai). (A) ARENITO COM GRANDE QUANTIDADE DE INTRACLASTOS ARGILOSOS SUBHORIZONTAIS; 2-CP-2-PA; 891,70 m. (B) ARENITO MUITO FINO COM POUCA QUANTIDADE DE INTRACLASTOS ARGILOSOS DE TAMANHO MILIMÉTRICO; 1-CM-2-PA; 256,70 m. (C) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO SALIENTADA POR INTRACLASTOS ARGILOSOS; 1-CM-2-PA; 259,00 m.

C). Em direção ao topo esta estrutura passa para uma laminação plano-paralela. Neste nível podem ocorrer também pequenas intercalações de folhelhos esverdeados a cinza-escuros.

A litofácies Ai ocorre em camadas com espessura máxima de até 15 m. Seus contatos de topo são, em geral, transicionais com os arenitos com laminação plano-paralela (Al), arenitos com acamamento ondular irregular (Ao) ou ainda com os arenitos maciço (Am). Essa litofácies é bastante comum nos testemunhos dos poços 1-PB-1-PA, 2-CP-2-PA e 1-CM-2-PA.

3.3.3 - Litofácies Arenito com Laminação Bimodal (Abm)

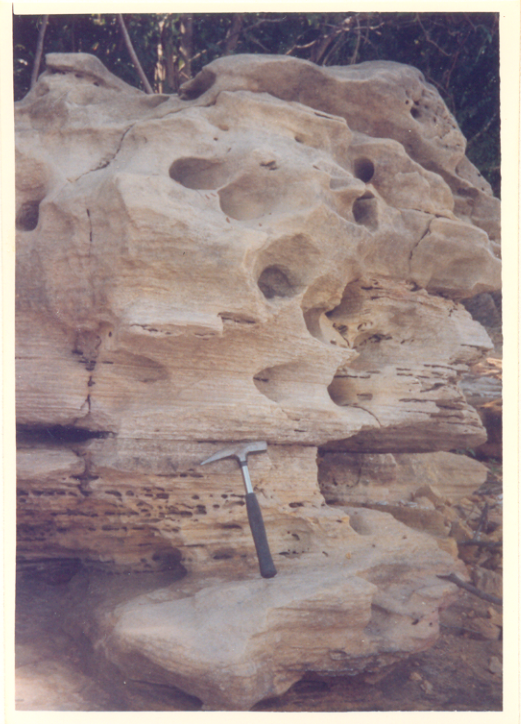
Consiste de arenitos esbranquiçados, semi-friáveis a friáveis e, as vezes, coesos devido à cimentação carbonática. Seus grãos são geralmente finos e médios e bem selecionados. A porosidade aparente desta litofácies é boa a regular.

A estrutura principal nesses arenitos é a estratificação cruzada planar, de médio a grande porte, exibindo lâminas que mergulham com baixo a médio ângulo (**Fig.09 A,B**). A distribuição bimodal da laminação sugere sua origem por queda de grãos (**Fig.09 C; 10 A,B**), enquanto os estratos lenticulares associados são interpretados como produtos gerados por fluxo de areia (**Fig.10 C**). Na **Fig.10 B** nota-se que as laminações produzidas por queda de grãos se ressaltam, granulometricamente, pela alternância de lâminas milimétricas de arenitos finos e médios a grosseiros. Os grãos dos arenitos finos são subangulosos e geralmente bem cimentados, enquanto os dos arenitos de granulação maior mostram-se arredondados a bem arredondados e frequentemente menos cimentados. A estratificação

A



B



C

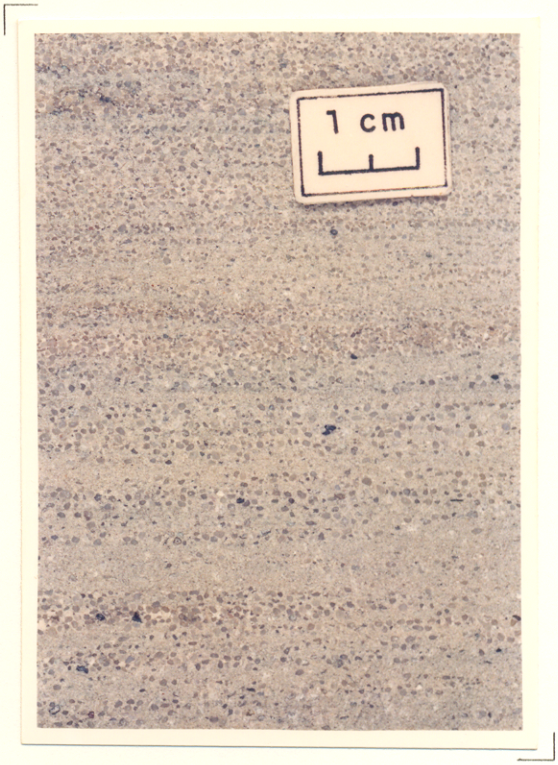


FIG. 09 - AFLORAMENTOS NA MARGEM ESQUERDA DO RIO TAPAJÓS, PRÓXIMO DE ITAITUBA. (A) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE GRANDE PORTE COM "SETS" PLANARES-TABULARES ORIGINADOS PELO TRUNCAMENTO DE SUPERFÍCIES DE REATIVAÇÃO. (B) ARENITO MATURO APRESENTANDO LÂMINAS DE QUEDA DE GRÃOS ASSOCIADAS COM LÂMINAS DE FLUXOS DE GRÃOS. (C) DETALHE DA ALTERNÂNCIA DE LÂMINAS COM GRANULOMETRIAS DIFERENTES.

A



B



C

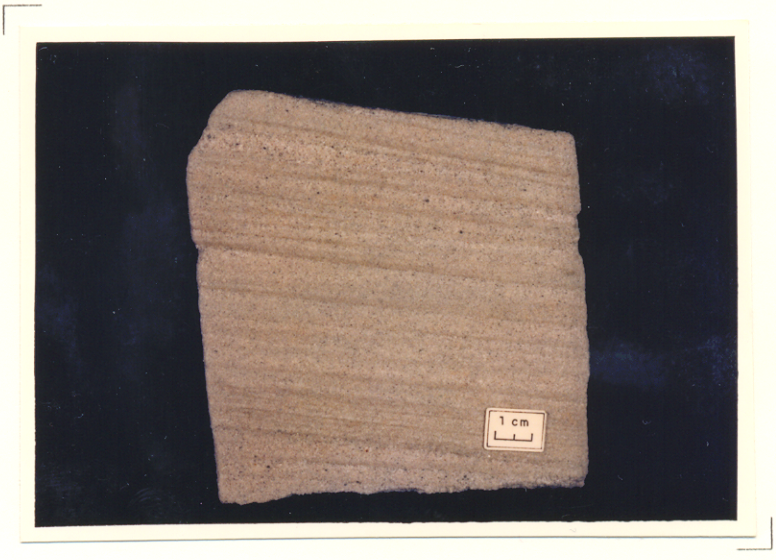


FIG. 10 - LITOCÁCIES ARENITO COM LAMINAÇÃO BIMODAL(Abm). (A) DETALHE DE ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR DE MÉDIO A GRANDE PORTE COM DISTRIBUIÇÃO BIMODAL DA LAMINAÇÃO; 1-FC-1-PA; 833,60 m. (B) DETALHE DE LAMINAÇÕES INTERCALADAS, DE AREIA FINA E MÉDIA, BEM SELECIONADAS. NOTAR O MELHOR ARREDONDAMENTO DOS GRÃOS DE MAIOR GRANULOMETRIA; 1-FC-1-PA; 833,60 m. (C) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA GERADA POR FLUXO DE AREIA. OBSERVAR LÍNGUA DE FLUXO DE GRÃOS; 1-FC-1-PA; 829,80 m.

por fluxo de areia, de espessura milimétrica, pode apresentar, internamente, uma gradação inversa de areia fina a média ou grosseira.

A litofácies Abm é representada por pacotes de até 10 m de espessura e mostra passagens gradacionais para o arenito com laminação plano-paralela (Al), com o qual está sempre associado. Também pode passar lateralmente para o arenito maciço (Am). Ocorre predominantemente na porção média da Formação Monte Alegre, sendo bastante comum nos testemunhos dos poços 1-PB-1-PA, 1-BR-1A-PA e 1-FC-1-PA. Bons afloramentos dessa litofácies são encontrados na margem esquerda do rio Tapajós, próximo à cidade de Itaituba (**Fig. 09**).

Em perfis de raios gama, os arenitos limpos da litofácies Abm apresentam baixos valores de radioatividade, exibindo um padrão cilíndrico. Algumas quebras deste padrão estão associadas, principalmente, às intercalações com a litofácies Ao (arenito com acamamento ondular irregular) e subordinadamente com as litofácies Abt (arenito bioturbado) e Fl (folhelho laminado).

3.3.4 - Litofácies Arenito com Laminação Plano-Paralela (Al)

Incluem-se nesta litofácies arenitos muito finos a finos, cinza-claros, coesos a semi-friáveis, com grãos subarredondados a subangulosos, mostrando seleção moderada a boa. Apesar da cimentação carbonática, a porosidade aparente é regular a boa.

Em termos de estruturas, a litofácies Al é

caracterizada por apresentar laminação plano-paralela (**Fig.11 A,B**) e estratificação cruzada tabular, de baixo a médio ângulo (**Fig.11 C**). Esporadicamente ocorrem , ainda, ôndulas cavalgantes. A laminação plano-paralela pode ser evidenciada pela alternância de lâminas com granulometrias diferentes, ou seja, níveis de areias muito finas a finas separadas por níveis argilosos. Além disso, pode ser reconhecida, também, pelo arranjo dos poros secundários originados pela dissolução parcial do cimento carbonático.

A litofácies Al é encontrada em sequências com espessuras que variam de decimétricas até 15 m. Seus contatos de topo são gradativos com as litofácies Abm, Ao ou Abt. A fácies Al foi observada nos testemunhos dos poços 1-PB-1-PA, 1-TR-1-PA e 1-BR-1A-PA, associada, frequentemente, com a litofácies Abm.

3.3.5 - Litofácies Arenito com Acamamento Ondular Irregular (Ao)

Esta litofácies é representada por arenitos muito finos a finos, cinza-claros a cinza-escuros, levemente argilosos, coesos a semi-friáveis, com grãos subarredondados a subangulosos e moderadamente selecionados. Mostra alguma cimentação carbonática e porosidade aparente regular.

As principais estruturas sedimentares são ôndulas irregulares, frequentemente descontínuas, ressaltadas por níveis argilosos (**Fig.12 A,B**) e, secundariamente, bioturbação, fraca a moderada (**Fi.12 C**), bem como laminação convoluta.

A litofácies Ao tem espessura inferior a 5 m e está associada normalmente a pequenos níveis de siltito cinza-escuro,

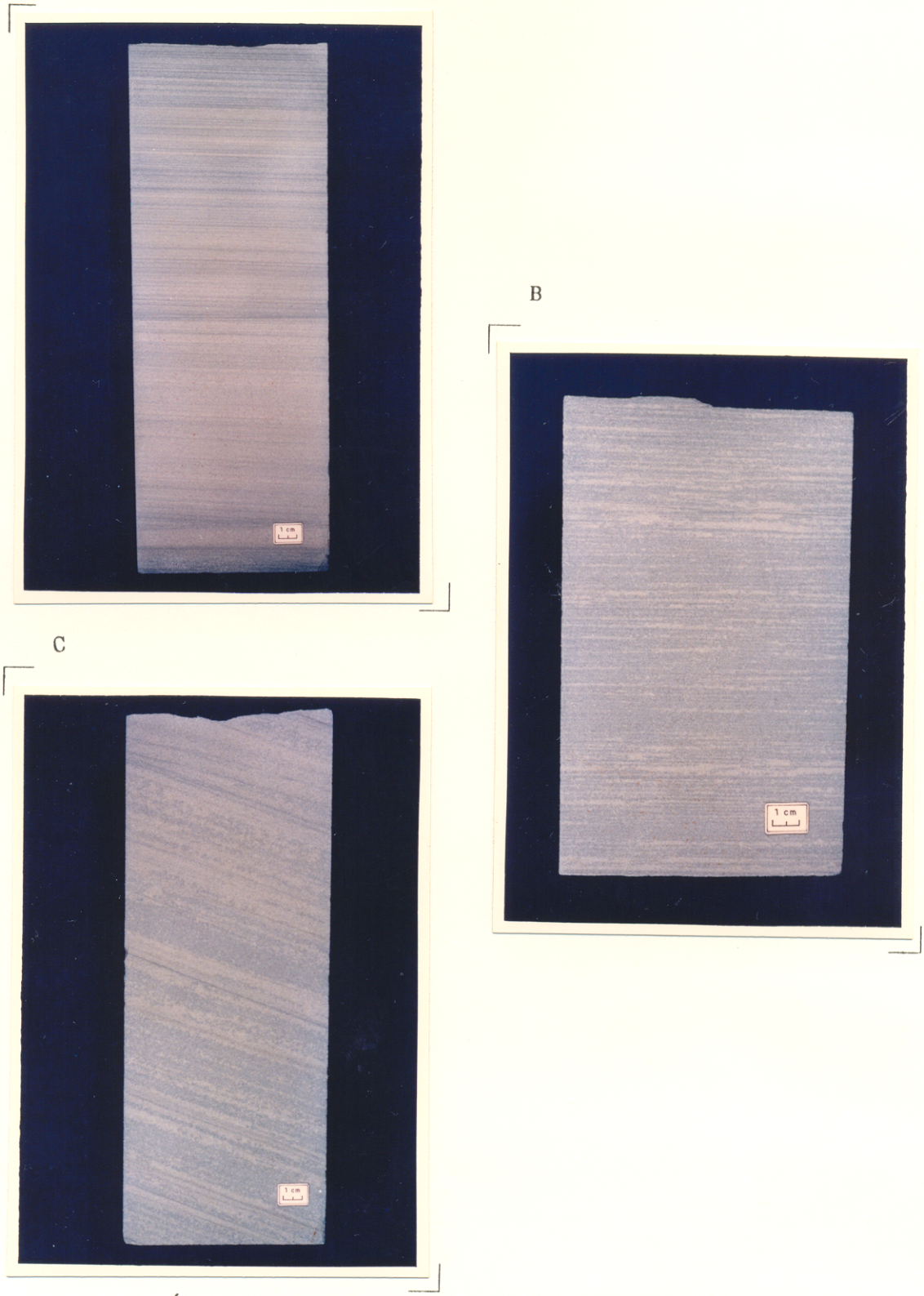
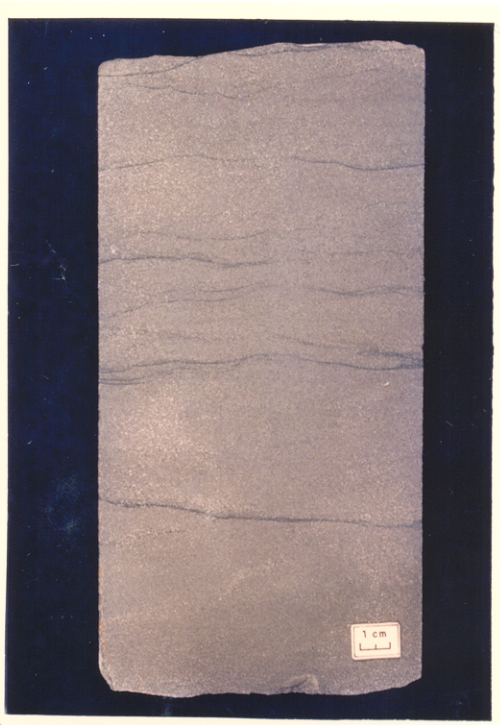


FIG. 11 - LITOFÁCIES ARENITO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA(A1). (A) ARENITO FINO A MUITO FINO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SALIENTADA PELA ALTERNÂNCIA DE LÂMINAS ARGILOSAS; 1-TR-1-PA; 2.952,65 m. (B) ESTRATIFICAÇÃO PLANO-HORIZONTAL DESTACADA PELA DISSOLUÇÃO DIFERENCIAL DO CIMENTO CARBONÁTICO; 1-TR-1-PA; 2.953,60 m. (C) ARENITO MOSTRANDO ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR DE MÉDIO ÂNGULO. A ALTERNÂNCIA DE LÂMINAS COM GRANULOMETRIAS DIFERENTES É SALIENTADA PELA DISSOLUÇÃO PARCIAL DO CIMENTO CARBONÁTICO; 1-TR-1-PA; 2.948,65 m.

A



B



C



FIG. 12 - LITOFÁCIES ARENITO COM ACAMAMENTO ONDULAR IRREGULAR(Ao). (A) ÔNDULAS DE ADESÃO BEM DESENVOLVIDAS EM ARENITO FINO A MUITO FINO; 1-TR-1-PA; 2.944,00 m. (B) ESTRUTURA DE DISSIPAÇÃO FORMANDO ACAMAMENTO ONDULAR IRREGULAR; 1-BR-1A-PA; 3.059,30 m. (C) PRESENÇA DE BIOTURBAÇÃO PRODUZIDA POR ORGANISMOS, PROVAVELMENTE, NOS PERÍODOS MAIS ÚMIDOS; 1-FC-1-PA; 834,40 m.

que também mostram marcas onduladas descontínuas. Seus contatos de topo são transicionais com as litofácies Al, Abt ou Fl. Tal fácies acha-se mais desenvolvida em direção ao centro da Bacia, onde está presente nos poços 1-TR-1-PA e 1-BR-1A-PA.

3.3.6 - Litofácies Arenito Bioturbado (Abt)

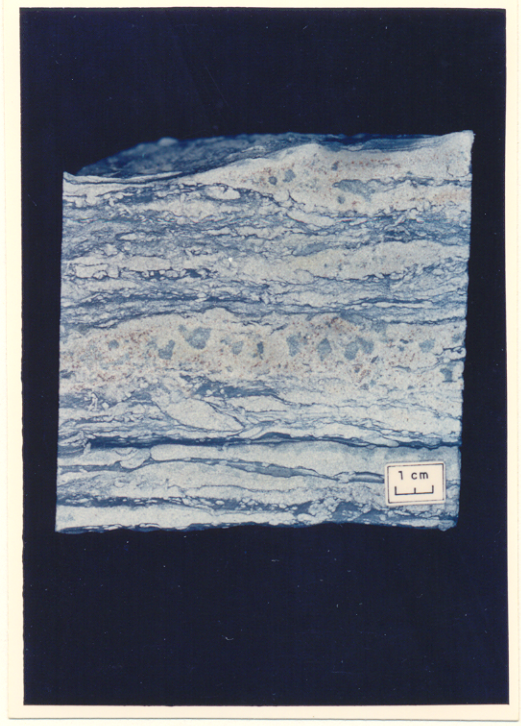
A litofácies Abt é definida por arenitos finos a muito finos, cinza claros a escuros, muito argilosos, coesos, com grãos subarredondados a subangulosos e mal selecionados. Sua porosidade aparente é muito baixa.

A estrutura predominante desta fácies é a bioturbação que confere à rocha um aspecto mosqueado (**Fig.13**) e obliters completamente possíveis estruturas sedimentares primárias.

O arenito bioturbado, cuja espessura pode chegar até a 5 m, exibe passagem gradacional ou abrupta para os folhelhos laminados ou maciços da litofácies Fl ou, ainda, uma passagem abrupta para os arenitos das litofácies Abm e Al (**Fig.13 B**). A litofácies Abt foi observada somente no testemunho do poço 1-FC-1-PA.

A grande quantidade de argila neste arenito bioturbado aumenta o valor de radioatividade em relação às outras litofácies arenosas. Assim, a litofácies Abt apresenta um perfil de raios gama muito semelhante àquele mostrado pelos níveis de folhelhos da litofácies Fl.

A



B



C

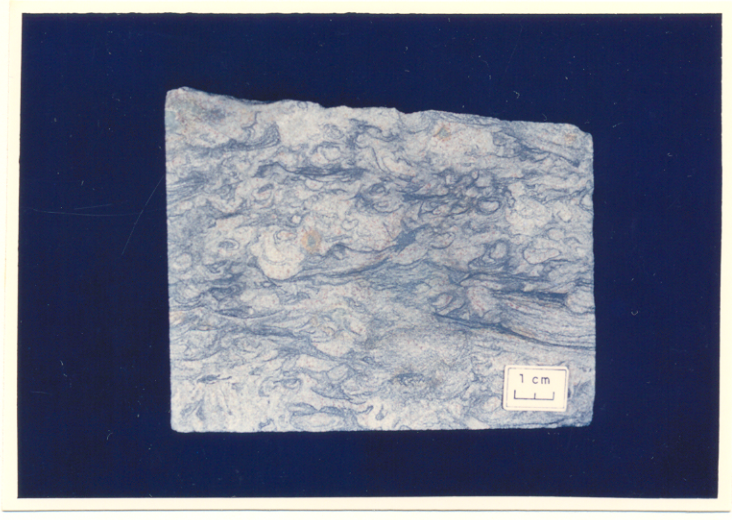


FIG. 13 - LITOFÁCIES ARENITO BIOTURBADO (Abt). (A) ARENITO ARGILOSO COM ASPECTO MOSQUEADO DEVIDO A INTENSA BIOTURBAÇÃO; 1-FC-1-PA; 834,40 m. (B) FEIÇÕES DEPOSICIONAIS COMPLETAMENTE MODIFICADAS PELA BIOTURBAÇÃO, OBSERVAR O CONTATO BRUSCO ENTRE ARENITO BIOTURBADO E ARENITO LIMPO; 1-FC-1-PA; 843,70 m. (C) ARENITO COM INTENSA ATIVIDADE BIOTURBADORA E PIRITIZAÇÃO; 1-FC-1-PA; 835,75 m.

3.3.7 - Litofácies Folhelho Laminado (Fl)

Compreende folhelhos pretos e, mais raramente avermelhados, que apresentam laminação plano-paralela ou estrutura maciça.

O folhelho laminado é pouco físsil, aparentemente afossilífero, podendo ser siltíco e piritoso. São comuns estruturas de carga (Fig.14 A), estruturas em chama (Fig.14 B), bolas de areia (Fig.14 A) e diques de arenito deformados com formas pitigmáticas irregulares (Fig.14 A,B). Menos frequentemente ocorrem, ainda, estruturas de bioturbação (Fig.14 C).

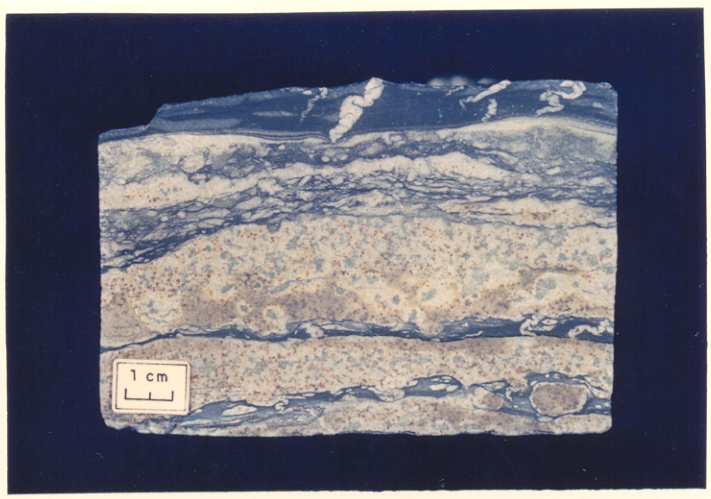
A litofácies Fl possui espessura menor do que 5 m e ocasionalmente aparece intercalada no arenito muito fino da litofácies Abt (Fig.14 A). Está bem representada nos testemunhos dos poços 1-TR-1-PA, 1-BR-1A-PA e 1-FC-1-PA. Em perfil de raios gama é identificada pelos valores elevados de radioatividade.

3.3.8 - Litofácies Arenito Maciço (Am)

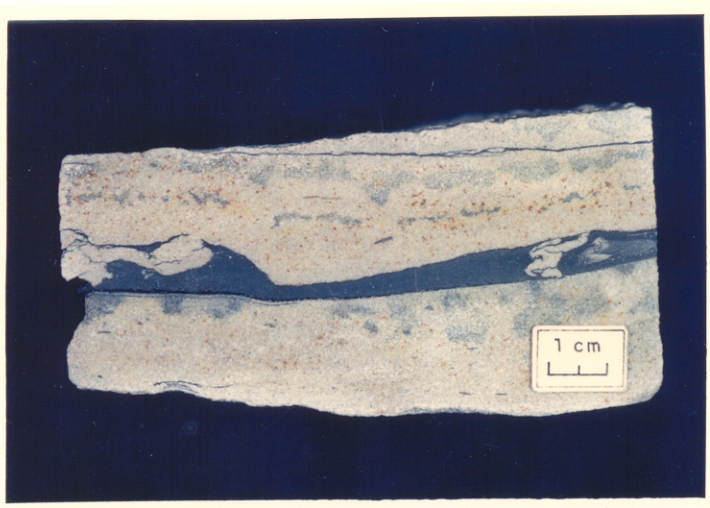
Caracteriza-se mais comumente por arenitos finos, esbranquiçados a amarelados, localmente argilosos, coesos a semi-friáveis, com grãos subarredondados a subangulosos e seleção moderada a boa. Estes arenitos apresentam frequentemente cimentação carbonática e porosidade aparente regular a boa.

Esta litofácies é escassa em estruturas sedimentares, apresentando geralmente um aspecto maciço (Fig.15 A). Pode exibir, ainda, estruturas de escape de fluídos,

A



B



C

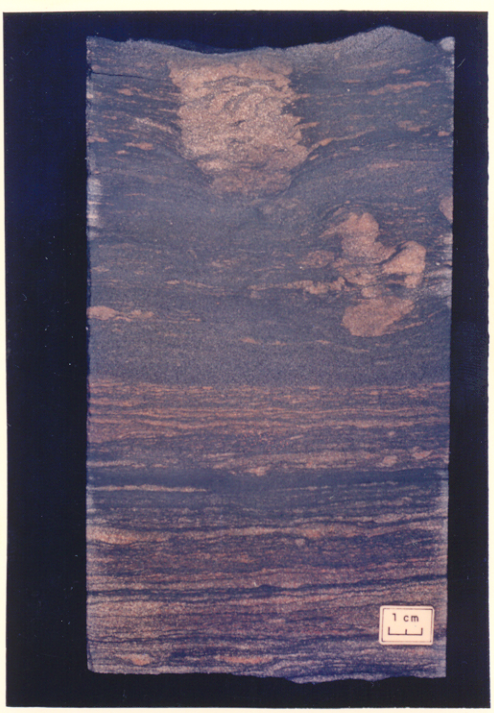


FIG. 14 - LITOFÁCIES FOLHELHO LAMINADO (Fl). (A) OBSERVAR NÍVEIS PELÍTICOS TRUNCADOS POR DIQUES DEFORMADOS DE ARENITO. NOTAR TAMBÉM ESTRUTURAS DE CARGA E BOLAS DE AREIA; 1-FC-1-PA; 837,00 m. (B) NÍVEL PELÍTICO COM ESTRUTURA EM CHAMA E DIQUES CLÁSTICOS DEFORMADOS POR COMPACTAÇÃO QUANDO OS SEDIMENTOS AINDA SE ACHAVAM EM ESTADO HIDROPLÁSTICO; 1-FC-1-PA; 837,25 m. (C) FOLHELHO SÍLTICO INTERLAMINADO. NOTAR A PRESENÇA DE ESTRUTURAS IRREGULARES DE BIOTURBAÇÃO; 1-BR-1A-PA; 3.057,20 m.

A



B



C



FIG. 15 - LITOFÁCIES ARENITO MACIÇO (Am). (A) ARENITO FINO, BEM SELECIONADO, COM NOTÁVEL HOMOGENEIDADE INTERNA; 1-CM-2-PA; 254,20 m. (B) ARENITO APRESENTANDO MICROFALHAMENTO NORMAL; 1-BR-1A-PA; 3.032,35 m. (C) ARENITO TOTALMENTE BIOTURBADO. OBSERVAR ICNOFÓSSEIS DO GÊNERO "SKOLITHOS" CORTANDO VERTICALMENTE OS PLANOS DE ACAMAMENTO; 1-TR-1-PA; 2.844,80 m.

convoluções, pequenos falhamentos por gravidade (**Fig.15 B**), fraturas horizontais preenchidas com gipsita e escassa bioturbação por organismos escavadores. Os fósseis traços mais comuns são do tipo "skolithos" com diâmetro médio de 1 cm (**Fig.15 C,D**).

Os arenitos maciços, de até 10 m de espessura, ocorrem tipicamente na porção superior da Formação Monte Alegre e distribuem-se ao longo de quase toda a área estudada. O contato superior desta fácies é geralmente abrupto com a litofácies Dm ou gradacional com a Formação Itaituba, através de níveis pelíticos e/ou anidríticos associados (poço 1-CM-2-PA).

3.3.9 - Litofácies Dololutito Maciço (Dm)

O dolomito desta fácies, de coloração cinza escura, marrom ou esbranquiçada, tem textura muito fina e não exibe qualquer estrutura primária. Contudo são observados com frequência estilólitos horizontais e orifícios (poros) (**Fig.16 A**), atribuidos à dissolução de nódulos carbonáticos ou evaporíticos. Na maioria das vezes o dolomito está livre de clásticos terrígenos e de fósseis. Pode estar associado, ainda, à evaporitos (gipsita e anidrita) em folhelhos (**Fig.16 B**). Esporadicamente ocorrem níveis intercalados de calcilutito com bioclastos, principalmente dos filos brachiopoda (**Fig.16 C**), foraminifera, echinodermata, coelenterata, bryozoa e ostracoda.

O dololutito maciço possui pouca expressão quanto à continuidade lateral. Ocorre na porção superior da Formação Monte Alegre em camadas isoladas de no máximo 3 m de espessura, intercaladas com arenitos maciços (Am), com os quais apresenta

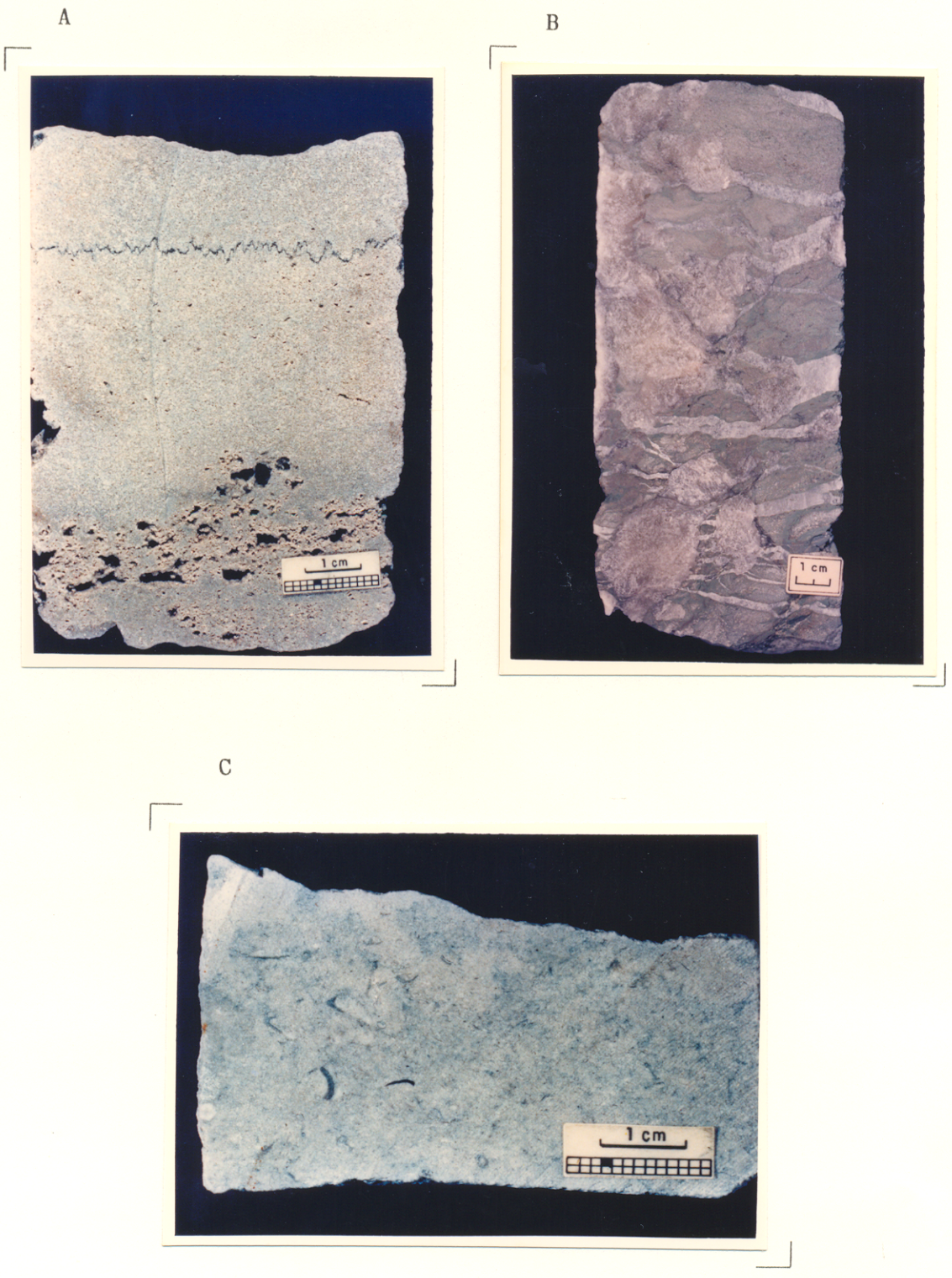


FIG. 16 - LITOFÁCIES DOLOLUTITO MACIÇO (Dm). (A) DOLOMITO COM ESTILÓLITO HORIZONTAL E POROS DE DISSOLUÇÃO, PROVAVELMENTE, DE NÓDULOS EVAPORÍTICOS; 1-PB-1-PA; 207,30 m. (B) PELITOS COM NÓDULOS DE ANIDRITA E VEIOS DE GIPSITA; 1-CM-2-PA; 237,00 m. (C) CALCILUTITO COM BIOCLASTOS PRINCIPALMENTE DO FILO BRACHIOPODA; 1-PB-1-PA; 202,50 m.

contato gradacional ou mais frequentemente brusco.

Os melhores registros da fácies Dm estão nos poços 1-PB-1-PA, 2-CP-2-PA, 1-BR-1A-PA e 1-CM-2-PA. Em perfis de raios gama mostra um padrão irregular que pode ser, as vezes, confundido com níveis pelíticos.

3.4 - Associações de Litofácies e Interpretação Ambiental

As litofácies podem ser agrupadas em 5 associações, que analisadas em conjunto, sugerem que a Formação Monte Alegre pertence a um sistema desértico que ao final foi invadido pelo mar. A **Fig.17** apresenta uma seção estratigráfica que resume a distribuição e a relação entre essas associações de litofácies.

3.4.1 - Associação I (Litofácies Ac e Ai)

Interpreta-se a associação de arenitos conglomeráticos (Ac) com arenitos intraclásticos (Ai) como depósitos fluviais que em um sistema desértico são relacionados a canais de rios efêmeros, denominados "wadis", "oueds" ou "arroyos".

Os rios de deserto permanecem secos na maior parte do tempo, o que, em geral, permite o retrabalhamento dos sedimentos pelo vento (Glennie, 1987). São caracterizados por atividade fluvial abrupta e esporádica e por uma razão água/sedimento muito baixa. Essa atividade fluvial se dá caracteristicamente na forma de inundações-relâmpagos ("flash - floods"), produzindo fluxos muito fortes, com altas velocidades e grande quantidade de material transportado e mal selecionado

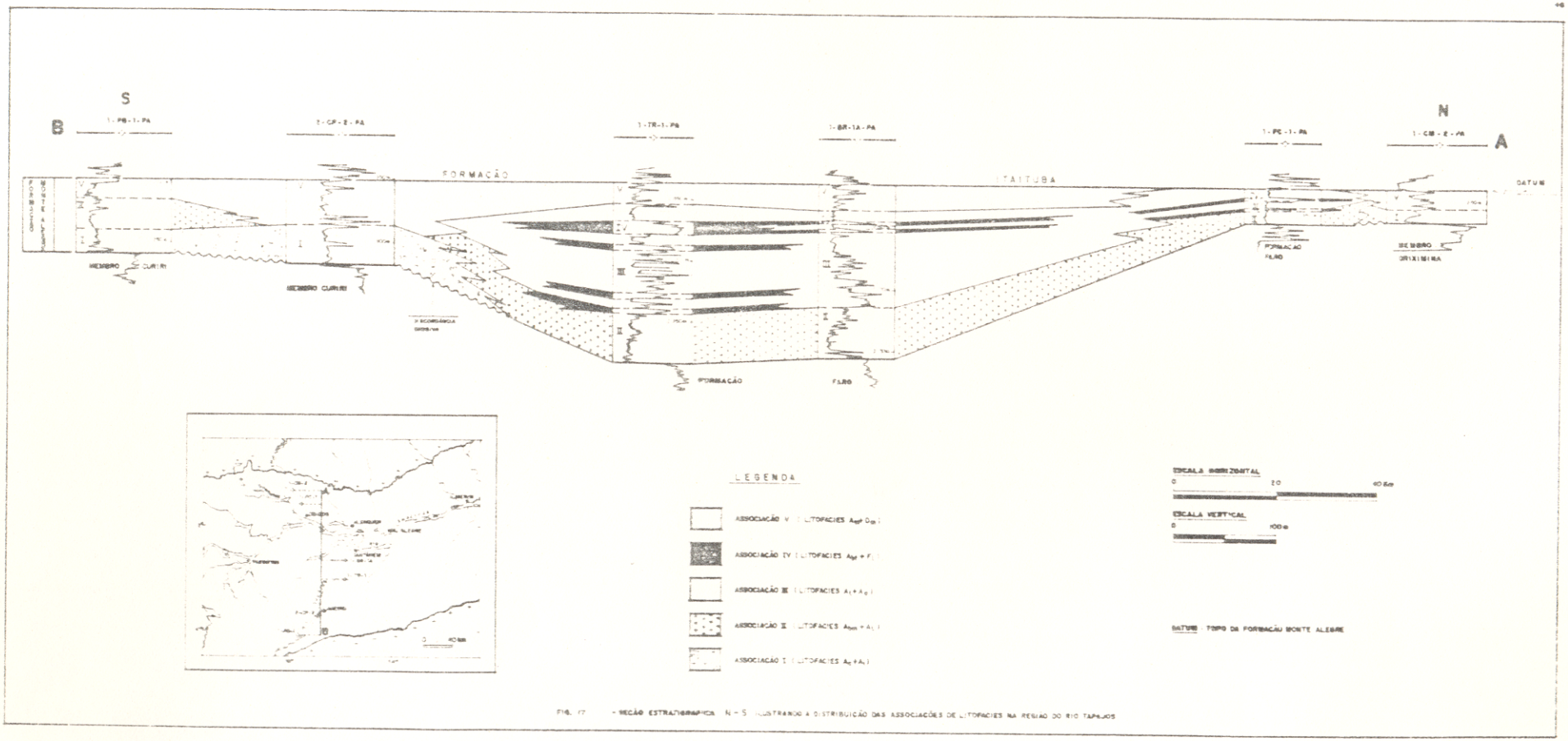


FIG. 17 - SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA N - S ILUSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE LITOFACIES NA REGIÃO DO RIO TAPAJOS

(litofácies Ac; **vide Fig.07**), passando para fluxos mais fracos, os quais produzem formas de leito onduladas (micro e macro-ondulações) que geram estratificação cruzada (litofácies Ai; **vide Fig.08 C**). À medida que o fluxo diminui de intensidade, cada ciclo de enchente mostra uma tendência de redução ascendente na granulometria, encerrando-se, via de regra, com uma camada de pelitos.

A associação de Ac e Ai tende a compor, algumas vezes, megaciclos com granodecrescência ascendente, que em perfis de raios gama podem mostrar um padrão em sino bem pronunciado, como se observa, por exemplo, no poço 1-CM-2-PA. Quando essa granodecrescência não ocorre, a associação apresenta um padrão cilíndrico, como no poço 2-CP-2-PA (**vide Fig.17**). Portanto, a alternância de padrões de perfilagem evidencia variações na dinâmica dos processos fluviais. Assim, o padrão cilíndrico é aqui interpretado como depósitos de rios entrelaçados em leques aluviais e os ciclos de granodecrescência ("fining-upward") como depósitos distais em planícies de "wadis".

A associação I está restrita à parte basal da Formacão Monte Alegre e ocorre bem preservada nas bordas da Bacia (**vide Fig.17**), indicando que as inundações-relâmpagos foram responsáveis pela fase de erosão que precedeu a sedimentação fluvial. O conteúdo de intraclastos argilosos da litofácies Ai reflete muito bem as flutuações que ocorrem na descarga de rios de desertos, depositando lama em uma época para erodi-la num tempo subsequente.

Com base na distribuição lateral da associação I é

possível imaginar que, em direção ao centro da Bacia, a superfície de erosão pré-Monte Alegre desapareça e que o contato com a Formação Faro, subjacente, seja, portanto, gradacional (**vide Fig.17**). Segundo Silva (1988), nas partes centrais da Bacia do Solimões já foi comprovado que não existe qualquer descontinuidade de sedimentação entre as porções inferior e superior da Formação Juruá, correlacionáveis, respectivamente, ao Membro Oriximiná da Formação Curuá e a Formação Monte Alegre da Bacia do Amazonas.

3.4.2 - Associação II (Litofácies Abm e Al)

Distingue-se das demais associações pela presença de arenitos limpos, essencialmente sem argila. A litofácies Abm predomina nessa associação, enquanto que a litofácies Al aparece mais frequentemente na associação III e por isso é discutida no próximo subítem.

A fácies Abm, semelhante à subfácies B1 de Lanzarini (1984), é interpretada como depósito produzido por processos subáereos, ou seja, formadores de campo de dunas eólicas (**vide Fig.09 A,B**). Já os arenitos com laminação plano-paralela (litofácies Al) ocorrem tanto em bordas de dunas como em interdunas e, portanto, na associação II não representam exclusivamente um subambiente.

Dependendo dos padrões de circulação do vento, da fisiografia da Bacia, da granulometria e do suprimento de areia, as dunas eólicas podem adquirir vários tamanhos e formas. Caracterizam-se pela presença de um ou mais tipos de face de avalanche ou de deslizamento ("slip face"), muito inclinada (30^{o}

- 34°), situada a sotavento, e outra(s) face(s) que mergulha(m) suavemente contra o sentido do vento ou a barlavento ("stoss side"). Na face de avalanche a taxa de sedimentação alcança o máximo e a queda de grãos e o deslizamento repetitivo, conduz à migração da duna acompanhando o sentido do somatório dos ventos.

A queda de grãos origina lâminas com espessura entre 2 mm e 2 cm (Clemmensen & Abrahamsen, 1983), dependendo da velocidade do vento, da sua direção e da maneira como flutua. Este processo associado ao regime irregular do vento (Fryberger et al., 1979) acarreta deposição intercalada de areia fina e média (**vide Fig.10 B**), originando laminações tabulares (Hunter, 1977), em geral, com baixos ângulos, disposição bimodal, limitadas abruptamente e sem estruturas internas (Dott Jr. et al., 1986). Segundo estes autores, a laminação por queda de grãos é comumente mais preservada em dunas eólicas do que em dunas subaquosas.

Associado a esse tipo de acamamento ocorrem, frequentemente, estratos lenticulares ou em forma de língua (estratificação por fluxo de areia - **vide Fig.10 C**), que se formam quando o acúmulo de grãos na crista das dunas atinge o limite do ângulo de repouso, resultando no fenômeno de avalanche através da face a sotavento das dunas e deixando uma calha erosional que se estende em direção ao topo dessa face (Hunter, 1977). Embora tendam a ser, como um todo, de granulometria relativamente homogênea, é comum nessas línguas a ocorrência de gradação inversa, feição consequente da atuação da pressão dispersiva, devido ao intenso choque entre as partículas durante

o fluxo de grãos (Bagnold, 1954 ap. Moraes & Raja Gabaglia, 1986; Sallenger Jr., 1979).

3.4.3 - Associação III (Litofácies Ai e Ao)

Esta associação, composta por arenitos com laminação plano-paralela (Ai) e com acamamento ondular irregular (Ao), caracteriza depósitos de interdunas, acumulados entre campos de dunas. Tais sedimentos podem incluir depósitos subáereos e subaquosos.

Ahlbrandt & Fryberger (1981, 1982) distinguem depósitos de interduna seca, interduna úmida e interduna evaporítica ("sabkhas" continentais). Uma feição comum a esses três tipos de interdunas é a estratificação relativamente horizontal (mergulho $< 10^{o}$). Entretanto, muitos depósitos de interdunas não apresentam estruturas devido a processos secundários que podem obliterar as feições sedimentares primárias (Ahlbrandt & Fryberger, 1982).

A litofácies Ai pode ser explicada como resultado de depósitos de interdunas secas. A cimentação carbonática superimposta é um processo secundário que muitas vezes salienta os níveis de estratificação plano-paralela (**vide Fig.11 B**). A escassez de água na interduna seca inibiu uma extensa atividade biogênica nesses depósitos.

Considerando a presença de silte e argila, estruturas orgânicas (bioturbação) e, sobretudo, as particularidades das marcas onduladas, a litofácies Ao, que se assemelha muito à subfácies B2 de Lanzarini (1984), é

interpretada como depósito de interduna úmida. Com base no trabalho do referido autor, as marcas onduladas irregulares são consideradas ôndulas de adesão e estruturas de dissipação **(vide Fig.12 A,B)**. As ôndulas de adesão se formam quando areias são sopradas sobre superfícies úmidas e ali são fixadas pela tensão superficial da água que ascende através do sedimento (Glennie, 1970; Kocurek & Fielder, 1982 e Dott Jr. et al., 1986). Estruturas de dissipação resultam a partir da modificação da estratificação original pela infiltração de material coloidal (Bigarella, 1974) e , com o soterramento, devido à sobrecarga e incompetência dos sedimentos, os componentes finos assumem o padrão final da estrutura (Ahlbrandt & Fryberger, 1981, 1982).

A acumulação de água nas interdunas é devido às enxurradas episódicas ou ao lençol freático estar a pequena profundidade. Segundo Pulvertaft (1985) os depósitos de interduna úmida são mais comuns em áreas costeiras do que no interior dos continentes.

3.4.4 - Associação IV (Litofácies Abt e Fl)

Essa associação de litofácies representa depósitos relacionados a processos subaquosos rasos. As litofácies Abt e Fl são, aqui, correlacionadas, respectivamente, às fácies C e D de Lanzarini (1984) e interpretadas como depósitos de lobos deposicionais e lacustre.

O arenito bioturbado (Abt) parece ser resultante da descarga, em lagos, de sedimentos finos (areia muito fina, silte e argila), transportados por correntes de rios efêmeros que dão origem a lobos deposicionais, ou seja, à formação de

deltas tipo Gilbert nas margens dos lagos. Della Fávera et al. (1980) denominam tais depósitos de "deltáicos sublacustres". Como trata-se de uma região de baixa energia, adequada para a atividade de organismos vegetais e animais, estes atuaram sobre os sedimentos destruindo as estruturas sedimentares presentes **(vide Fig.13)**.

O folhelho laminado é interpretado como depósito mais distal de lagos formados sob condições redutoras como indica sua cor preta. Flutuações no suprimento do material foram responsáveis pela laminação que se traduz por pequenas diferenças granulométricas **(vide Fig.14 C)**. Por outro lado, a falta da laminação pode ser explicada por uma deposição contínua e rápida do sedimento (Collinson & Thompson, 1989) ou em função da destruição da laminação por bioturbação e/ou compactação. Como os minerais evaporíticos são muito escassos ou estão ausentes nesses depósitos pelíticos, acredita-se que as "sabkhas" continentais (interdunas evaporíticas) não se desenvolveram na área estudada ou então não foram testemunhadas nem reconhecidas em perfis elétricos.

A deposição rápida de areias da litofácies Abt sobre pelitos da litofácies Fl, embebidos de água, produziram, durante a diagênese precoce, estruturas de sobrecarga, que localmente evoluiram para estruturas de chama **(vide Fig.14 B)** ou pseudo-nódulos. Diques de areia, milimétricos, também são feições comuns de sedimentos depositados rapidamente e encerrados em pelitos de baixa permeabilidade. Durante o soterramento raso, a expulsão de fluídos produz uma sensível redução do volume e da porosidade desses sedimentos, que devido

a um súbito alívio de pressão, por exemplo, ao longo de juntas, liquefizeram a areia provocando a injeção do sedimento. As formas pitigmáticas, características desses diques (**vide Fig.14 A**), são resultantes da compactação proveniente do peso da carga sedimentar superposta.

3.4.5 - Associação V (Litofácies Am e Dm)

É constituída por arenitos maciços e dololutitos maciços relacionados, provavelmente, com a transgressão marinha neocarbonífera.

Os arenitos se estendem lateralmente sobre uma vasta área (**vide Fig.17**). Suas estruturas são raras, destacando-se apenas pequenas porções com bioturbações e lâminas convolutas. As estruturas de perfuração vertical, identificadas como "skolithos" (**vide Fig.15 D**), são bons indicadores de ambiente costeiro a marinho raso ("nearshore"), de alta energia. A presença de oólitos e pisólitos em alguns níveis arenosos corrobora esta interpretação. Provavelmente pelo menos parte dos arenitos desta associação seja de origem eólica. Com base em Eschner & Kocurek (1986) é possível imaginar que durante uma transgressão marinha ocorra a destruição de dunas litorâneas e o retrabalhamento de suas areias, nas condições físicas do ambiente.

O dololutito maciço é interpretado como um depósito de baixa energia, formado em regiões de elevada aridez. Tal conclusão é baseada na presença de níveis de folhelhos esverdeados com nódulos de anidrita e veios de gipsita (**vide Fig.16 B**) e de escassas intercalações de calcilutitos

apresentando bioclastos, principalmente braquiópodes (**vide Fig.16 C**) e equinodermatas.

O contato da associação V com a Formação Itaituba, sobrejacente, pode se dar através desses folhelhos, ricos em evaporitos, sugerindo finalmente o ambiente de "sabkha" costeira.

3.5 - Modelo Deposicional

Para Collinson & Thompson (1989) um modelo deposicional é uma simplificação idealizada, com base em uma hipótese de trabalho, construida para facilitar o entendimento da relação complexa entre processos e produtos resultantes em seções sedimentares. Neste sentido, o objetivo do bloco-diagrama da **Fig.18** é mostrar o modelo deposicional proposto para a Formação Monte Alegre na área do rio Tapajós.

A deposição da Formação Monte Alegre inicia-se no Neocarbonífero, em ambiente desértico de clima árido a semi-árido, com o transporte dos sedimentos nas direções N-S e W-E.

Uma instabilidade tectônica crustal pode ter propiciado, ainda, soerguimentos tectônicos capazes de permitir a instalação de leques aluviais. A partir dessas regiões mais elevadas, em períodos de maior pluviosidade, formaram-se cursos de água representados, provavelmente, por rios entrelaçados ("braided"). Esses rios apresentam expressão considerável apenas nas porções marginais do sistema desértico com direções de deposição S-N e N-S (**Figs.17 e 18**). Assim, os depósitos grosseiros (litofácies Ac) foram depositados próximos a leques

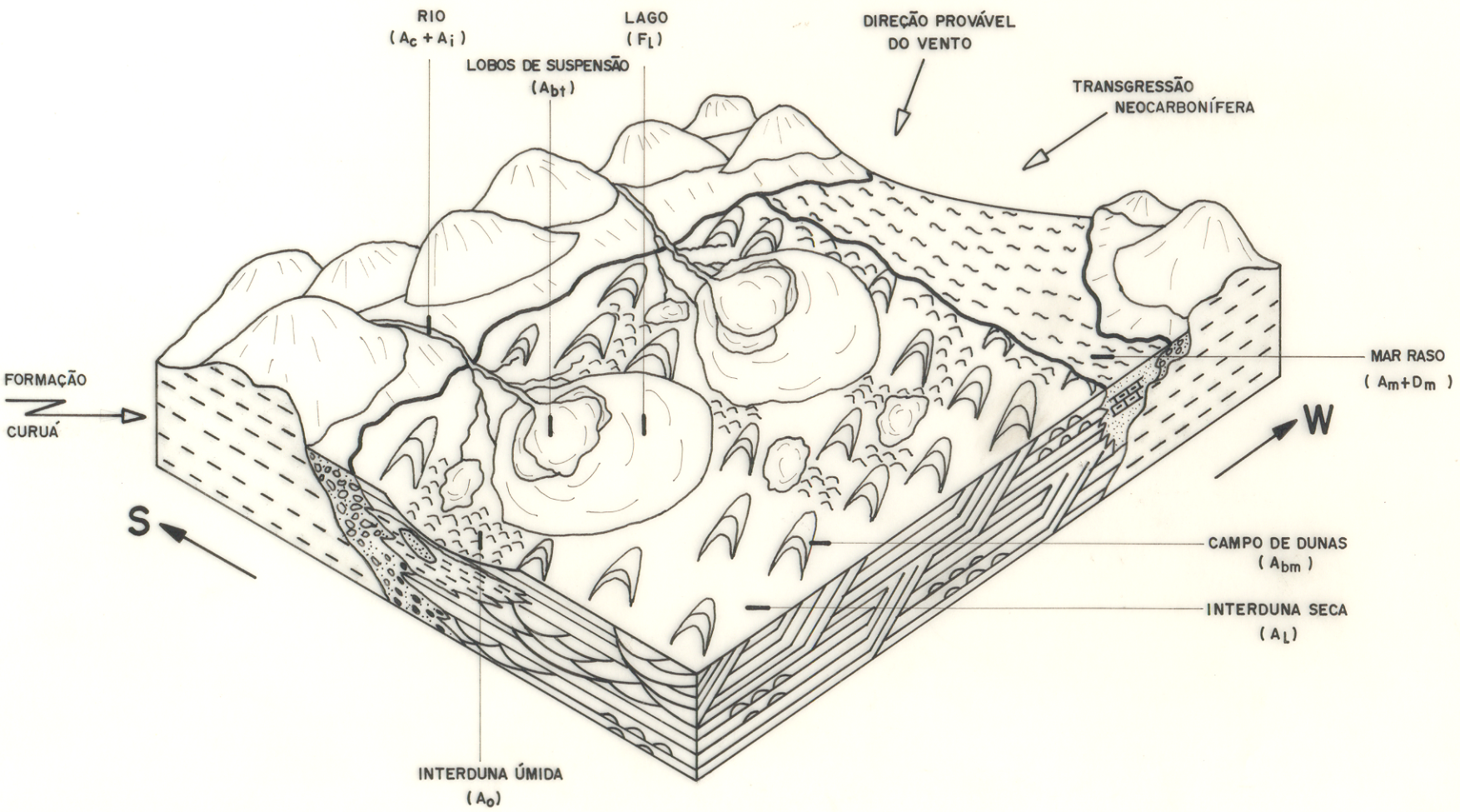


FIG. 18 – BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO O MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA ÁREA DO RIO TAPAJÓS. DESTACAM-SE A ASSOCIAÇÃO DE SUB-AMBIENTES, AS LITOFÁCIEIS REPRESENTATIVAS DESTES E AS DIREÇÕES PREDOMINANTES DOS VENTOS E DA TRANSGRESSÃO MARINHA.

aluviais, enquanto que sedimentos com intraclastos argilosos (litofácies Al) acumularam-se nas porções mais distais, em planícies de "wadis" espalhadas entre campos de dunas eólicas.

Os grandes lagos de deserto foram formados nas partes mais rebaixadas da Bacia, a partir do influxo de eventuais cursos de água que transportam sedimentos finos síliticos, em grande parte em suspensão. A sua sedimentação, provavelmente, levou a formação de lobos (litofácies Abt) na parte proximal do lago e a concentração de pelitos (litofácies Fl) na parte distal (**Fig.18**). Lagos menores e interdunas úmidas (litofácies Ao) podem estar associados a infiltração do lençol freático quando da elevação do nível do mar.

Em épocas de seca, provavelmente, ocorreu a formação dos campos de dunas (litofácies Abm) e interdunas secas (litofácies Al), quando então os sedimentos fluviais, previamente depositados, devem ter sido em parte retrabalhados pelo vento e recobertos por areias das dunas. As dunas teriam migrado de SW em direção aos lagos afogando-se (**Fig.18**).

No final da sedimentação Monte Alegre iniciou-se um progressivo aumento do nível eustático, propiciando o desenvolvimento de uma transgressão proveniente de W (**Fig.18**), que retrabalhou os sedimentos eólicos. O avanço do mar se deu em condições de alta a baixa energia, ocasionando a formação de ambientes marinhos rasos e "sabkhas" costeiras, como atestam os depósitos arenosos (litofácies Am) e algumas camadas de carbonatos finos (litofácies Dm) intercalados com evaporitos, respectivamente. No final, a transgressão marinha propiciou a sedimentação Itaituba, representada essencialmente por

carbonatos fossilíferos e evaporitos.

3.6 - A Formação Monte Alegre como parte do Sistema Desértico Mundial no Neocarbonífero

No registro geológico mundial, importantes depósitos de um sistema desértico têm sido reconhecidos desde o Proterozóico até o Recente. Particularmente no Neocarbonífero depósitos eólicos, similares aos da Formação Monte Alegre, são encontrados principalmente nos Estados Unidos como, por exemplo, a Formação Casper (Steidtmann, 1974), o Arenito Tensleep (Mankiewicz & Steidtmann, 1979; Kerr & Dott Jr., 1988) e o Arenito Weber (Driese & Dott Jr., 1984). A idade neocarbonífera destas unidades é confirmada pelas rochas sobrejacentes de origem marinha portando fósseis (Blakey et al., 1988), semelhantes àqueles encontrados por Figueiras & Truckenbrodt (1987) na Formação Itaituba. Segundo Blakey et al. (1988), vários autores também observaram uma intercalação de depósitos eólicos e "sabkhas" costeiras.

No Brasil, além da Formação Monte Alegre, outros depósitos eólicos no Neocarbonífero são reconhecidos na Formação Juruá, da Bacia do Solimões (Della Fávera et al., 1980; Costa, 1984 b; Lanzarini, 1984; Lanzarini et al., 1986) e na Formação Piauí da Bacia do Parnaíba (Della Fávera, 1980).

A distribuição dos ambientes desérticos tropicais modernos sobre a superfície da Terra aponta que os mesmos ocorrem predominantemente entre 10^{o} e 30^{o} de latitude N ou S do Equador (Glennie, 1987). Uma posição semelhante ocuparam partes

da América do Norte e América do Sul, também, durante o Neocarbonífero como mostram as reconstruções paleogeográficas de Scotese et al. (1979). As Bacias do Solimões, Amazonas e Parnaiba estiveram situadas, aproximadamente, entre 10° e 30° de latitude sul (**Fig.19**), coincidindo com um intervalo onde o nível do mar permaneceu relativamente baixo (**Fig.20**). Após este intervalo a elevação gradual do nível do mar (**Fig.20**) causou uma transgressão marinha nas bacias do Solimões e do Amazonas, proveniente, segundo Loczy (1966) mais de W e NW que do S (**Fig.19**).

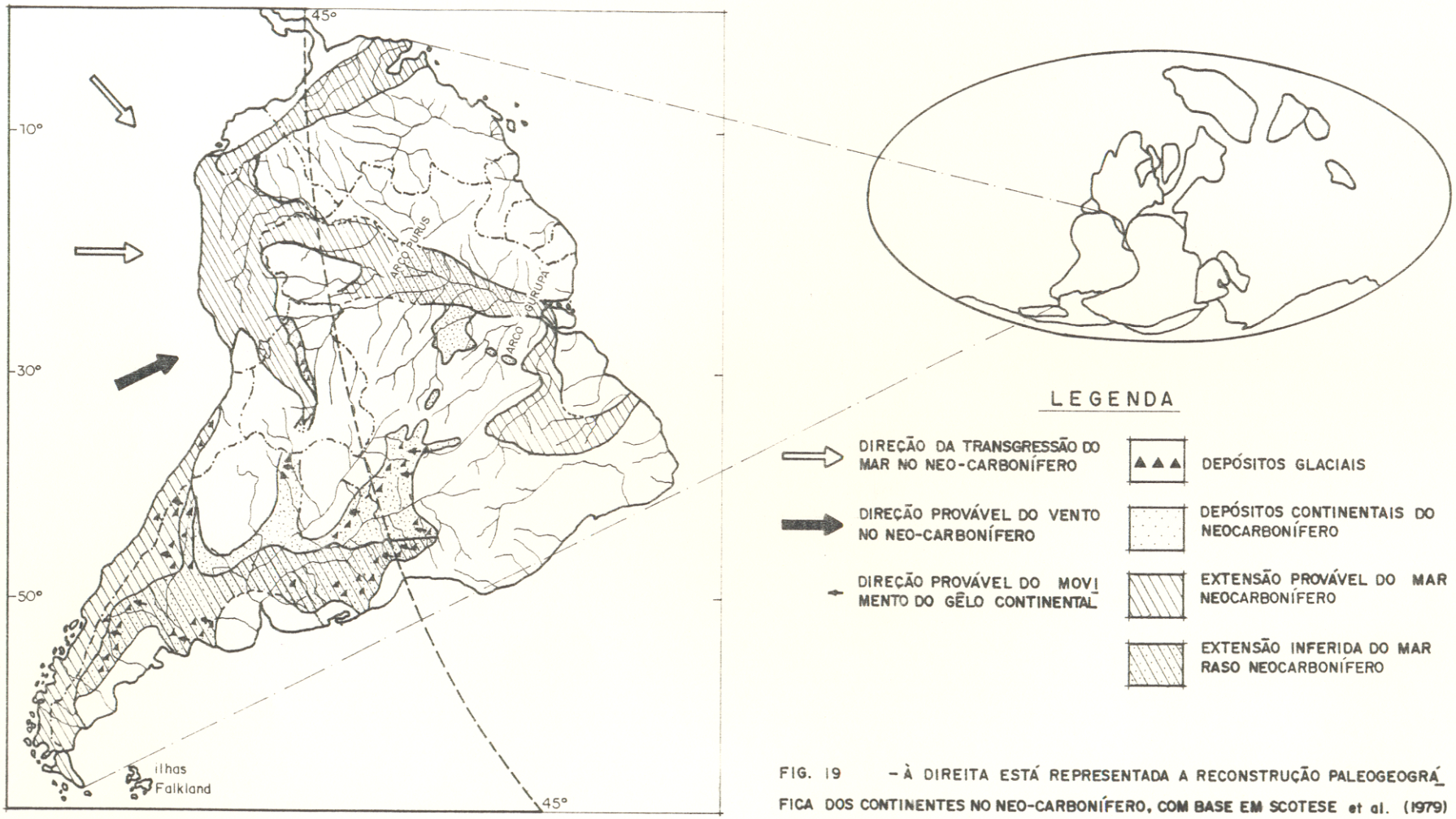


FIG. 19 – À DIREITA ESTÁ REPRESENTADA A RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DOS CONTINENTES NO NEO-CARBONÍFERO, COM BASE EM SCOTESE et al. (1979) E À ESQUERDA DESTACA-SE A POSIÇÃO DA AMÉRICA DO SUL, A DIREÇÃO PROVÁVEL DO VENTO E DA TRANSGRESSÃO MARINHA NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS (MODIFICADO DE LOCZY, 1966).

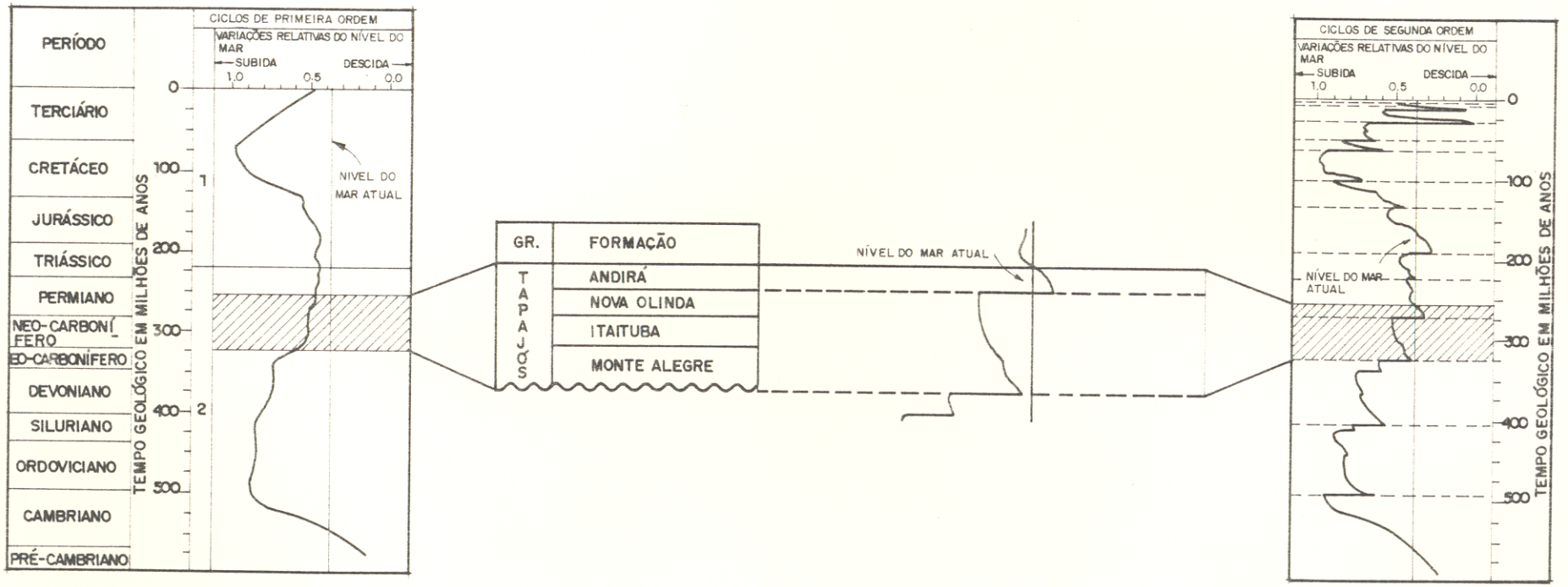


FIG. 20 - QUADRO COMPARATIVO DE VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR (VAIL et al., 1977). NOS CICLOS DE PRIMEIRA ORDEM NOTA-SE QUE O NÍVEL DO MAR PERMANECEU RELATIVAMENTE BAIXO DURANTE O INTERVALO NEO-CARBONÍFERO AO EO-JURÁSSICO. NOS CICLOS DE SEGUNDA ORDEM OBSERVA-SE QUE NO INÍCIO DA DEPOSIÇÃO MONTE ALEGRE O NÍVEL DO MAR FOI BAIXO, MAS AUMENTOU GRADATIVAMENTE COM A TRANSGRESSÃO NEO-CARBONÍFERA.

4 - PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS

4.1 - Introdução

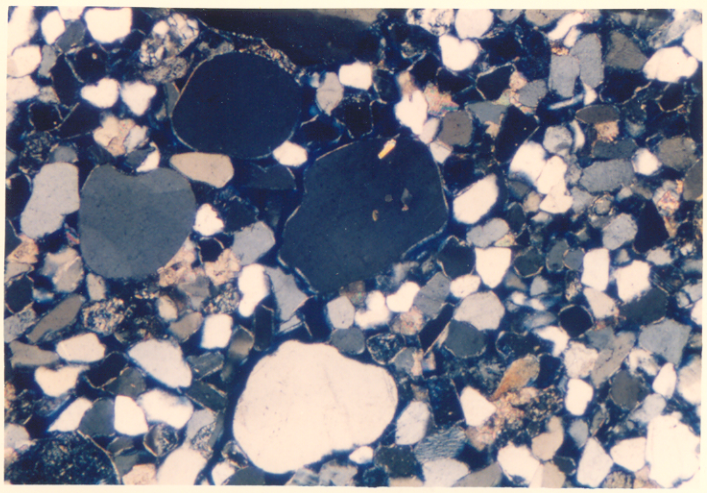
Neste capítulo, faz-se a descrição de cada um dos componentes (grãos do arcabouço, matriz, cimentos e poros) dos arenitos da Formação Monte Alegre. Discute-se, ainda, a instabilidade do arcabouço e a influência dos processos diagenéticos na classificação desses arenitos. Procura-se, além disto, analisar a distribuição das águas de formação na Unidade Monte Alegre, reconhecer uma sequência geral de fases diagenéticas e discutir sobre as possíveis fontes de material para a formação dos minerais autigênicos, bem como sobre a geração da porosidade secundária e a qualidade do reservatório.

4.2 - Minerais Detríticos

Nos arenitos da Formação Monte Alegre domina amplamente o quartzo, sendo subordinados: grãos de feldspatos, líticos, intraclastos, micas e minerais pesados.

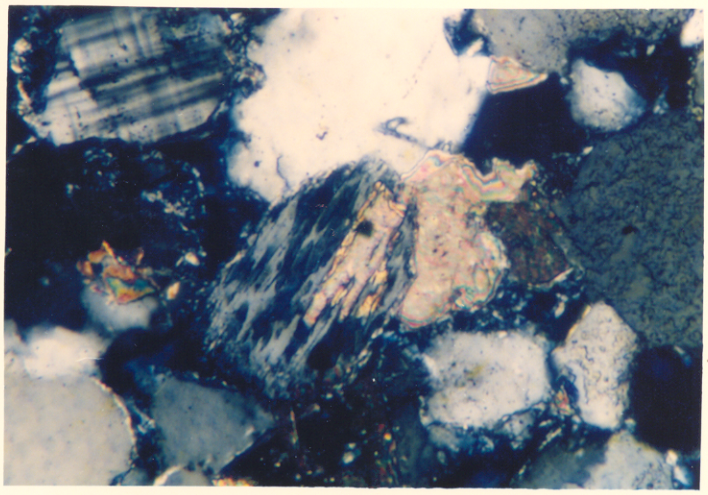
O quartzo apresenta um teor modal mínimo de 37,5% e máximo de 81,2%. Dominam os grãos monocristalinos, com extinções reta e ondulante. Os grãos policristalinos são subordinados e, em geral, maiores que os monocristalinos. Frequentemente, os grãos de quartzo estão protegidos por cutículas de argilas, as quais permitem observar o arredondamento adquirido durante o transporte eólico (**Fig.21 A**). Por outro lado, tal análise torna-se difícil quando essas cutículas estão ausentes ou os grãos

A



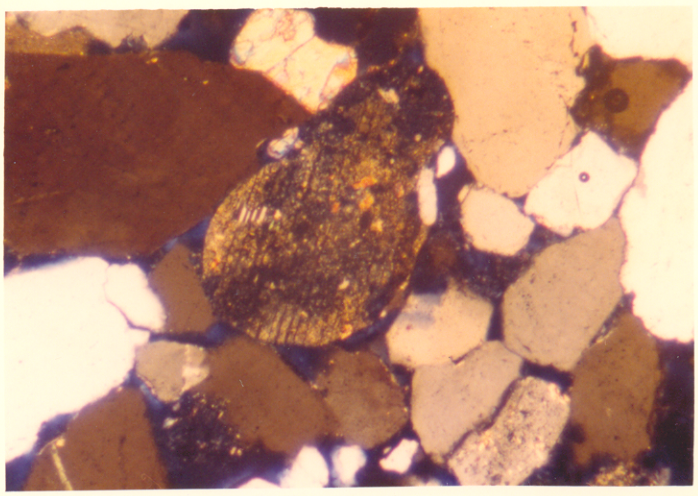
200 μ

B



100 μ

C



400 μ

FIG. 21 - GRÃOS DO ARCABOUÇO. (A) GRÃOS DE QUARTZO MONOCRISTALINOS, BEM ARREDONDADOS, PROTEGIDOS POR CUTÍCULAS DE ARGILA. NOTAR BIMODALIDADE; 1-PB-1-PA; 235,25 m. NICÓIS CRUZADOS (XN). (B) GRÃO DE ORTOCLÁSIO PARCIALMENTE SUBSTITUIDO POR CALCITA E COM POROSIDADE INTRAGRANULAR. NOTAR, TAMBÉM, GRÃO DE MICROCLÍNIO SEM ALTERAÇÃO; 1-PB-1-PA; 238,95 m. XN. (C) GRÃO DE PLAGIOCLÁSIO BASTANTE ARGILIZADO; 1-PB-1-PA; 241,15 m. XN.

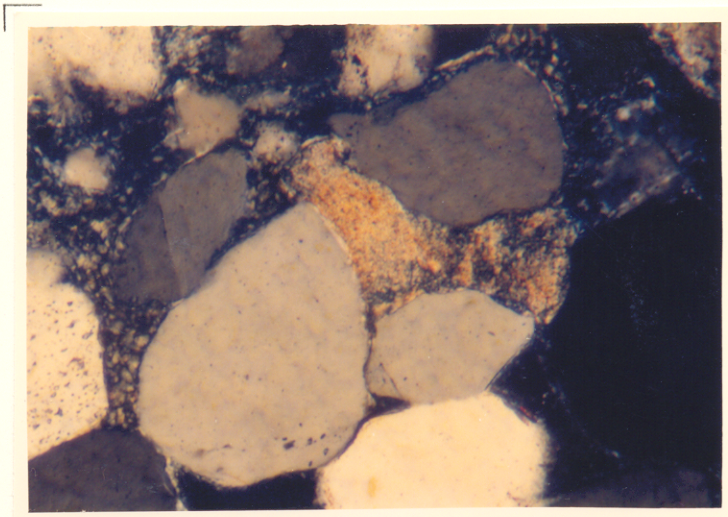
estão bastante cimentados por sílica ou corroídos por cimento carbonático. Menos frequentemente ocorrem, ainda, grãos com abundantes inclusões de rutilo e grãos fraturados.

Os feldspatos variam de 1,4% a 18,8% do volume da rocha. Seu teor, em geral, aumenta em direção ao centro da Bacia. São comuns tanto o feldspato potássico (microclínio e ortoclásio) quanto o plagioclásio. Por vezes ambos podem se apresentar microfraturados por compactação.

O ortoclásio é bastante comum e pode mostrar-se sericitizado, o que dá um aspecto sujo ao grão. Também pode apresentar-se preferencialmente substituído por cimento carbonático ou parcialmente dissolvido, gerando porosidade intragranular (**Fig.21 B**). O microclínio ocorre com muito pouca ou nenhuma alteração (**Fig.21 B**). Já o plagioclásio se caracteriza pela geminação polissintética ou albita + carlsbad; predomina o tipo sódico, diageneticamente mais instável que o feldspato potássico. O plagioclásio ocorre normalmente alterado para argilominerais (**Fig.21 C**), ou substituído parcialmente por cimento carbonático, o que se dá preferencialmente ao longo dos planos de clivagem ou de macias.

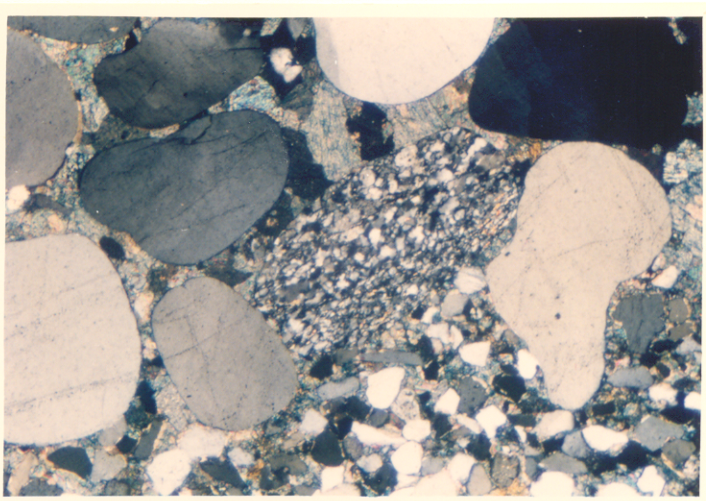
Os teores de grãos líticos variam entre 0,3% e 7%. Podem ser encontrados fragmentos de folhelhos (**Fig.22 A**), siltitos, arenitos, sílex, filitos, xistos (**Fig.22 B**), gnaisses e granitos. Estes fragmentos de rocha extra-baciais são muito frequentes nos arenitos conglomeráticos (Ac). Alguns destes fragmentos se mostram alterados, alveolados ou parcialmente substituídos por cimento carbonático. Os grãos líticos argilosos derivados de rochas sedimentares e metamórficas de natureza

A



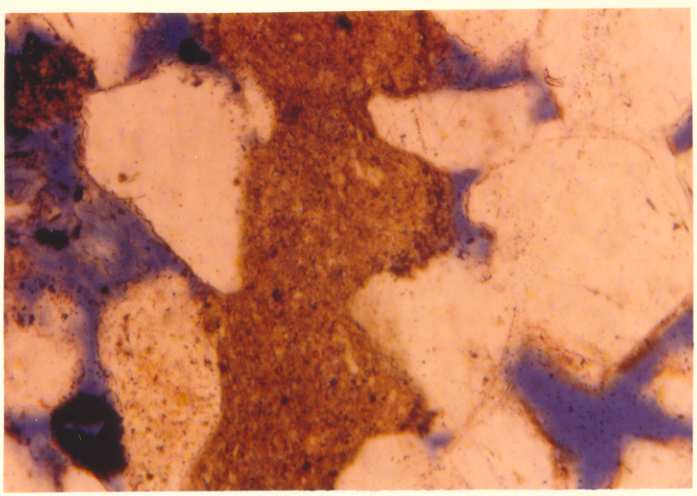
100 μ

B



500 μ

C



100 μ

FIG. 22 - PARTÍCULAS LÍTICAS EXTRA E INTRA-BACIAIS. (A) FRAGMENTO DE FOLHELHO DEFORMADO E MOLDADO ENTRE GRÃOS DE QUARTZO; 1-PB-1-PA; 247,30 m. XN. (B) FRAGMENTO DE QUARTZO MICAXISTO; 1-FC-1-PA; 833,10 m. XN. (C) INTRACLASTO DEFORMADO E MOLDADO ENTRE GRÃOS. 1-PB-1-PA; 242,70 m. NICÓIS DESCRUZADOS (//N).

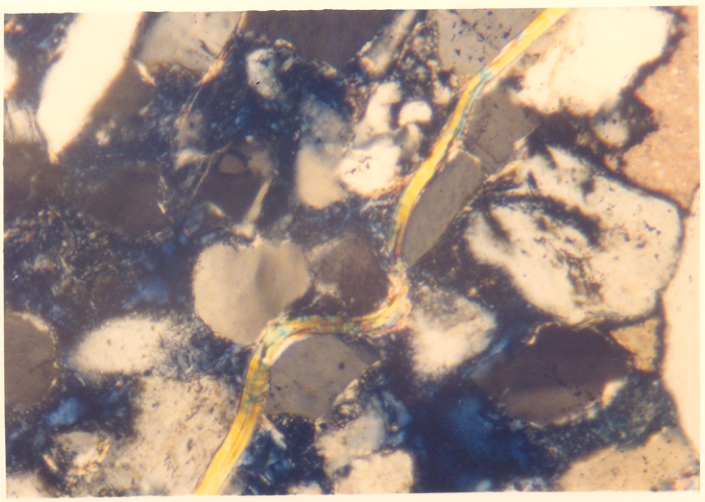
pelítica, muitas vezes, estão deformados e moldados entre os grãos de quartzo e feldspato, gerando o que Dickinson (1970) designou de pseudomatriz (veja subítem 4.3).

Partículas líticas intra-baciais, ou intraclastos, variam de 0% a no máximo 8%. São fragmentos de sedimentos argilosos erodidos e redepositados no próprio ambiente deposicional (litofácies Ac e Ai). Podem apresentar formas bem preservadas, mas frequentemente estão deformados (**Fig.22 C**) ou esmagados entre os grãos adjacentes mais competentes como resultado final da compactação mecânica, originando também pseudomatriz (veja subítem 4.3).

Dentre os minerais acessórios ocorrem micas e minerais pesados, que raramente excedem 1% do volume da rocha. As micas são representadas por lamelas de muscovita (**Fig.23 A**) e subordinadamente por biotita. Ambas são frequentes nos arenitos fluviais (litofácies Ac + Ai) e de interdunas (litofácies Al + Ao), mas são raras na litofácies de dunas (Abm). A muscovita comumente é inalterada (exceto quando deformada), enquanto a biotita mostra-se, por vezes, parcialmente cloritizada ou piritizada. As duas micas sofreram os efeitos da compactação mecânica, apresentando deformações e algumas vezes microfraturamentos. O zircão e a turmalina são os minerais pesados mais frequentes, seguidos pela granada, apatita e rutilo.

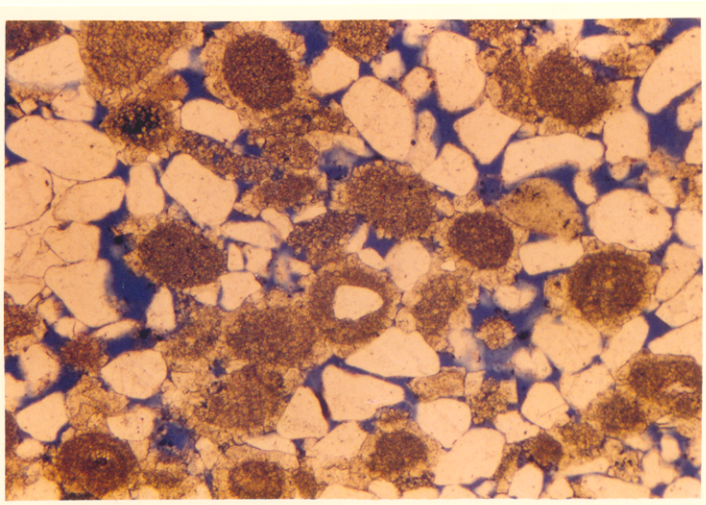
Ainda ocorrem pelóides micríticos e oólitos que aparecem, em alguns níveis de arenitos maciços (litofácies Am), com uma frequência de até 42%. Os pelóides não mostram qualquer estrutura interna visível (**Fig.23 B**). Já os oólitos apresentam

A



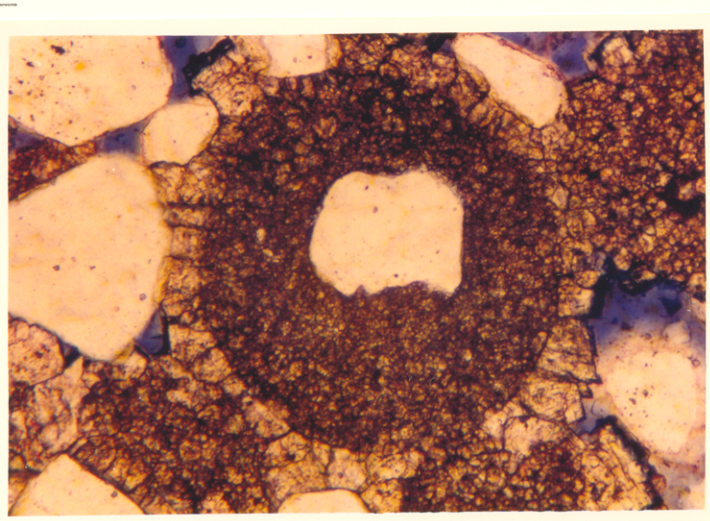
100 µ

B



200 µ

C



500 µ

FIG. 23 - OUTROS MINERAIS DO ARCABOUÇO. (A) LAMELA DE MUSCOVITA DEFORMADA POR COMPACTAÇÃO MECÂNICA; 1-PB-1-PA; 246,75 m. XN. (B) ARENITO MACIÇO RICO EM PELÓIDES E OÓLITOS NÃO DEFORMADOS POR COMPACTAÇÃO; 1-PB-1-PA; 205,40 m. //N. (C) OÓLITO ENVOLVENDO CONCENTRICAMENTE UM GRÃO DE QUARTZO. NOTAR FRANJAS DE CALCITA DOLOMITIZADAS (INCOLOR, QUANDO IMPREGNADAS COM SOLUÇÃO DE ALIZARINA + FERRICIANETO DE POTÁSSIO); 1-PB-1-PA; 205,40 m. //N.

formas esféricas, ovaladas e elipsoidais, envolvendo concentricamente um núcleo detrítico geralmente de quartzo (Fig.23 C); raramente observa-se estruturas radiais. Ambos praticamente não apresentam indícios de deformação por compactação mecânica.

4.3 - Matriz

O termo matriz tem sido aplicado de forma generalizada à qualquer material fino (argila, silte) presente entre os constituintes do arcabouço de rochas clásticas (Moraes & De Ros, 1988). Entretanto, a matriz envolve uma grande complexidade genética de diferentes processos que devem ser discriminados para o estabelecimento de adequadas interpretações paleoambientais, paleogeológicas, paleotectônicas ou petrológicas (De Ros & Césero, 1986).

Wilson & Pittman (1977) e De Ros & Césero (1986) reconheceram diversos processos capazes de colocarem argila e silte nos espaços intersticiais de rochas clásticas. Destes processos, os responsáveis pela introdução de argilas detríticas seriam: deposição simultânea, fluidificação, bioturbação, infiltração e compactação (Moraes & De Ros, 1988). Estes cinco processos também atuaram nos arenitos ora estudados da Formação Monte Alegre, os quais podem apresentar quantidades traço a 5,6% de matriz síltico argilosa (primária e/ou secundária).

Acredita-se que a retenção e preservação de uma matriz sin-deposicional (trazida pelo vento) se restringe à superfície de grãos úmidos de interdunas. A composição

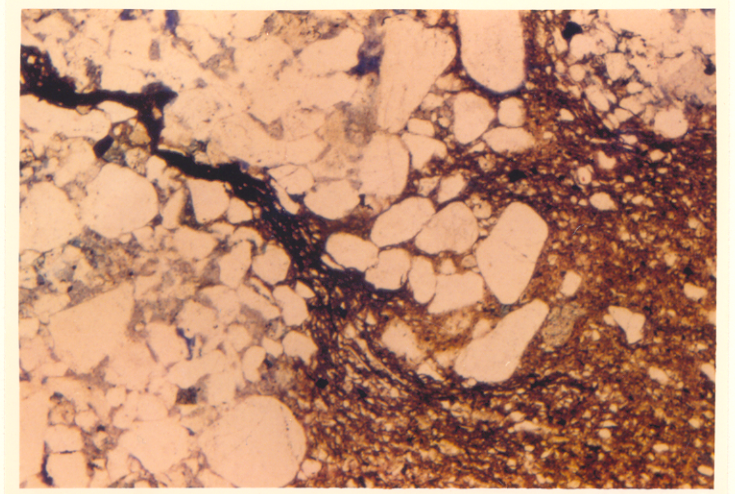
esmectítica dessas argilas sugere que a aridez climática proporcionou sua formação sob condições alcalinas, não lixiviantes e de drenagem pobre (Walker et al., 1978; Turner, 1980).

Sob o microscópio, a matriz de fluidificação exibe um aspecto fluidal caótico (**Fig.24 A**) com fragmentos remanescentes de material argiloso como descrito por De Ros & Césero (1986). Este tipo de matriz se forma quando sedimentos argilosos e arenosos recém depositados são mantidos suportados pelo fluxo ascendente dos fluidos que escapam do espaço intersticial e promove a mistura de argila e areia.

O processo de bioturbação é facilmente reconhecido na litofácies Abt, que se destaca pelo seu aspecto mosqueado. Subordinadamente está registrado também na litofácies Am, quando esta apresenta icnofósseis. Ao microscópio, observa-se um arcabouço com porções lateralmente muito heterogêneas, contendo matriz de bioturbação distribuída irregularmente ao lado de sedimentos arenosos limpos (**Fig.24 B**). Essa mistura de areia e argila é causada pela ação de organismos escavadores em busca de alimento, abrigo, etc. Tais sedimentos mostram suas estruturas primárias totalmente destruídas pela atividade desses organismos.

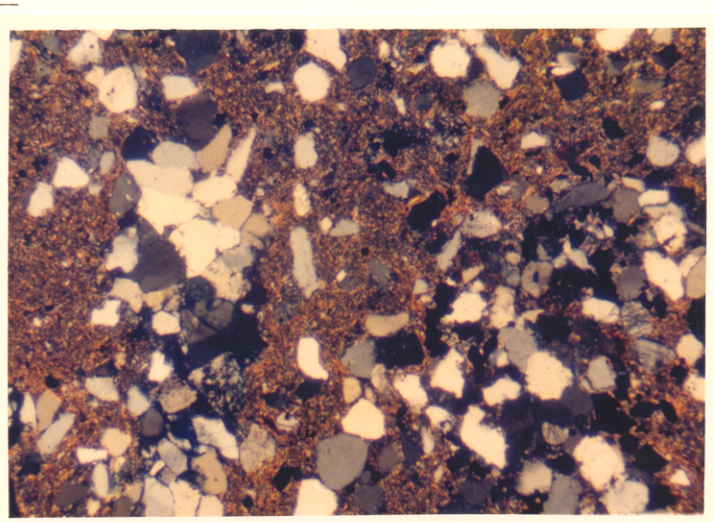
A análise de lâminas delgadas é a melhor ferramenta para a identificação e descrição de argila mecanicamente infiltrada (Moraes & De Ros, 1988). Porém, o seu reconhecimento em arenitos antigos pode ser difícil devido sua transformação e/ou recristalização em ambiente diagenético (Matlack et al., 1989). Os arenitos das litofácies Ac, Ai, Abm e Al exibem

A



200 μ

B



200 μ

FIG. 24 - MATRIZ SECUNDÁRIA. (A) ASPECTO FLUIDAL CARACTERÍSTICO DA MATRIZ DE FLUIDIFICAÇÃO; 1-FC-1-PA; 843,60 m. //N. (B) MATRIZ DE BIOTURBAÇÃO DISTRIBUIDA IRREGULARMENTE AO LADO DE SEDIMENTOS ARENOSOS LIMPOS; 1-FC-1-PA; 835,70 m. XN.

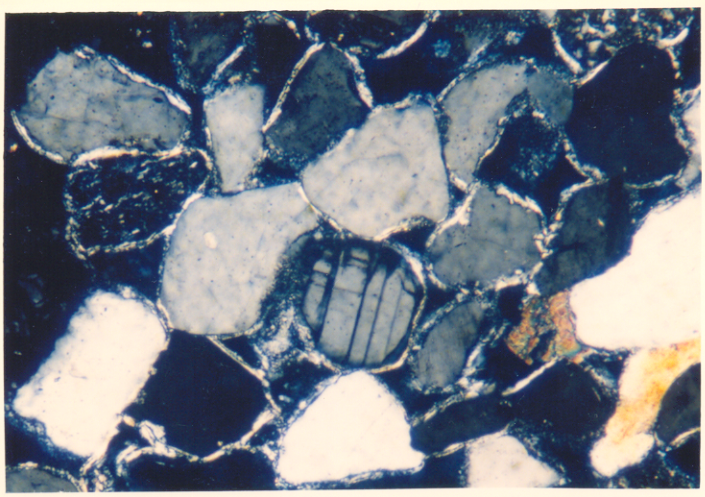
abundantes volumes de matriz de infiltração, em geral, em forma de cutículas ("coatings") orientadas tangencialmente as superfícies dos grãos (**Fig.25 A,B**). As cutículas são anisópacas a quase isópacas, apresentando frequentemente cor amarelo ouro e birrefringência elevada (**Fig.25 A**). Mostram-se, as vezes, descoladas da superfície dos grãos (feição de contração), fragmentadas ou soltas dentro dos poros.

A matriz de compactação está associada com fragmentos de rochas pelíticas de caráter dúctil, encontrados nas litofácies Ac e Ai. Petrograficamente este tipo de matriz pode ser identificado, principalmente, pelas projeções alongadas dos clastos esmagados estendendo-se para os espaços entre os grãos rígidos adjacentes (**Fig.25 C**). Dickinson (1970) denominou essa massa intersticial heterogênia e pós-deposicional de pseudomatriz, que seria produzida sob soterramento crescente atuante nos clastos argilosos submetidos à compactação mecânica.

4.4 - Minerais Autigênicos

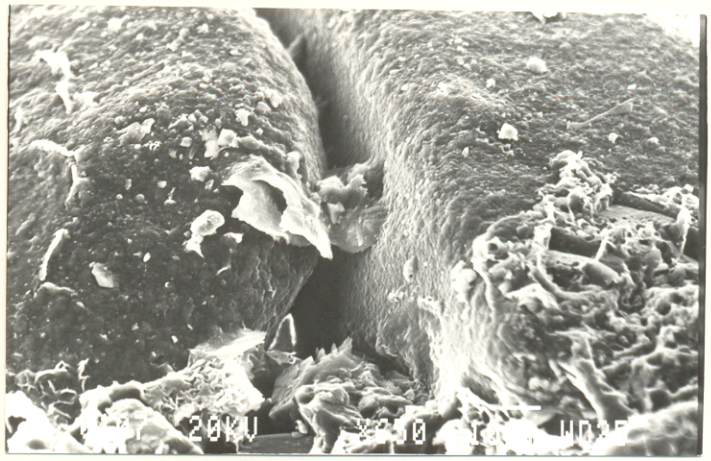
Cimento é toda substância mineral precipitada quimicamente durante a diagênese, a partir de soluções aquosas saturadas contidas nos poros da rocha (Ali, 1981). Dessa maneira um soluto (mineral autigênico) se precipita nos espaços intersticiais dos grãos, podendo estabelecer uma forte ligação entre os mesmos e consequentemente uma redução da porosidade intergranular. Segundo Kaiser (1984) os minerais autigênicos refletem o ambiente químico de sua formação (composição da fase fluida) assim como o ambiente físico (temperatura e pressão).

A

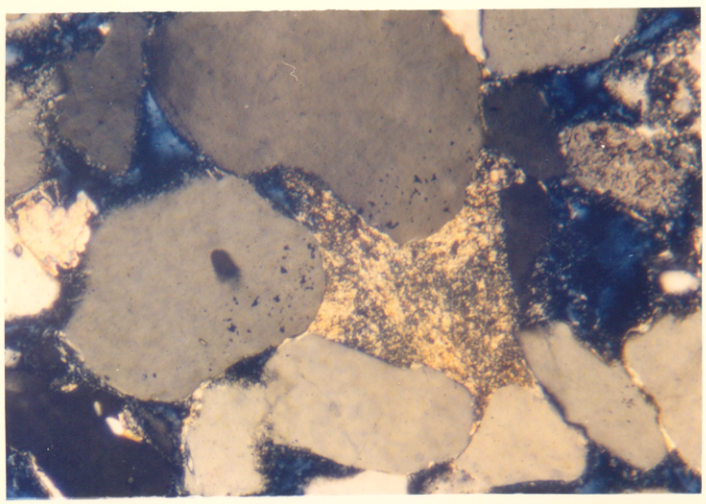


100 μ

B



C



100 μ

FIG. 25 - MATRIZ SECUNDÁRIA. (A) MATRIZ DE INFILTRAÇÃO EM FORMA DE CUTÍCULAS DE ARGILA MECANICAMENTE INFILTRADA RECOBRINDO GRÃO; 1-PB-1-PA; 235,25 m; XN. (B) DETALHE, AO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV), DE GRÃOS DETRÍTICOS COBERTOS POR CUTÍCULAS IRREGULARES DE ESMECTITA MECANICAMENTE INFILTRADAS. O TRAÇO BRANCO EQUIVALE A 10 MICRA; AUMENTO 650 X; 1-PB-1-PA; 205,40 m. (C) MATRIZ DE COMPACTAÇÃO (PSEUDOMATRIZ) GERADA ENTRE GRÃOS RÍGIDOS ADJACENTES, PELA DEFORMAÇÃO DE FRAGMENTOS DE ROCHA PELÍTICA; 1-PB-1-PA; 246,75 m. XN.

Os constituintes mineralógicos autigênicos identificados nos arenitos da Formação Monte Alegre são: minerais de argila, quartzo, feldspato, calcita, dolomita, anquerita, gipsita, anidrita, pirita e anatásio. A presença ou ausência desses minerais, descritos a seguir, é controlada fundamentalmente pela composição da rocha, temperatura e composição da fase fluida.

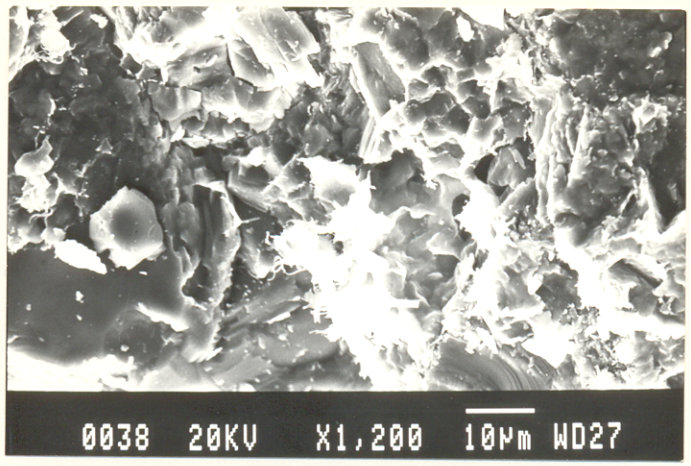
4.4.1 - Argilominerais

Em ordem de abundância decrescente os principais minerais de argila autigênicos são: ilita, clorita, ilita-esmectita, clorita-esmectita e caulinita.

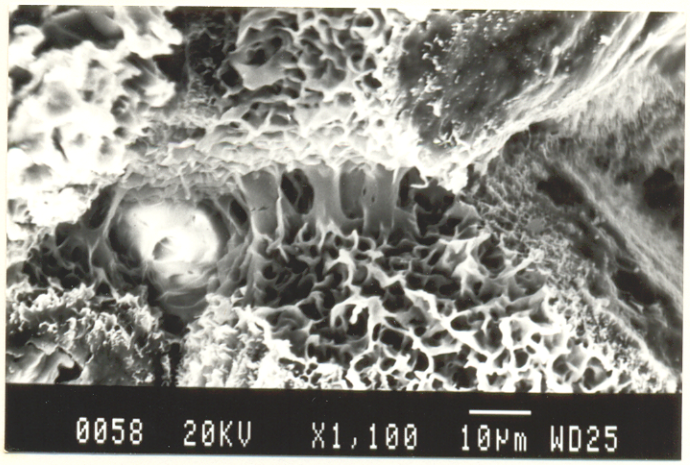
Ilita e ilita-esmectita revestem frequentemente grãos detríticos, na forma de cutículas. Subordinadamente ocorrem como fios ou franjas, que crescem perpendiculares às superfícies dos grãos, e como pseudomorfo de caulinita.

Quando os interestratificados ilita-esmectita formam espessos revestimentos argilosos, isolam os grãos das reações com fluidos intersticiais. Sua morfologia delicada (**Fig.26 A**) indica uma origem autigênica regenerada (nomeclatura de Wilson & Pittman, 1977) a partir de argilas mecanicamente infiltradas (**Fig.25 B**). Esses argilominerais também podem se formar pela alteração de feldspato potássico (**veja Fig.43 C**). De acordo com os difratogramas (**Fig.27**), a ilita que compõe as cutículas de argila é reconhecida pela reflexão a 10 Å (001) e, por vezes, exibe picos assimétricos em virtude, provavelmente, da presença de interestratificados ilita-esmectita.

A



B



C

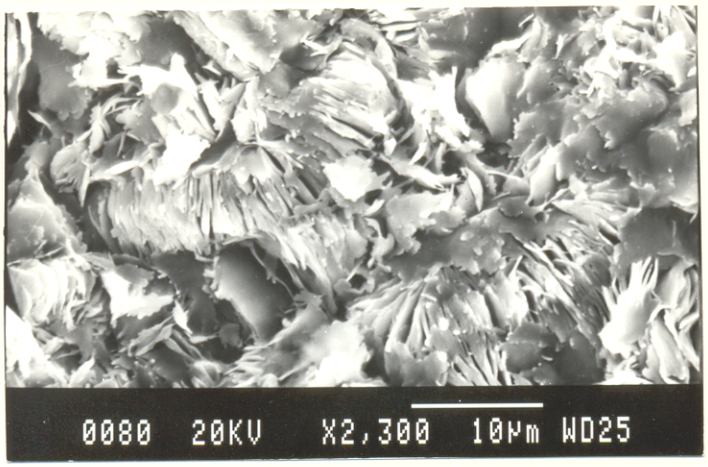


FIG. 26 - DETALHE, AO MEV, DE INTERESTRATIFICADO ILITA-ESMECTITA E ILITA AUTIGÊNICAS. (A) CUTÍCULAS DE ILITA-ESMECTITA (RICA EM ILITA) RECOBRINDO GRÃOS; 1-PB-1-PA; 251,60 m. (B) DELICADOS FIOS DE ILITA-ESMECTITA FORMANDO PONTES ENTRE OS GRÃOS REVESTIDOS POR CUTÍCULAS DE ILITA-ESMECTITA; 1-PB-1-PA; 242,10 m. (C) PROCESSO DE ILITIZAÇÃO SOBRE CAULINITAS AUTIGÊNICAS PSEUDO-HEXAGONAIS; 2-CP-2-PA; 909,30 m.

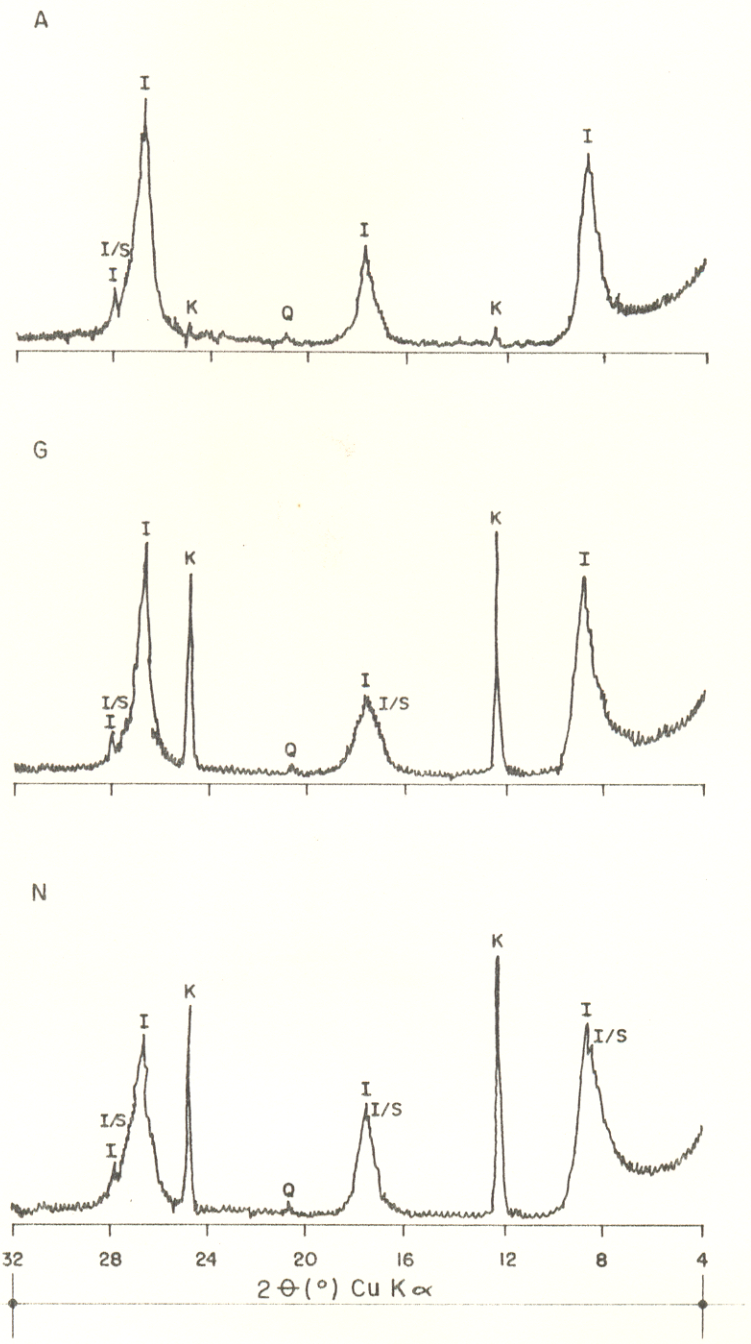


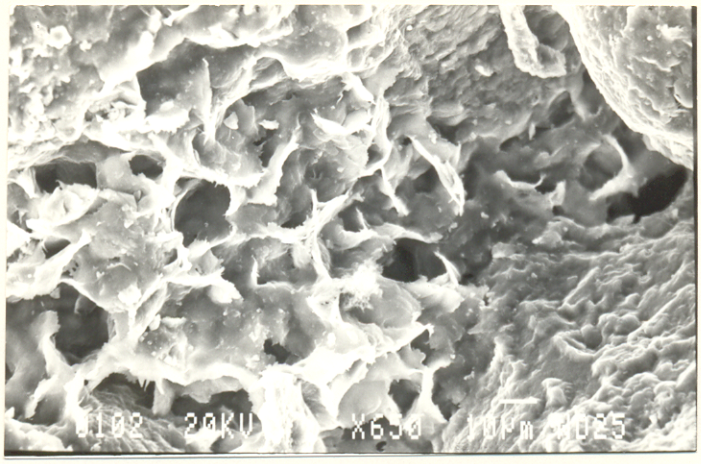
FIG. 27 - DIFRATOGRAMA DE ARGILOMINERAIS, NA FRAÇÃO MENOR QUE 2 MICRA, DE ARENITO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NO POÇO 1-FC-1-PA (838,50m). I = ILITA, K = CAULINITA, I/S = ILITA-ESMECTITA, Q = QUARTZO. (N = SECA AO AR, G = GLICOLADA E A = AQUECIDA).

Os fios de ilita e ilita-esmectita formam finas pontes entre os grãos do arcabouço (**Fig.26 B**). Ilita pode ser encontrada ainda como um pseudomorfo de caulinita, que aparece distribuído de maneira bastante irregular nos poros (**Fig.26 C**). Esporadicamente verifica-se, também, a ilitização a partir de clorita-esmectita (**veja Fig.28 A**).

Sob microscópio petrográfico, argilas autigênicas dos tipos clorita e clorita-esmectita exibem feições morfológicas muito similares e são volumétricamente pouco expressivas. Ocorrem como finas cutículas ou franjas ao redor dos grãos. São facilmente detectadas através do MEV, pois mostram-se bem cristalizadas, com morfologia tipo favo-de-mel (**Fig.28 A,B**). São essencialmente regeneradas a partir da matriz de infiltração. A clorita pode ainda ser encontrada, esporadicamente, precipitada em posição intergranular. No difratograma da **Fig.29** a clorita autigênica apresenta picos agudos que revelam a sua alta cristalinidade. As reflexões (001) e (003) relativamente fracas caracterizam a clorita como uma variedade mais rica em ferro.

A caulinita autigênica aparece normalmente nos intervalos mais porosos e menos profundos onde pode alcançar teores de até 5,5% do volume total da rocha. Preenche parcial ou totalmente poros intergranulares secundários na forma de agregados sanfonados, com ou sem microporosidade (**Fig.30 A**). Os cristais bem formados desses agregados são uma prova segura de sua origem autigênica (**Fig.30 B; vide Fig.27**). A caulinita pode mostrar, ainda, uma textura criptocristalina, difusa, que não define bem os agregados cristalinos e nem permite visualizar a

A



B

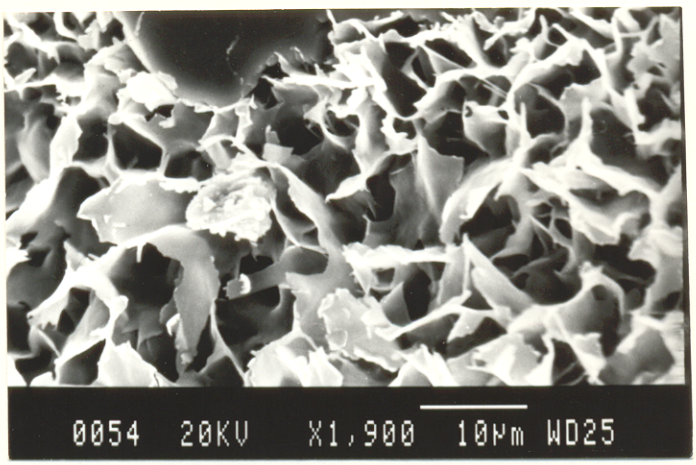


FIG. 28 - DETALHE, AO MEV, DE CLORITA-ESMECTITA E CLORITA AUTIGÊNICAS. (A) CUTÍCULAS DE CLORITA-ESMECTITA PARCIALMENTE ILITIZADAS. NOTAR FORMA DE FAVO IRREGULAR CARACTERÍSTICA; 2-CP-2-PA; 890,70 m. (B) CLORITA COM MORFOLOGIA FAVO-DE-MEL REVESTINDO GRÃO; 1-PB-1-PA; 253,10 m.

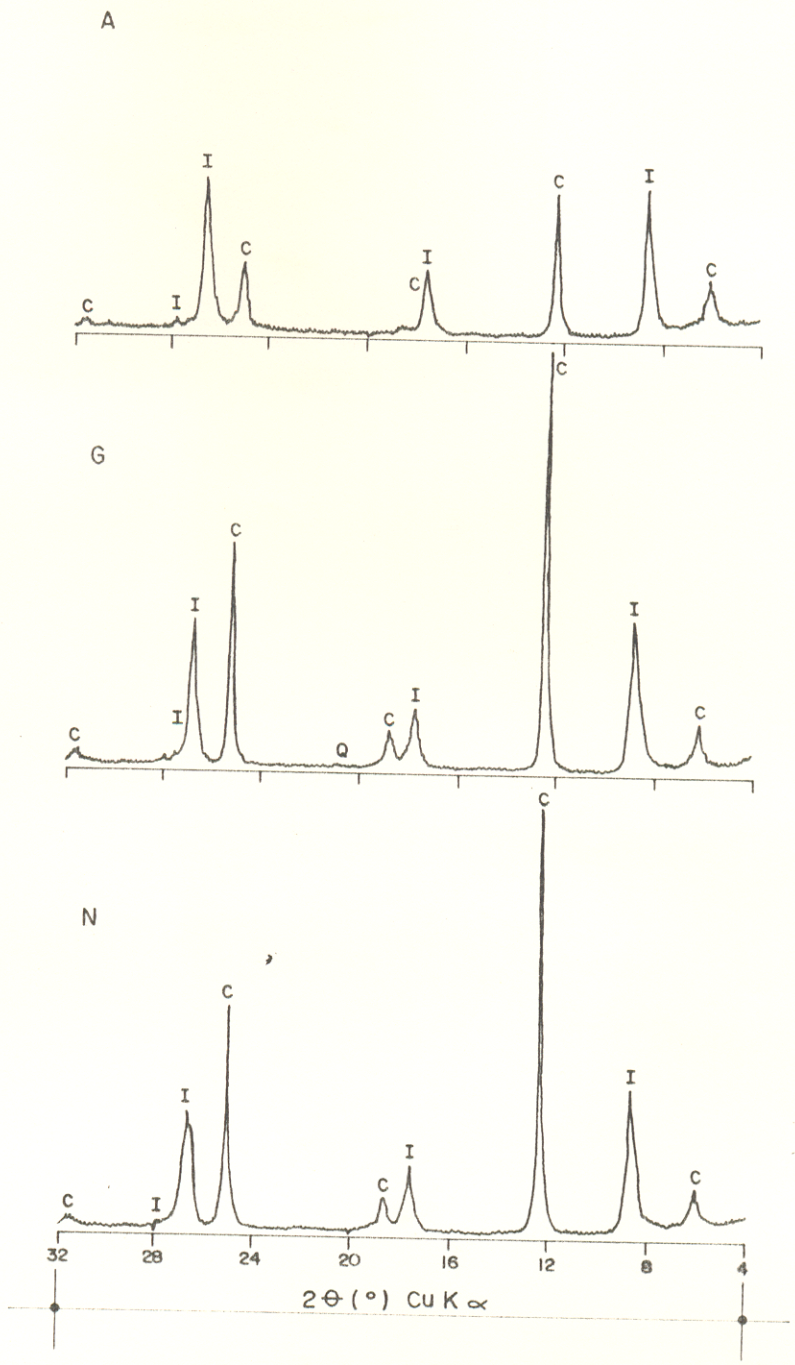
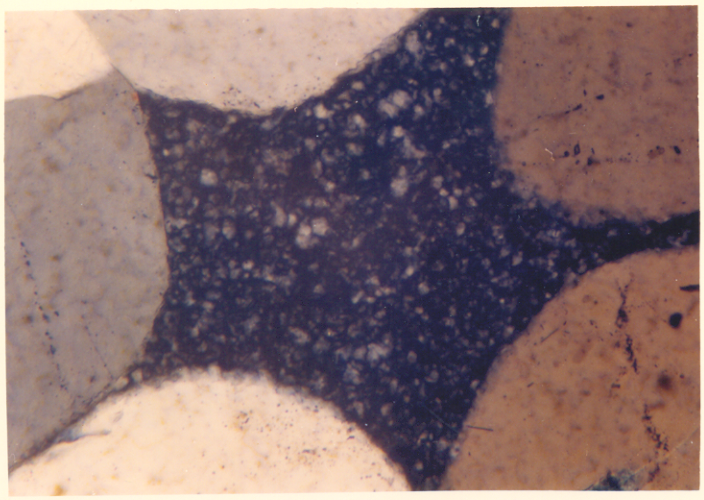
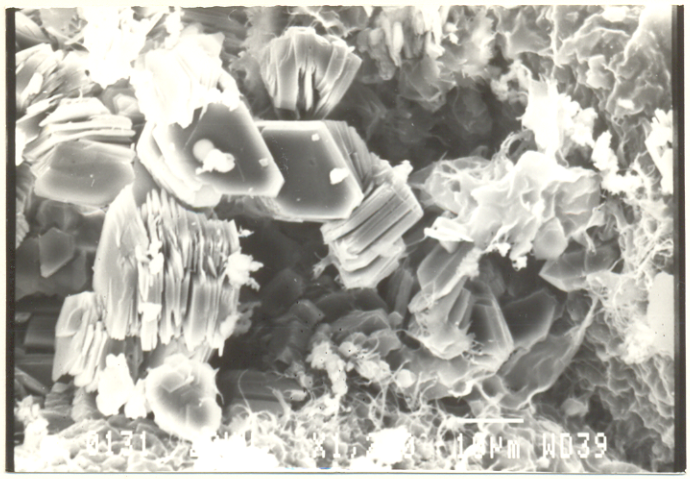


FIG. 29 - DIFRATOGRAMAS DE ARGILOMINERAIS, NA FRAÇÃO MENOR QUE 2 MICRA, DE ARENITO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NO POÇO 1 - TR - 1 - PA; (2.953,50m). C = CLORITA, I = ILITA, Q = QUARTZO. (N = SECA AO AR, G = GLICOLADA E A = AQUECIDA).

A



B



C

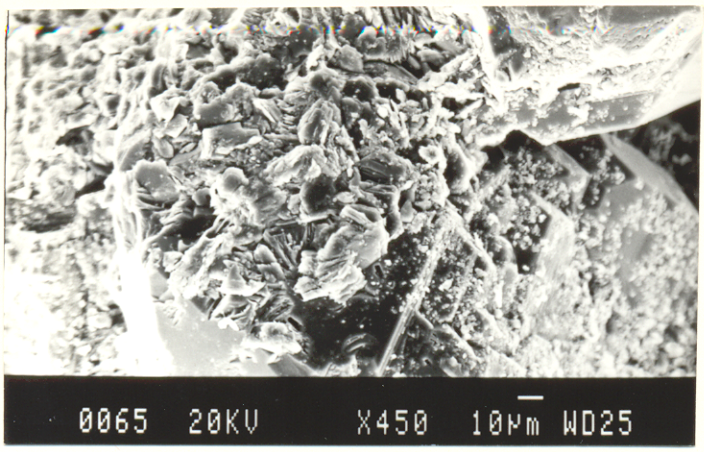


FIG. 30 - CAULINITA AUTIGÊNICA. (A) CAULINITA OCUPANDO TOTALMENTE POROS INTERGRANULARES; 1-CM-2-PA; 259,40 m; XN. (B) DETALHE, AO MEV, DE CAULINITA BEM CRISTALIZADA, ASSOCIADA A ILITA-ESMECTITA E ILITA FIBROSAS PREENCHENDO POROS; 1-FC-1-PA; 832,20 m. (C) FOTOMICROGRAFIA ELETRÔNICA DE CAULINITAS RELACIONADAS A ALTERAÇÃO DO FELDSPATO POTÁSSICO; 1-CM-2-PA; 259,40 m.

microporosidade. Este tipo com pouca cristalinidade pode estar associado diretamente a feldspatos com feições de caulinitização parcial, como constatado pelo MEV (Fig.30 C).

Por vezes, agregados de caulinita estão associados a pequenos cristais euédricos de quartzo tardio e esporadicamente ocorrem substituídos por ilita (pseudomorfo) (vide Fig.26 C).

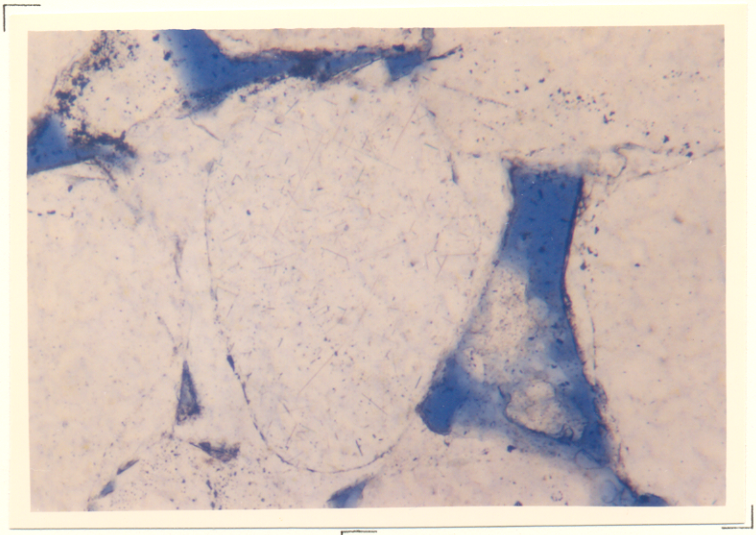
4.4.2 - Quartzo

O quartzo autigênico aparece de três maneiras: a) na forma de crescimento secundário em continuidade ótica sobre núcleos de quartzo; b) como pequenos cristais euédricos (quartzo tardio) e; c) como quartzo criptocristalino.

Duas gerações de crescimento secundário de quartzo são detectadas em todas as litofácies da Formação Monte Alegre, em quantidades bastante variáveis, registrando-se teores que variam de 0% a 13,8%. Estas fases são discriminadas do grão quando estão presentes linhas de descontinuidades, marcadas por "impurezas" (fundamentalmente argila) entre o grão detrítico e o cimento, pela presença de inclusões apenas nos grãos (Fig.31 A) e pela presença de faces romboédricas bem desenvolvidas que se projetam para dentro dos poros primários ou que coalescem posteriormente formando uma linha de contorno com aspecto serrilhado, denominada borda de compromisso. As margens retas dos grãos de quartzo, sem linhas de impurezas, também sugerem a presença de crescimento secundário de quartzo.

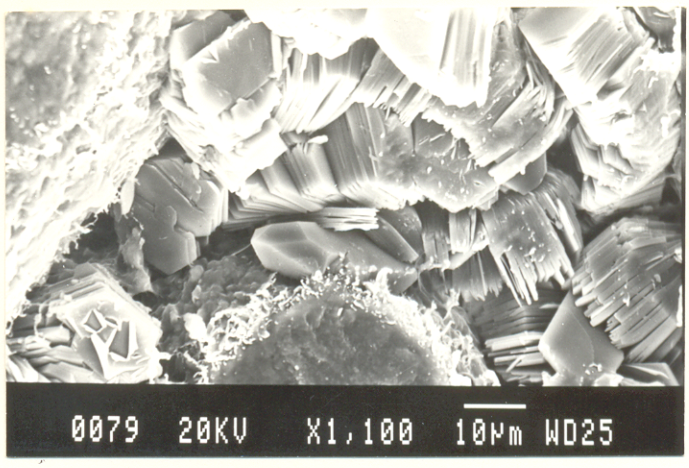
A primeira fase de crescimento de quartzo

A



100 µ

B



C

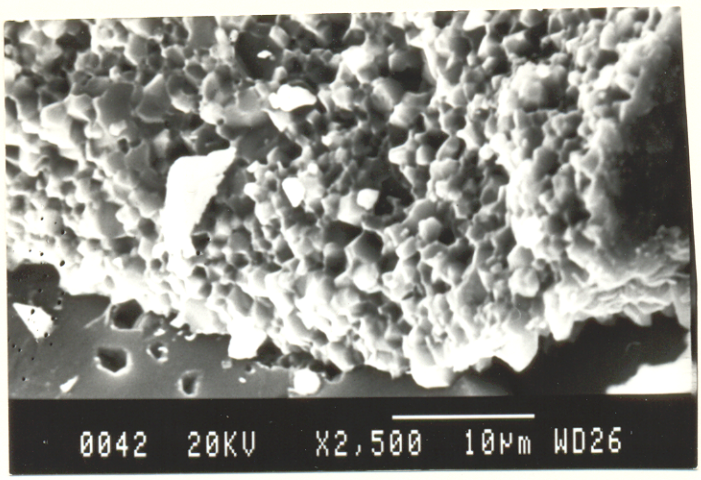


FIG. 31 - QUARTZO AUTIGÊNICO. (A) CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO BEM DESENVOLVIDO SOBRE GRÃO RICO EM INCLUSÕES DE RUTILO; 2-CP-2-PA; 259,40 m. //N. (B) FOTOMICROGRAFIA ELETRÔNICA DE UM CRISTAL DE QUARTZO TARDIO, POSTERIOR A FORMAÇÃO DE ILITA-ESMECTITA (REVESTINDO GRÃOS) E DE CAULINITAS AUTIGÊNICAS; 1-FC-1-PA; 838,50 m. (C) DETALHE, AO MEV, DE INTENSO PROCESSO DE SILICIFICAÇÃO (QUARTZO CRIPTOCRISTALINO) NA SUPERFÍCIE DE UM GRÃO DE QUARTZO. NOTAR CRISTAIS MENORES DO QUE 10 MICRA; 1-CM-2-PA; 251,60 m.

(eodiagenético) é extremamente localizada e caracterizada pela presença concomitante ou posterior de argila de infiltração.

A segunda geração de crescimento secundário de quartzo (mesodiagenético) não aparece envolvida por cutículas de argila. Neste segundo episódio, mais expressivo que o anterior, o cimento quartzoso mostra-se bem desenvolvido sobre grãos de granulometria média a grosseira, enquanto que em grãos mais finos tende a ser menos desenvolvido e irregular, algo semelhante ao observado por James et al. (1986) no Arenito Nugget em Wyoming. Em algumas partes da litofácies Abm esse cimento de quartzo está ausente ou em quantidades muito baixas, devido a presença de espessas cutículas de argila, que quando contínuas ao redor dos grãos, isolam-os do contato com fluidos intersticiais. Amostras com cimento carbonático ou gipsífero precoce, em quantidades suficientes para isolar os grãos dos fluidos intersticiais, também inibem a segunda fase de crescimento de quartzo. Por outro lado, quando o cimento carbonático ou gipsífero e cutículas de argila não estão presentes ao redor dos grãos, a cimentação silicosa se desenvolve apreciavelmente, chegando até a ocupar localmente todos os poros principalmente no centro da Bacia.

O crescimento secundário de quartzo não envolvido por cutículas de argila pode apresentar feições de corrosão, que frequentemente estão associadas com restos de carbonato substituindo parcialmente as margens desse crescimento.

O quartzo tardio não apresenta sinais de corrosão. Se aloja essencialmente em poros secundários, sobre crescimentos secundários e frequentemente está associado a caulinita

autigênica (**Fig.31 B**).

O quartzo criptocristalino não é muito comum nos arenitos estudados, ocorrendo apenas no poço 1-CM-2-PA com teores modais variando de traço a 8% do volume da rocha. Ocorre precipitado na superfície dos grãos (**Fig.31 C**) ou como uma massa geralmente preenchendo totalmente o espaço poroso intergranular. Neste caso, seu padrão de distribuição é muito semelhante ao de uma matriz sílitico argilosa.

4.4.3 - Feldspato

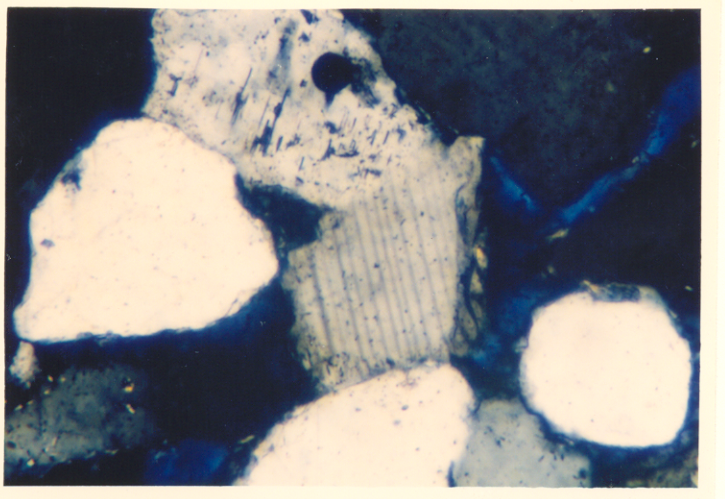
Feldspatos autigênicos ocorrem na forma de crescimentos secundários e, subordinadamente, como cristais euédricos de albita tardia. O crescimento secundário sobre grãos de feldspatos detríticos (feldspato potássico e plagioclásio) normalmente é muito restrito e frequentemente está associado aos crescimentos secundários de quartzo. Nem sempre apresenta continuidade ótica com os grãos hospedeiros que, por vezes, mostram alterações para sericita ou ilita e/ou poros intragranulares (**Fig.32 A**).

Albita tardia ocorre no interior dos poros secundários, onde está frequentemente associada a clorita revestindo grãos (**Fig.32 B**).

4.4.4 - Calcita, Dolomita e Anquerita

O cimento carbonático é o principal componente autigênico nos arenitos da Formação Monte Alegre, atingindo até 34,5% do volume da rocha. Ocorrem três tipos cimentantes

A



500 µ

B

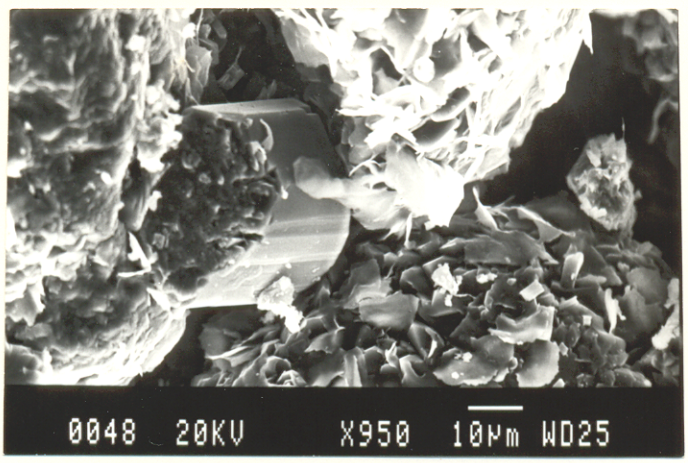


FIG. 32 - FELDSPATO AUTIGÊNICO. (A) CRESCIMENTOS SECUNDÁRIOS DE FELDSPATOS SOBRE GRÃOS DETRÍTICOS DE ORTOCLÁSIO E PLAGIOCLÁSIO. NOTAR GRÃO DE ORTOCLÁSIO PARCIALMENTE DISSOLVIDO E AUSÊNCIA DE CONTINUAÇÃO ÓTICA ENTRE O GRÃO DE PLAGIOCLÁSIO E O CIMENTO; 2-CP-2-PA; 851,10 m; XN. (B) DETALHE, AO MEV, DE UM CRISTAL DE ALBITA NO INTERIOR DE PORO INTERGRANULAR ASSOCIADO A FRAGMENTO ARGILOSO E CLORITA AUTIGÊNICA; 2-CP-2-PA; 851,10 m.

distintos: calcita, dolomita e anquerita.

A calcita aparece como cimento precipitado no espaço poroso tanto primário como secundário e substituindo crescimento secundário de quartzo e os grãos de feldspatos (envolvidos ou não por cutículas de argila). Além disso, é comum a presença de feições de dissolução nesse cimento calcítico.

A primeira geração de cimento de calcita precoce (não ferrosa) consiste de cristais dispostos em franjas isópacas, ao redor dos grãos aloquímicos (pelóides e oólitos; **vide Fig.23 B,C**), encontrados na parte superior da Formação Monte Alegre (litofácies Am). Ocorre com frequência substituido por dolomita não ferrosa.

Uma segunda geração de calcita, ainda, precoce é representada por um mosaico de cristais anédricos de granulometria fina, precipitados no espaço poroso primário dos sedimentos eólicos. Mostra uma distribuição irregular, sob a forma de manchas que englobam diversos grãos do arcabouço. Este cimento, em geral, é do tipo pobre em ferro ou sem ferro, embora ocorram variações para membros ricos em ferro. Na maioria das vezes está totalmente substituído por dolomita ferrosa **(Fig.33 A)**, que preserva a textura do cimento anterior. As principais evidências da precipitação precoce são: cimentação carbonática envolvendo fragmentos de rochas dúcteis ou intraclastos argilosos não deformados; ausência de crescimento secundário de quartzo anterior a calcita precoce e; rocha com empacotamento frouxo onde os grãos flutuam na massa carbonática ou apresentam contatos pontuais.

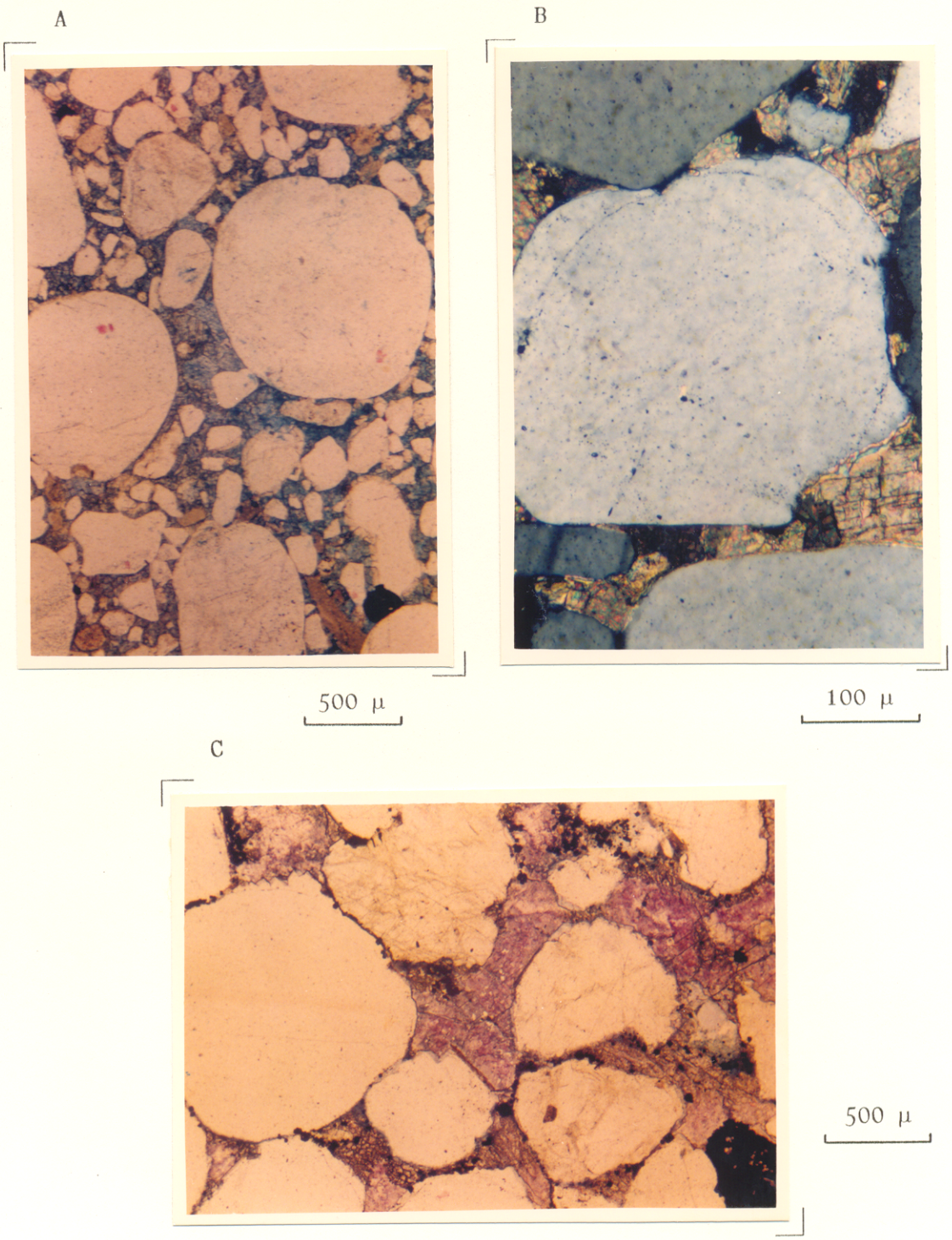


FIG. 33 - CALCITA E DOLOMITA AUTIGÊNICA. (A) CRISTAIS DE CALCITA PRECOCE CIMENTANDO TOTALMENTE A POROSIDADE PRIMÁRIA. A COLORAÇÃO ESVERDEADA (DEVIDO AO FERRICIANETO DE POTÁSSIO) INDICA UMA SUBSTITUIÇÃO QUASE COMPLETA POR DOLOMITA FERROSA; 1-FC-1-PA; 833,10 m; //N. (B) CIMENTO CALCÍTICO OBLITERANDO PARCIALMENTE A POROSIDADE REMANESCENTE À PRECIPITAÇÃO DE CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO. NOTAR CRESCIMENTO DE QUARTZO COMEÇANDO A SER SUBSTITUIDO PELA CALCITA, NAS SUAS MARGENS; 1-FC-1-PA; 833,10 m. XN. (C) CALCITA FERROSA (PÚRPURA, DEVIDO AO FERRICIANETO DE POTÁSSIO) OCUPANDO POROSIDADE SECUNDÁRIA. NOTAR PEQUENOS CUBOS DE PIRITA ASSOCIADOS; 1-PB-1-PA; 255,40 m; //N.

Uma terceira fase de cimentação calcítica (mesodiagenética) ocorre sob a forma de cristais subeuedrais de granulometria média a grosseira. É bastante comum apresentar uma textura poiquilotópica. Caracteriza-se por substituir parcial a totalmente os grãos do arcabouço e crescimentos secundários de quartzo (**Fig.33 B**), e pela sua composição rica em ferro (**Fig.33 C**). A substituição dos grãos de feldspatos pelo cimento calcítico ocorre preferencialmente a partir dos planos de clivagens, superfícies de macias e, subordinadamente, do núcleo (mais cálcico). O microclínio se mostra mais resistente à substituição carbonática do que o ortoclásio e o plagioclásio, que podem estar completamente substituídos.

Dolomita não ferrosa (eodiagenética) ocorre substituindo pelóides, oólitos e o cimento de calcita precoce. Essa dolomita, substituindo grãos aloquímicos, aparece escura e microcristalina. Por outro lado, é mais clara e grosseira quando substitui as franjas isópacas (**vide Fig.23 C**).

Dolomita ferrosa e anquerita ocorrem sob a forma de cristais romboédricos, de dimensões variáveis, isolados ou agrupados no interior dos poros. É comum constatar-se, ainda, dolomita ferrosa substituindo completamente o cimento calcítico (**Fig.33 A**) e feições de dissolução atestadas por microporosidade.

Os cristais de anquerita (**Fig.34**) podem ser encontrados flutuando nos poros secundários sem mostrar feições de corrosão. Distingue-se da dolomita ferrosa por apresentar coloração azul escura (quando tingida), dimensões menores e formas euédricas. Algumas vezes os cristais apresentam bordas

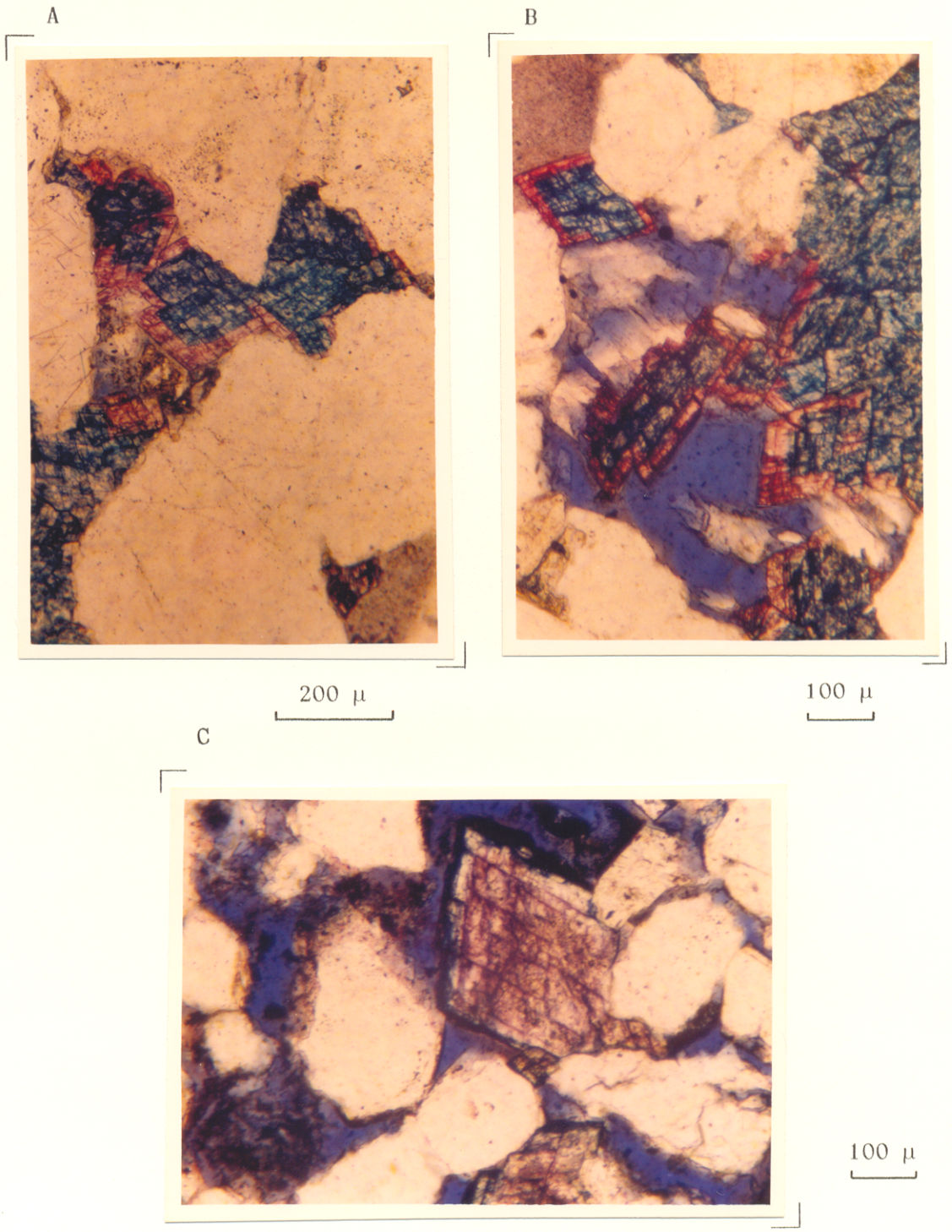


FIG. 34 - ANQUERITA E CALCITA AUTIGÊNICAS. (A) CIMENTO DE ANQUERITA (AZUL ESCURO, DEVIDO AO FERRICIANETO DE POTÁSSIO) OBLITERANDO POROSIDADE SECUNDÁRIA. NOTAR BORDAS AVERMELHADAS (TINGIDAS PELA ALIZARINA) INDICANDO UMA VARIAÇÃO COMPOSICIONAL; 2-CP-2-PA; 890,50 m; //N. (B) CRISTAIS EUÉDRICOS DE ANQUERITA CIMENTANDO GRÃOS E CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO. NOTAR ROMBOEDROS ZONADOS, COM NÚCLEO DE ANQUERITA E AS PORÇÕES EXTERNAS DE CALCITA NÃO FERROSA (COR VERMELHA, DEVIDO A ALIZARINA); 2-CP-2-PA; 890,50 m; //N. (C) ROMBOEDRO DE ANQUERITA TOTALMENTE SUBSTITUIDO POR CALCITA NÃO FERROSA (COR RÓSEA, DEVIDO A ALIZARINA). NOTAR BORDAS DO CRISTAL ASSOCIADAS COM OPACOS; 2-CP-2-PA; 875,00 m; //N.

calcíticas, resultantes de um processo de desdolomitização subsequente associado ao desenvolvimento de minerais opacos em suas bordas.

4.4.5 - Gipsita e Anidrita

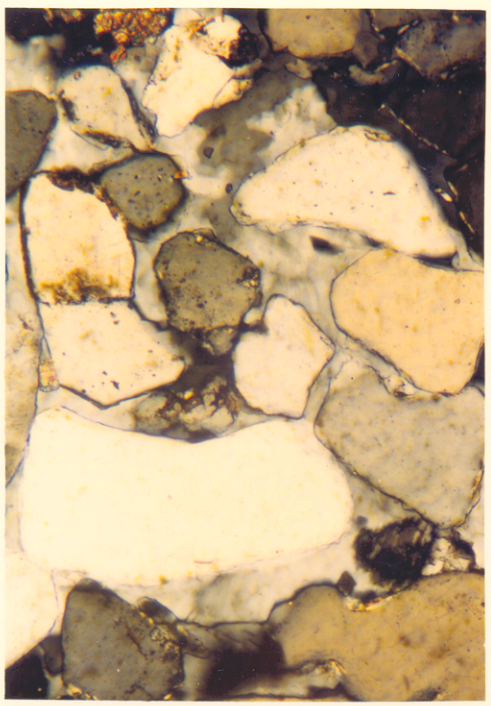
Gipsita e anidrita raramente ocorrem nos arenitos da Formação Monte Alegre. O cimento gipsífero é poiquilotópico, envolvendo vários grãos do arcabouço (**Fig.35 A**). Esporadicamente ocorrem veios de gipsita fibrosa, paralelos ao acamamento, preenchendo fraturas da rocha. As fibras milimétricas são alinhadas verticalmente ao acamamento. Sua relação com a calcita precoce indica uma contemporaneidade.

Algumas amostras de arenitos marinhos e, subordinadamente, eólicos podem conter anidrita, porém sempre em quantidades que não ultrapassam 5% do volume da rocha. Esse mineral está frequentemente associado ao cimento carbonático ou gipsífero. Ocorre como pequenos cristais anédricos entre os grãos ou como cristais maiores de textura poiquilotópica. Neste caso, os grãos do arcabouço flutuam ou apresentam contatos pontuais (**Fig.35 B**). A observação através do MEV destaca a morfologia dos cristais de anidrita substituindo gipsita (**Fig.35 C**). A relação entre calcita pobre em ferro e anidrita (com hábito de gipsita) indica que esta é uma fase diagenética posterior.

4.4.6 - Pirita

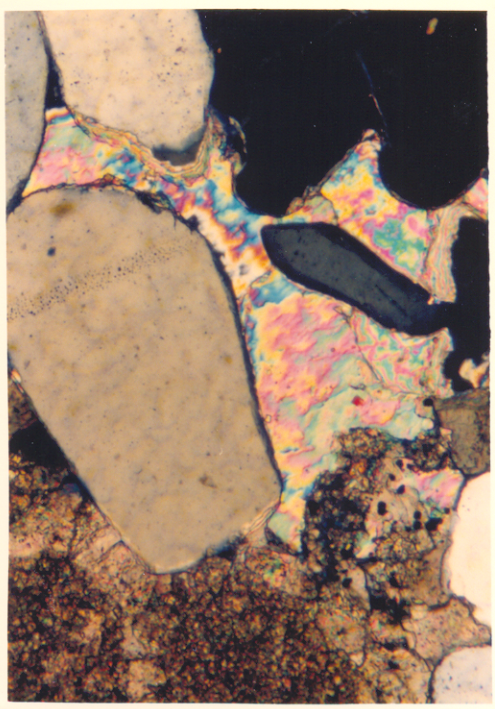
A pirita autigênica raramente excede 1% do volume da rocha. Ocorre como agregados irregulares, disseminados na

A



100 µ

B



100 µ

C

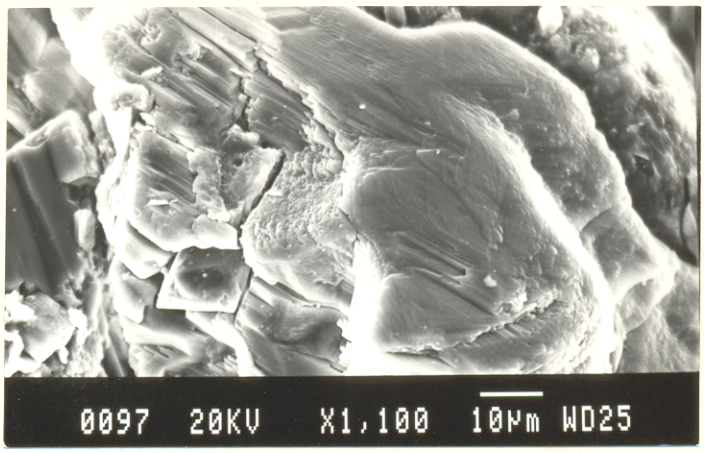


FIG. 35 - GIPSITA E ANIDRITA AUTIGÊNICAS. (A) CIMENTO DE GIPSITA POIQUILOTÓPICO OBLITERANDO A POROSIDADE PRIMÁRIA. NOTAR AUSÊNCIA DE COMPACTAÇÃO MECÂNICA; 1-CM-2-PA; 239,40 m; XN. (B) CRISTAL DE ANIDRITA (PSEUDOMORFO DE GIPSITA) ENVOLVENDO GRÃOS DO ARCABOUÇO; 1-PB-1-PA; 205,40 m. XN. (C) DETALHE, AO MEV, DE ANIDRITA SUBSTITUINDO GIPSITA PRECOCE, ASSOCIADA A CIMENTO CALCÍTICO. OBSERVAR A PRESERVAÇÃO PARCIAL DO HÁBITO DA GIPSITA; 1-CM-2-PA; 239,40 m.

rocha (**Fig.36 A**) ou como pequenos cristais euédricos a subédricos, isolados ou agrupados (**Fig.36 B,C**). Está presente em todas as litofácies, precipitada nos poros secundários ou substituindo parcialmente agregados de argilas infiltradas mecanicamente, fragmentos de rochas pelíticas, intraclastos argilosos, pseudomatriz e biotita.

4.4.7 - Anatásio

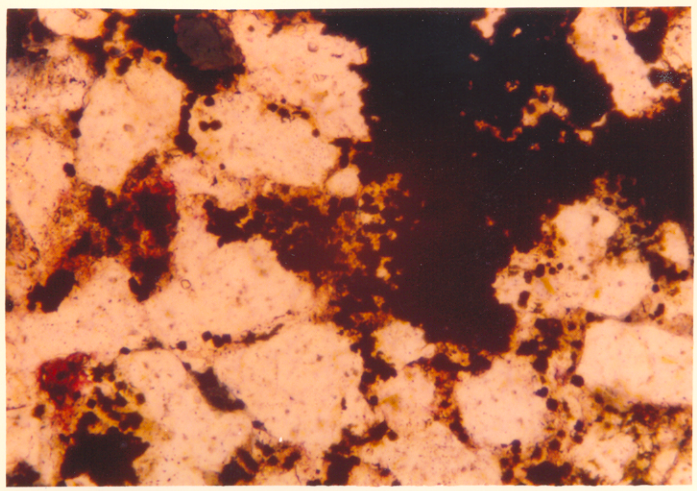
Anatásio autigênico ocorre na Formação Monte Alegre apenas como traço. Encontra-se sob a forma de pequenos cristais euédricos, geralmente tabulares, isolados ou agrupados nos poros secundários (**Fig.37**), sobre grãos ou cimento carbonático e junto à pirita, clorita e argilas de infiltração.

4.5 - Espaço Poroso

4.5.1 - Relação entre Porosidade e Permeabilidade

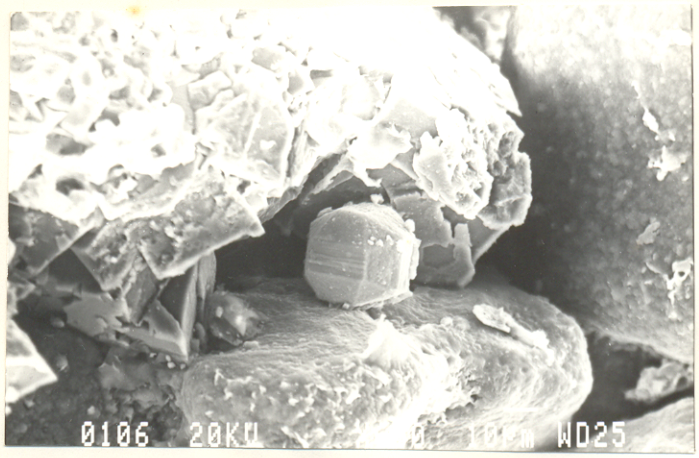
O espaço poroso é ocupado por fluidos que incluem ar, água e/ou hidrocarbonetos. A porosidade fornece informações sobre a capacidade armazenadora da rocha, enquanto a permeabilidade indica a sua capacidade de transmissão de fluidos. Na **Fig.38** observa-se uma correlação positiva entre a porosidade e a permeabilidade de arenitos da Formação Monte Alegre. O gráfico mostra que arenitos com permeabilidade baixa (<10 md) apresentam porosidade média de 11%; arenitos com permeabilidade regular (variando entre 10 e 100 md) possuem porosidade média de 16%; e arenitos com permeabilidade boa (entre 100 e 1000 md) apresentam porosidade média de 18%.

A

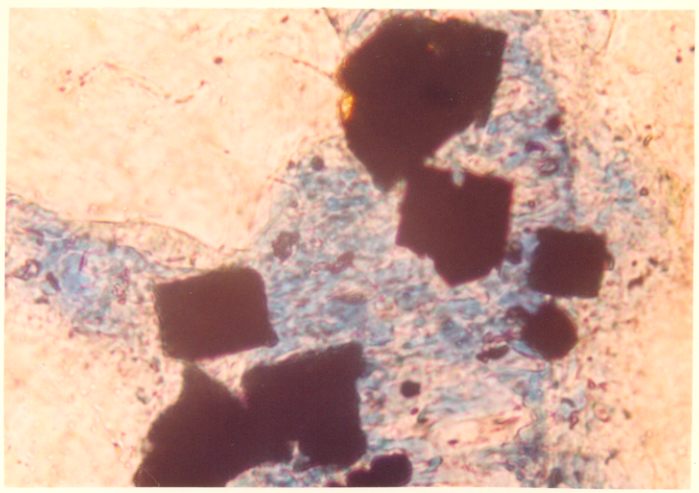


60 μ

B



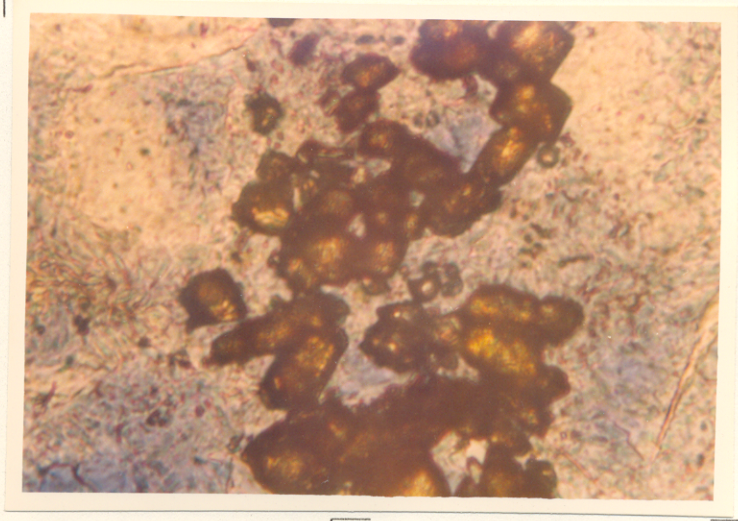
C



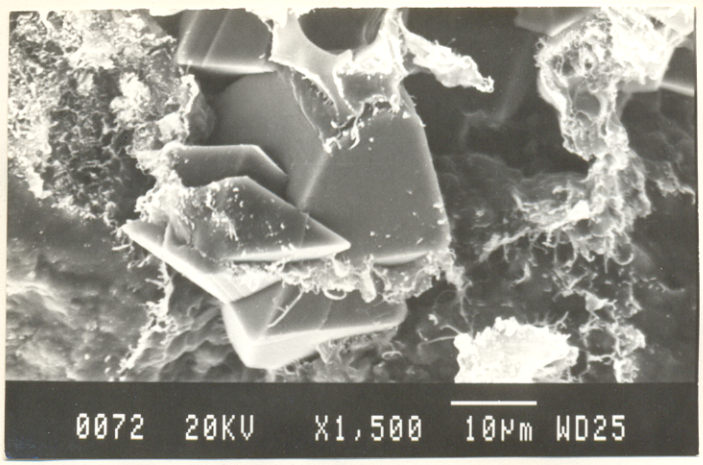
30 μ

FIG. 36 - PIRITA AUTIGÊNICA. (A) CIMENTO DE PIRITA PREENCHENDO POROS E SUBSTITUINDO GRÃOS; 1-FC-1-PA; 837,00 m. //N. (B) DETALHE, AO MEV, DE PIRITA MICROCRISTALINA ENTRE CIMENTO CALCÍTICO E GRÃO DE QUARTZO; 1-PB-1-PA; 205,40 m. (C) CRISTAIS EUÉDRICOS AGRUPADOS EM POROS SECUNDÁRIOS; 1-PB-1-PA; 242,95 m; //N.

A



B



C

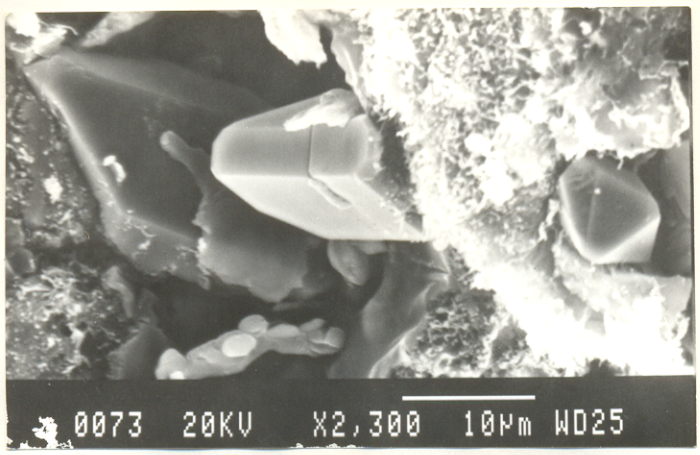


FIG. 37 - ANATÁSIO AUTIGÊNICO. (A) CRISTAIS DE ANATÁSIO PRECIPITADOS JUNTO A CLORITAS AUTIGÊNICAS; 2-CP-2-PA; 909,30 m; //N. (B) FOTOMICROGRAFIA ELETRÔNICA DE CRISTAIS BIPIRAMIDAIS DE ANATÁSIO PRECIPITADOS, EM PORO INTERGRANULAR, JUNTO A CUTÍCULAS DE ILITA-ESMECTITA (RICA EM ILITA); 1-FC-1-PA; 838,50 m. (C) DETALHE, AO MEV, DE CRISTAIS DE ANATÁSIO TABULARES NO INTERIOR DE POROS; 1-FC-1-PA; 838,50 m.

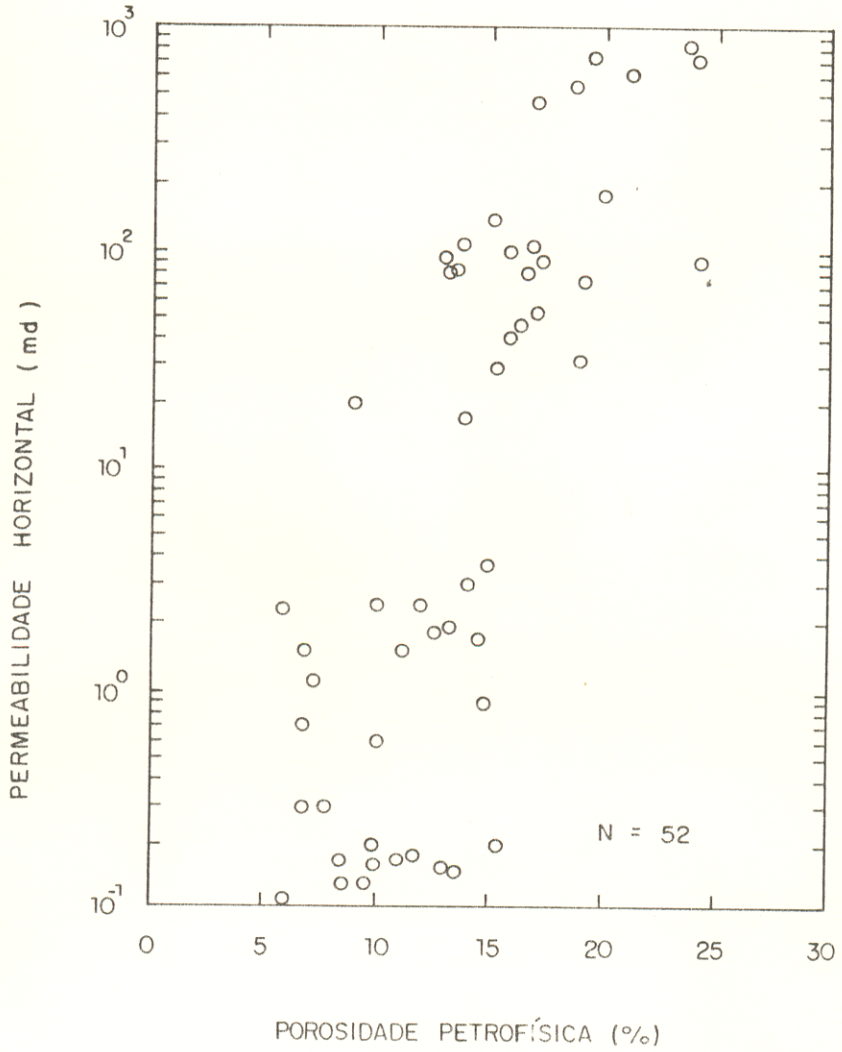


FIG. 38 - GRÁFICO DE POROSIDADE VERSUS PERMEABILIDADE PARA OS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE. VALORES DE PERMEABILIDADE MENORES DO QUE 10 md PERTENCEM AS LITOFÁCIES Ac , Al , Ao , Abt E Am , ENQUANTO VALORES MAIS ELEVADOS SÃO CARACTERÍSTICOS DAS LITOFÁCIES Abm E Al.

Portanto, um aumento de 2% a 3% na porosidade petrofísica tende, em geral, a melhorar a permeabilidade por um fator de 10.

4.5.2 - Porosidade

Nos arenitos da Formação Monte Alegre a porosidade total em seção delgada varia de 0% a 26%, enquanto medidas petrofísicas mostram valores entre 2,9% e 27%. Com base na **Fig.39** pode-se observar que os valores de porosidade obtidos pela análise petrofísica excedem nitidamente os valores petrográficos. As seções delgadas dos arenitos bem cimentados por carbonatos (>20%) apresentam porosidade entre 0% e 5%, enquanto valores petrofísicos variam de 2,9% a 8,2%. Tais diferenças, em média de 3%, parecem ser causadas principalmente pela microporosidade inter e/ou intracristal em parte não visível sob o microscópio. Já as seções delgadas do restante das amostras apresentam porosidades que variam de 7,6% a 26% e correspondem a valores petrofísicos entre 13,1% e 27%. Essas diferenças frequentemente são maiores do que 5% e provavelmente se devem à microporosidade relacionada com a matriz (vide subítem 4.3) e/ou argilominerais autigênicos.

O estudo de poros em lâminas mostrou a grande participação da porosidade secundária no espaço poroso. Esses poros secundários são reconhecidos pela ocorrência de diversas feições estabelecidas por Schmidt & McDonald (1979 a) e por Shanmugam (1985). Tais aspectos incluem: grãos e crescimentos secundários corroídos; restos de cimento e substituições; heterogeneidade no empacotamento; zonas adjacentes com porosidades diferentes; moldes de grãos com ou sem cutículas de

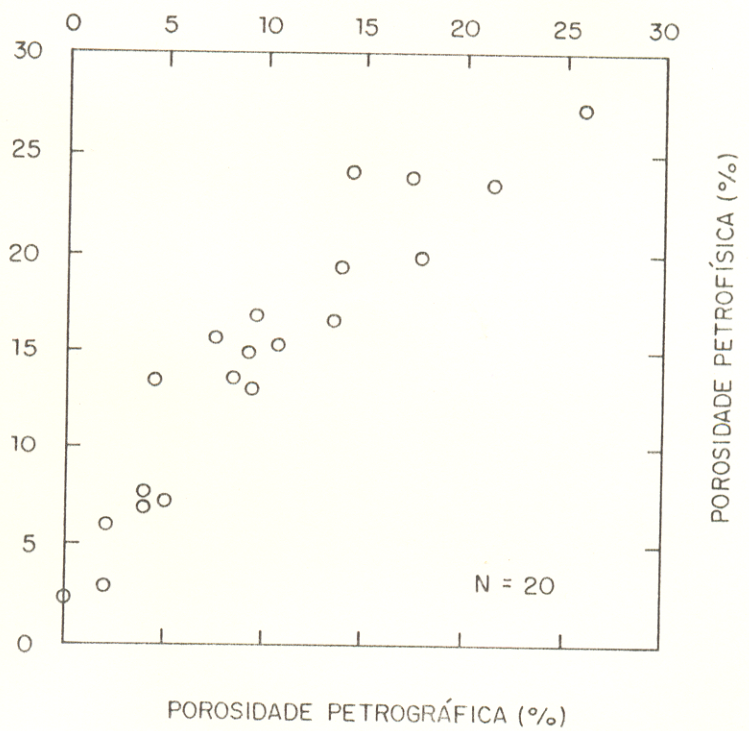


FIG. 39 - GRÁFICO DE POROSIDADE PETROGRÁFICA VERSUS POROSIDADE PETROFÍSICA PARA OS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE. N = NÚMERO DE AMOSTRAS.

argila; poros agigantados e alargados; poros intraconstituintes (dominantemente em grãos de feldspatos); porosidade de encolhimento ou de contração; e grãos fraturados.

Com base nos trabalhos de Pittman (1979) e Schmidt & McDonald (1979 b) foram identificados nos arenitos da Formação Monte Alegre cinco tipos de poros: intergranulares, intragranulares, microporos, de contração e de fratura.

A porosidade intergranular, que representa cerca de 80% da porosidade total, pode ser aparentemente primária ou secundária pela dissolução de cimento carbonático. Poros "primários" não apresentam restos de cimento dissolvido. Mostram formato triangular (**Fig.40 A,B**) ou limites mais ou menos côncavos. Possuem contornos lisos que indicam ausência de corrosão de grãos detríticos ou de crescimentos secundários, principalmente de quartzo. Poros intergranulares secundários são geralmente alargados e reconhecidos pela presença de grãos corroídos, restos de cimento carbonático no seu interior (**Fig.40 C**) e heterogeneidade de empacotamento. Originam-se da dissolução parcial a total do cimento carbonático, que havia precipitado no espaço poroso intergranular, substituindo parcialmente grãos detríticos do arcabouço e/ou minerais autigênicos de fases cimentantes anteriores como, por exemplo, crescimento secundário de quartzo. Por vezes, o cimento carbonático não é corrosivo, como indicado pelas bordas dos poros lisas ou retilíneas. A ausência de restos de cimento dissolvido na maioria das vezes não permite fazer distinção entre porosidade primária e secundária. Neste caso, em poros secundários a cimentação carbonática poderia não ter sido

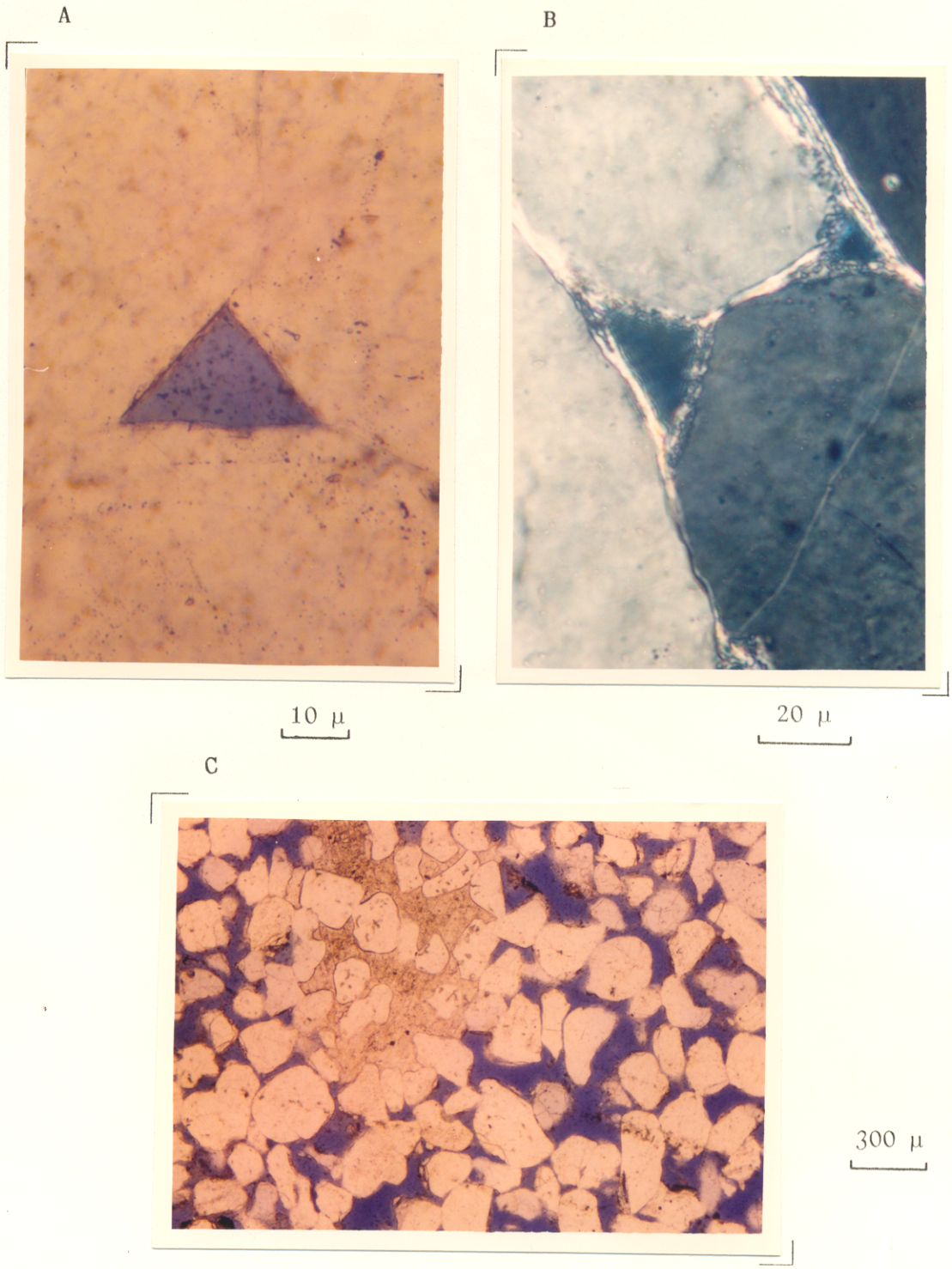


FIG. 40 - POROSIDADE INTERGRANULAR (EM AZUL). (A) POROSIDADE "PRIMÁRIA" REDUZIDA POR CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE QUARTZO; 1-CM-2-PA; 259,40 m; //N. (B) POROS "PRIMÁRIOS" FORRADOS POR ESPESSAS CUTÍCULAS DE ARGILAS MECANICAMENTE INFILTRADAS; 1-PB-1-PA; 235,25 m; XN. (C) POROSIDADE SECUNDÁRIA CRIADA PELA DISSOLUÇÃO DE CIMENTO CARBONÁTICO. NOTAR RESTOS DESSE CIMENTO; 1-FC-1-PA; 839,60 m; //N.

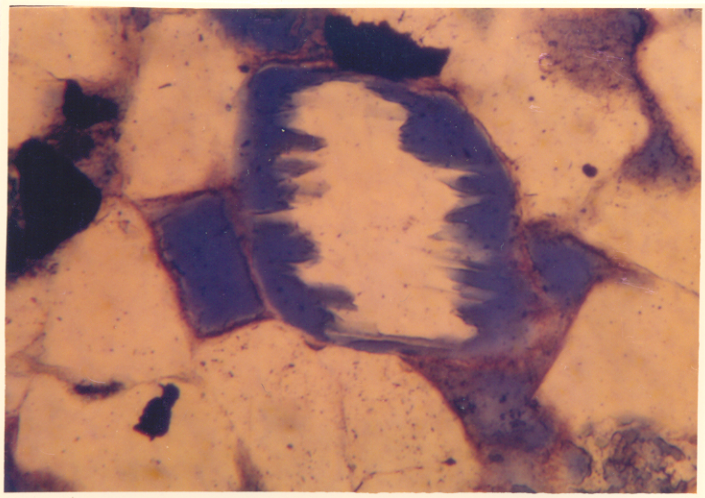
agressiva e o cimento seria totalmente dissolvido.

A porosidade intragranular representa aproximadamente 14% da porosidade total. Ocorre em maior quantidade e intensidade nos grãos de feldspato potássico (**Fig.41 A,B**) onde pode ser formada pela dissolução parcial ou total de minerais de substituição (carbonato). A evidência dessa dissolução é indicada pela presença de grãos com microporos ou alveolados com ou sem restos de minerais de substituição ao longo dos planos de clivagem (**vide Fig.21 B**) e pela presença de cutículas de argila ou de cimento circundando os moldes de grãos. Poros bem maiores que os grãos adjacentes, denominados de agigantados, ocorrem como traço nos arenitos estudados.

Microporos são poros normalmente menores do que algumas micra. Estão associados principalmente aos argilominerais detríticos de origens diferentes (matriz deposicional, de bioturbação, de fluidificação, de infiltração e de compactação) e aos argilominerais autigênicos (caulinita, ilita, clorita e interestratificados) precipitados no espaço poroso (**Fig.42 A**). Subordinadamente encontra-se cimento carbonático com microporos inter e/ou intracristalinos. A quantificação dos microporos, feita indiretamente através da diferença entre a porosidade total (medida no porosímetro) e a identificada em seção delgada, mostrou nos arenitos estudados um valor médio de 6% da porosidade total.

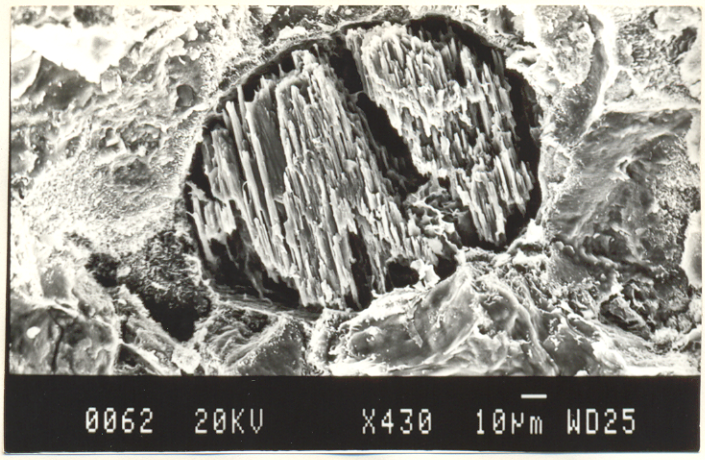
Porosidade de contração é frequente, principalmente, em certos níveis flúvio-eólicos da Formação Monte Alegre, sendo formada pelo encolhimento das argilas de infiltração (**Fig.42 B**) e, subordinadamente, dos intraclastos

A

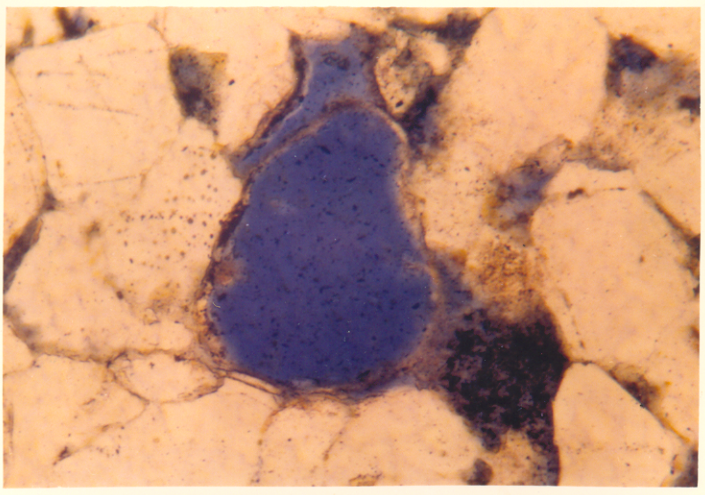


100 µ

B



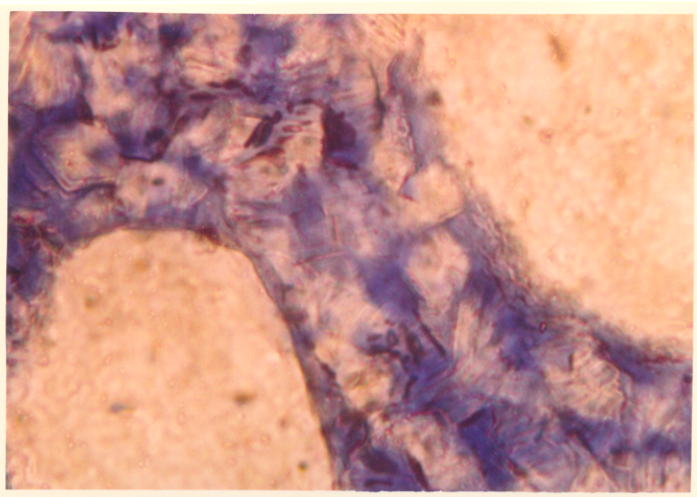
C



100 µ

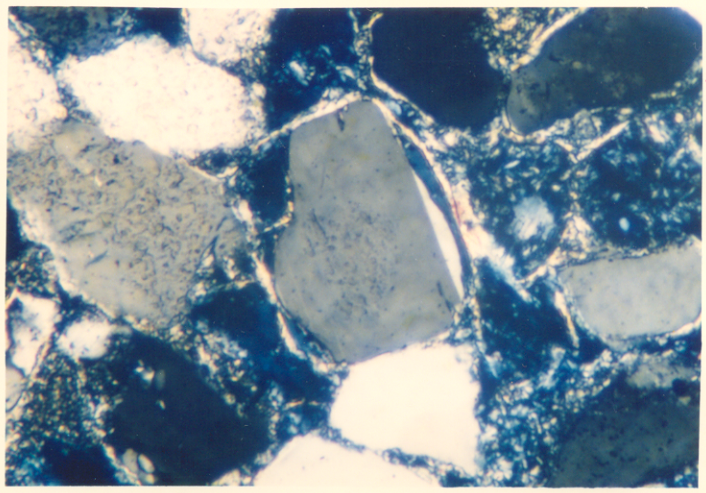
FIG. 41 - POROSIDADE INTRAGRANULAR (EM AZUL). (A) POROSIDADE INTRAGRANULAR CRIADA PELA DISSOLUÇÃO PARCIAL DO GRÃO DE FELDSPATO POTÁSSICO; 1-PB-1-PA; 242,10 m; //N. (B) FOTOMICROGRAFIA ELETRÔNICA DE UM GRÃO ALVEOLADO DE FELDSPATO POTÁSSICO, PARCIALMENTE DISSOLVIDO, ORIGINANDO POROSIDADE INTRAGRANULAR; 1-PB-1-PA; 242,10 m. (C) PORO MÓLDICO DEIXADO PELA DISSOLUÇÃO COMPLETA DE UM GRÃO DE FELDSPATO POTÁSSICO. NOTAR AURÉOLA DE ARGILA ENVOLVENDO ESSE PORO; 2-CP-2-PA; 898,80 m; //N.

A



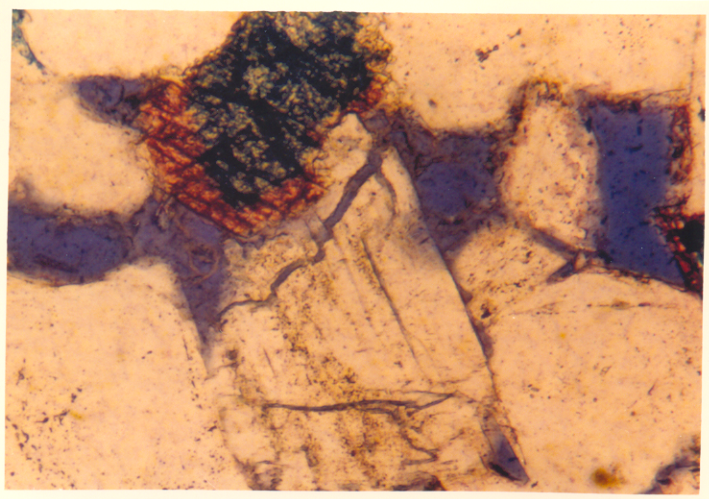
10 μ

B



100 μ

C



100 μ

FIG. 42 - VARIEDADES DE POROSIDADE SECUNDÁRIA (EM AZUL). (A) MICROPOROSIDADE ASSOCIADA A PLACAS DE CAULINITAS AUTIGÊNICAS; 1-FC-1-PA; 830,40 m; //N. (B) POROSIDADE SECUNDÁRIA DE CONTRAÇÃO DE CUTÍCULAS DE ARGILA, GERADA POR SUA ILITIZAÇÃO; 1-PB-1-PA; 238,95 m; XN. (C) POROSIDADE DE FRATURA, GERADA POR COMPACTAÇÃO MECÂNICA, EM GRÃO DE FELDSPATO POTÁSSICO; 2-CP-2-PA; 890,50 m; //N.

argilosos, quando há perda de água da sua estrutura durante o processo de ilitização diagenética das esmectitas. A contração descola as cutículas dos grãos, formando poros irregulares e deixando seus fragmentos soltos no interior desses poros.

Porosidade de fratura é formada pelo microfraturamento de grãos ou até da própria rocha. Ocorre em quantidade inexpressiva em grãos de quartzo e mais frequentemente em grãos de feldspatos **(Fig.42 C)**.

4.5.3 - Permeabilidade

Nos arenitos da Formação Monte Alegre foi observado que a permeabilidade é maior nas litofácies que apresentam grandes estruturas (estratificação cruzada), enquanto que valores baixos dessa, mas não necessariamente de porosidade, estão relacionados às litofácies que apresentam estruturas de pequena escala ou que foram retrabalhadas. Assim, arenitos com laminação bimodal (litofácies Abm) e com laminação plano-paralela (litofácies Al) mostram os melhores valores de permeabilidade, enquanto baixos valores são apresentados essencialmente pelos arenitos bioturbados (litofácies Abt) e maciços (litofácies Am) **(vide Fig.38)**.

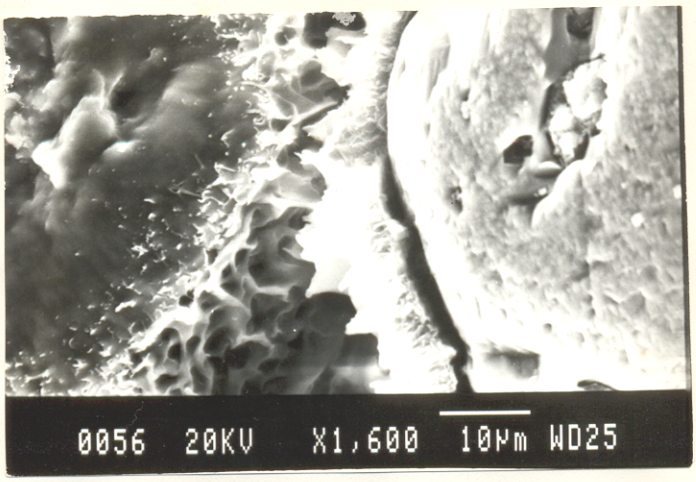
Os tipos de porosidade também influênciam na maior ou menor permeabilidade. A porosidade de dissolução de cimento (intergranular) representa uma macroporosidade efetiva, que frequentemente encontra-se conectada por grandes gargantas que facilitam uma maior circulação de fluidos no interior da rocha **(vide Fig.40 C)**. A porosidade de dissolução de grãos (intragranular), apesar de representar, do mesmo modo, uma

macroporosidade efetiva, apresenta, normalmente, pouca conexão com a porosidade de dissolução de cimento, contribuindo pouco para o fluxo dos fluidos nos arenitos estudados (**vide Fig.41**). Os microporos tendem a inibir a permeabilidade, uma vez que a elevada superfície específica destes retém grandes volumes de água.

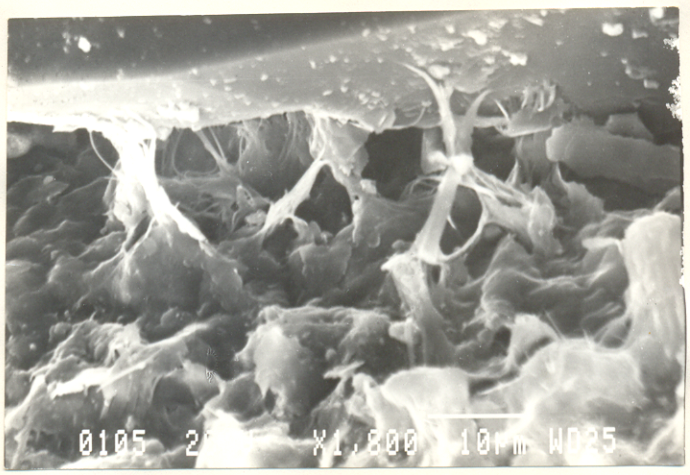
Níveis de arenito com cimentação carbonática ou quartzosa bem desenvolvida modificam sensivelmente a geometria porosa, obliterando praticamente todas as gargantas dos poros, acarretando, da mesma forma, uma forte redução da permeabilidade.

A presença de argila de infiltração, em particular, é bastante danosa à permeabilidade (Molenaar, 1986; Moraes & De Ros, 1988), pois, depois de contraídas e descoladas, fragmentos podem migrar e promover a obliteração das gargantas dos poros. A existência de franjas argilosas e pontes de ilita também ocasiona a obstrução desses espaços porosos e, consequentemente, redução da permeabilidade (**Fig.43 A,B**). Os cristais de caulinita, por sua vez, localizados em grandes poros secundários intergranulares, tendem a obliterar as gargantas de poros, não causando, entretanto, grandes empecilhos à movimentação dos fluidos (**Fig.43 C; vide Fig.42 A**). Outro problema relativo a transmissão dos fluidos é a expansão de esmectitas, ou interestratificados ilita-esmectita, que em contato com água doce podem obstruir esses espaços porosos.

A



B



C

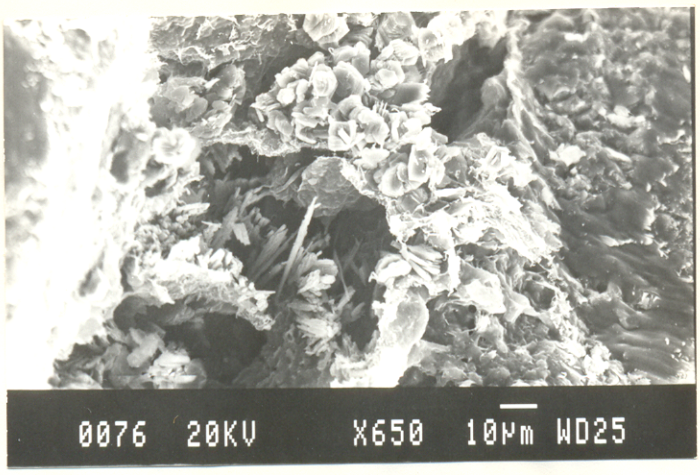


FIG. 43 - FOTOMICROGRAFIA ELETRÔNICA DA GEOMETRIA DE POROS. (A) GARGANTA DE PORO OBLITERADA POR FRANJA DE ILITA-ESMECTITA SOBRE O GRÃO (À DIREITA) E MATRIZ DE INFILTRAÇÃO (ILITA-ESMECTITA); 1-PB-1-PA; 242,10 m. (B) GARGANTA DE PORO OBLITERADA POR PONTES DE ILITA E MATRIZ DE INFILTRAÇÃO (ILITA-ESMECTITA) QUE INIBEM A PERMEABILIDADE; 2-CP-2-PA; 890,70 m. (C) SISTEMA POROSO INTERGRANULAR COM CAULINITA, ILITA-ESMECTITA E ILITA INFLUENCIANDO NA MAIOR OU MENOR PERMEABILIDADE; 1-FC-1-PA; 838, 50 m.

4.6 - Classificação dos Arenitos

Os arenitos da Formação Monte Alegre, apesar de apresentarem diversas litofácies arenosas, ocorrem predominantemente dentro de uma faixa composicional. O diagrama triangular de Folk (1980) mostra a composição atual (diagenética) dos arenitos estudados (**Fig.44 B**), cujo valor médio é 87% de quartzo, 11,5% de feldspatos e 1,5% de grãos líticos. Ocorrem 1% de arcósios; 4,8% de sublitarenitos; 91,3% de subarcósios e 2,9% de quartzarenitos.

Diferenças composicionais são verificadas ao se analisar separadamente as litofácies fluviais (Ac + Al), de interdunas (Al + Ao) e de dunas (Abm). Os arenitos fluviais são mais líticos, os de interdunas mais feldspáticos e os de dunas mais quartzosos. A diferença composicional entre essas litofácies depende também da granulometria das mesmas, ou seja, as mais grosseiras tendem a ser mais líticas, enquanto as mais finas tendem a ser mais feldspáticas.

Para a avaliação da composição original (deposicional) dos arenitos da Formação Monte Alegre considera-se a porção dos grãos substituidos e/ou dissolvidos bem como a matriz gerada pela deformação dos clastos pelíticos. Consequentemente a composição na época da deposição desses arenitos foi, em média, 5,5% mais feldspática e 2% mais lítica (**Fig.44 C,D**).

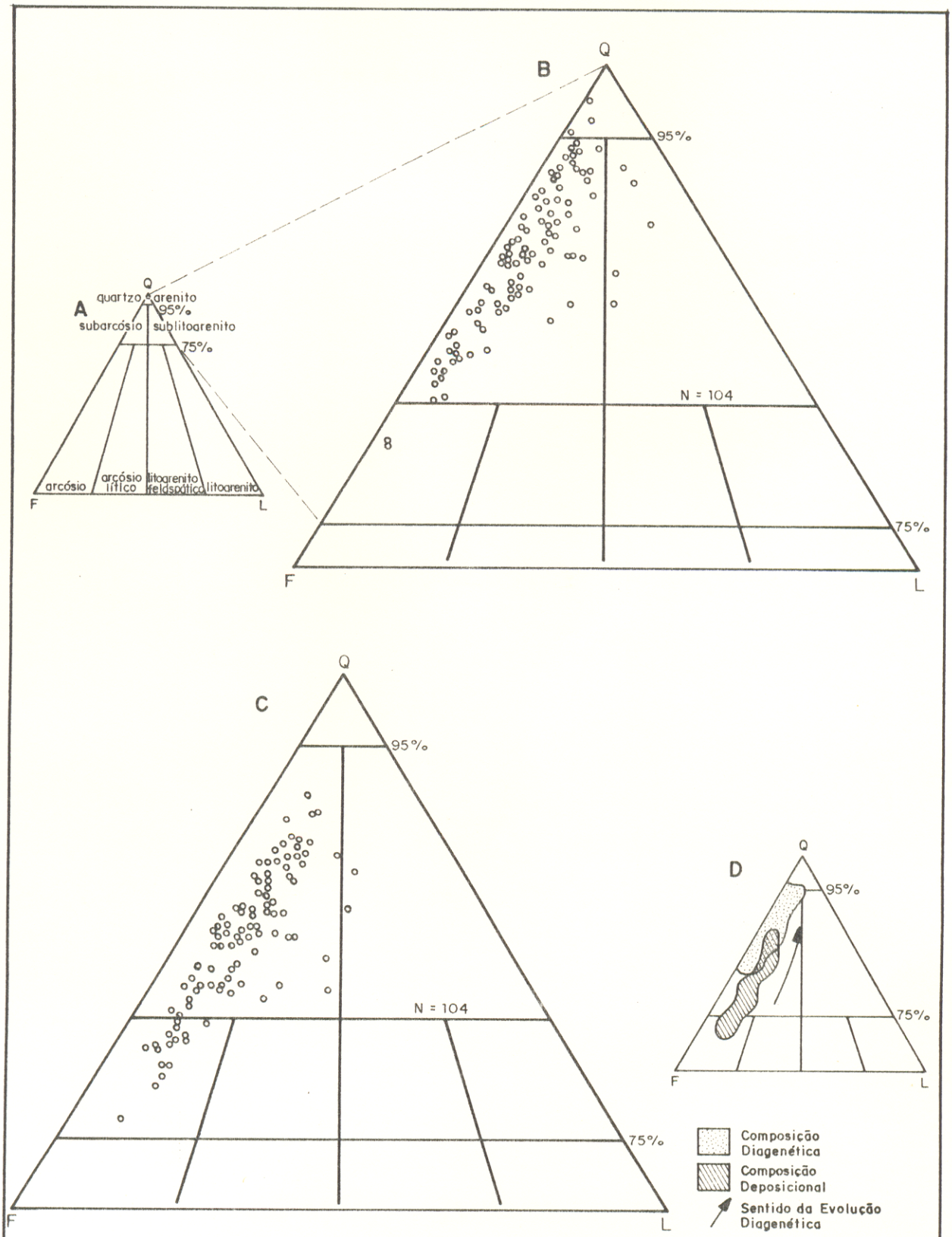


FIG. 44 - CLASSIFICAÇÃO COMPOSICIONAL DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS. (A) DIAGRAMA TRIANGULAR DE FOLK (1980). (B) COMPOSIÇÃO ATUAL (DIAGENÉTICA). (C) COMPOSIÇÃO ORIGINAL (DEPOSICIONAL). (D) SENTIDO DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA. Q = QUARTZO, F = FELDSPATOS, L = FRAGMENTOS LÍTICOS E N = NÚMERO DE AMOSTRAS.

4.7 - Evolução Diagenética

4.7.1 - Considerações Gerais

Entende-se por diagênese todos os processos e reações inorgânicas e orgânicas que afetam os sedimentos desde o final da sua deposição, durante seu progressivo soterramento, até a marcante transformação da sua textura e/ou composição original pelo metamorfismo ou erosão. O campo de atuação da diagênese estende-se até cerca de 5 a 7 Km de profundidade, abrangendo, segundo Blatt (1979), um amplo intervalo de temperatura (0 a 200 °C), pressão (1 a 2000 atm) e composição das águas intersticiais variando de doce a hipersalina. Portanto, temperatura e pressão em subsuperfície, composição química dos fluidos intersticiais e composição mineralógica dos sedimentos são os principais fatores responsáveis pelas transformações diagenéticas que controlam a permoporosidade das rochas-reservatório e influenciam na geração e transporte de hidrocarbonetos.

Schmidt & McDonald (1979 a) adaptaram para as rochas siliciclásticas as divisões do campo diagenético formuladas por Choquette & Pray (1970) na caracterização da porosidade de rochas carbonáticas. Tais divisões abrangem a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. A eodiagênese é caracterizada por processos próximos ou na superfície de sedimentação, onde a química das águas intersticiais é controlada pelo ambiente deposicional. Na mesodiagênese os processos ocorrem em subsuperfície durante o soterramento efetivo dos sedimentos, desde profundidades capazes de isolar as

rochas da influência superficial até a passagem para o campo de metamorfismo. A telodiagênese inclui os processos na ou próximos à superfície de erosão de rochas previamente submetidas a um soterramento seguido de soerguimento.

4.7.2 - Características das Águas de Formação

Os processos diagenéticos ocorrem essencialmente na presença de água. A composição química dos fluidos de poros é constantemente mudada devido a mistura de diferentes massas de água, metabolismo bacteriano, reações entre grãos do arcabouço e a água intersticial e, ainda, alteração da matéria orgânica (Smosna, 1988). Portanto, para a melhor compreensão das reações físicas e químicas que ocorrem nos sedimentos é importante que se conheça os tipos e as ambientações das águas de subsuperfície.

Entende-se por águas de formação aquelas atualmente presentes no espaço poroso das rochas, independentemente do ambiente original de deposição do pacote sedimentar. A salinidade de uma água de formação é o seu teor total de sólidos dissolvidos que, segundo Dickey (1969), aumenta com a profundidade e idade da unidade estratigráfica. Esses sólidos são principalmente cloretos, sulfatos, carbonatos e bicarbonato de sódio, magnésio e cálcio (Ferreira, 1988).

O estudo dos regimes hidrológicos das bacias sedimentares permite que se determine o cenário ambiental no qual a diagênese dos arenitos ocorre. Com esse objetivo, Galloway & Hobday (1983) e Galloway (1984) reconheceram três tipos de regimes hidrológicos nas bacias sedimentares: o

meteórico, o compactacional e o termobárico, diferenciados pela origem e natureza das águas intersticiais. O regime meteórico atua nas porções mais rasas das bacias (geralmente até 100 m de profundidade), onde a água é recarregada por infiltração de águas de superfície ou de precipitação. O regime compactacional é caracterizado pela expulsão ascendente e lateral das águas (conatas ou meteóricas) contidas nos poros da pilha sedimentar devido a compactação da mesma. O regime termobárico atua nas partes mais profundas das bacias, onde a água pode ser liberada de minerais hidratados sob pressões e temperaturas elevadas.

Na área estudada, as águas produzidas a partir dos reservatórios Monte Alegre (testes de formação) mostram um gradiente de salinidade normal com a profundidade (**Fig.45 A**), mas inversa com relação a porosidade (**Fig.45 B**). Em outras palavras, o decréscimo de salinidade em direção as bordas da Bacia é atribuido a infiltração e consequente diluição das águas de formação pelas águas meteóricas que invadiram os pacotes mais porosos e permeáveis da Formação Monte Alegre (principalmente a litofácies Abm: dunas eólicas). Na área do poço 2-CP-2-PA, em particular, a salinidade baixa novamente (**Fig.45 B**) sugerindo que houve uma influência de águas meteóricas provavelmente através de falhas e fraturas.

A partir dos 1000 m de profundidade as águas de formação tornam-se mais salinas (> 100000 ppm), o que sugere um regime compactacional a termobárico dominado pela expulsão de água conata dos níveis pelíticos da Formação Curuá ou da própria Formação Monte Alegre (litofácies Fl: lagos salgados do deserto), que estão concentrados em direção ao centro da Bacia.

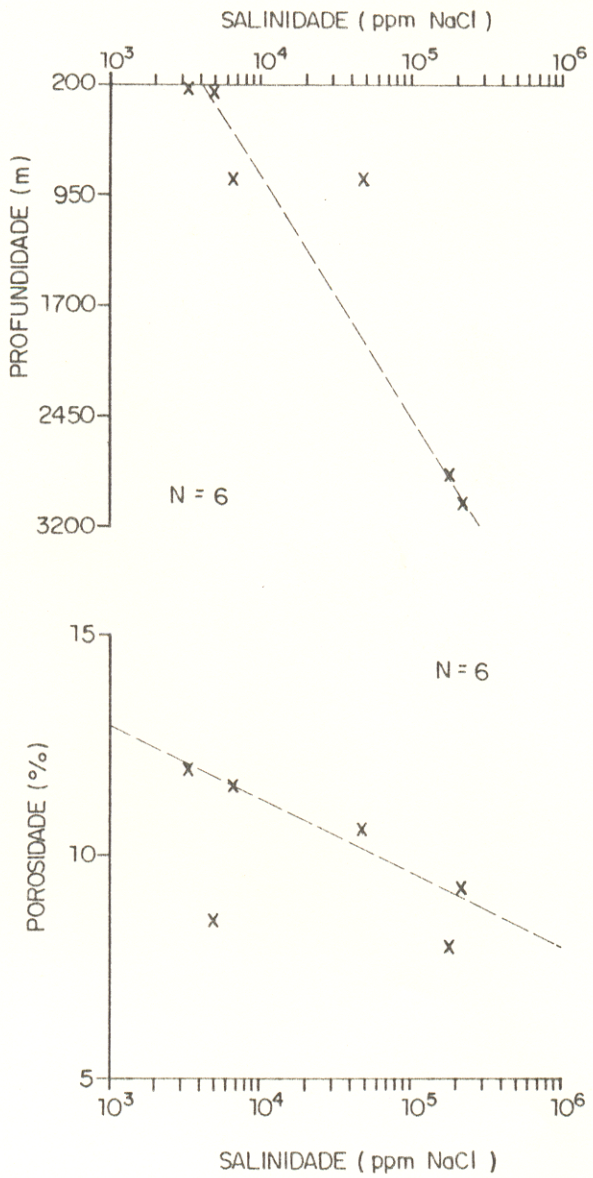


FIG. 45 - CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS. (A) CORRELAÇÃO ENTRE PROFUNDIDADE E SALINIDADE. NOTAR SALINIDADE ACIMA DE 100.000 ppm RESULTANTE, PROVAVELMENTE, DA REDUÇÃO DA PERMOPOROSIDADE. (B) CORRELAÇÃO ENTRE POROSIDADE E SALINIDADE. NOTAR O AUMENTO DE SALINIDADE DA ÁGUA DE FORMAÇÃO COM A DIMINUIÇÃO DA POROSIDADE. N = NÚMERO DE POÇOS ESTUDADOS.

No caso dessa litofácies provavelmente ocorreram reações de transformações, tais como de esmectita em ilita e clorita e reações orgânicas que liberaram ácidos, CO2 e hidrocarbonetos, conforme indicam os Perfis Compostos dos poços 1-TR-1-PA e 1-BR-1A-PA. Outra fonte adicional de águas com salinidade superior a 100000 ppm seriam os evaporitos da Formação Nova Olinda, apesar de serem encontrados na região central da Bacia a mais de 300 m distante das rochas estudadas.

4.7.3 - Sequência Diagenética e Origem dos Cimentos

As relações texturais observadas entre as fases diagenéticas dos arenitos da Formação Monte Alegre permitem propor a ordem temporal relativa dos eventos pós-deposicionais **(Fig.46)**. A evolução diagenética representa processos desenvolvidos, nas diferentes litofácies, durante os estágios eo, meso e telogenético. Notadamente porções arenosas, pouco afetadas pelos processos eodiagenéticos, foram modificadas pela mesodiagênese, que foi a principal responsável pela baixa permoporosidade na Formação Monte Alegre.

Apesar de cada litofácies apresentar algumas diferenças importantes, a evolução diagenética dos arenitos estudados pode ser caracterizada, em geral, pela seguinte sequência:

a) Cimentação silicosa incipiente, representada pelo crescimento secundário de quartzo;

b) Infiltração mecânica de argilas;

c) Cimentação carbonática (calcita e dolomita não ferrosas) e gipsífera;

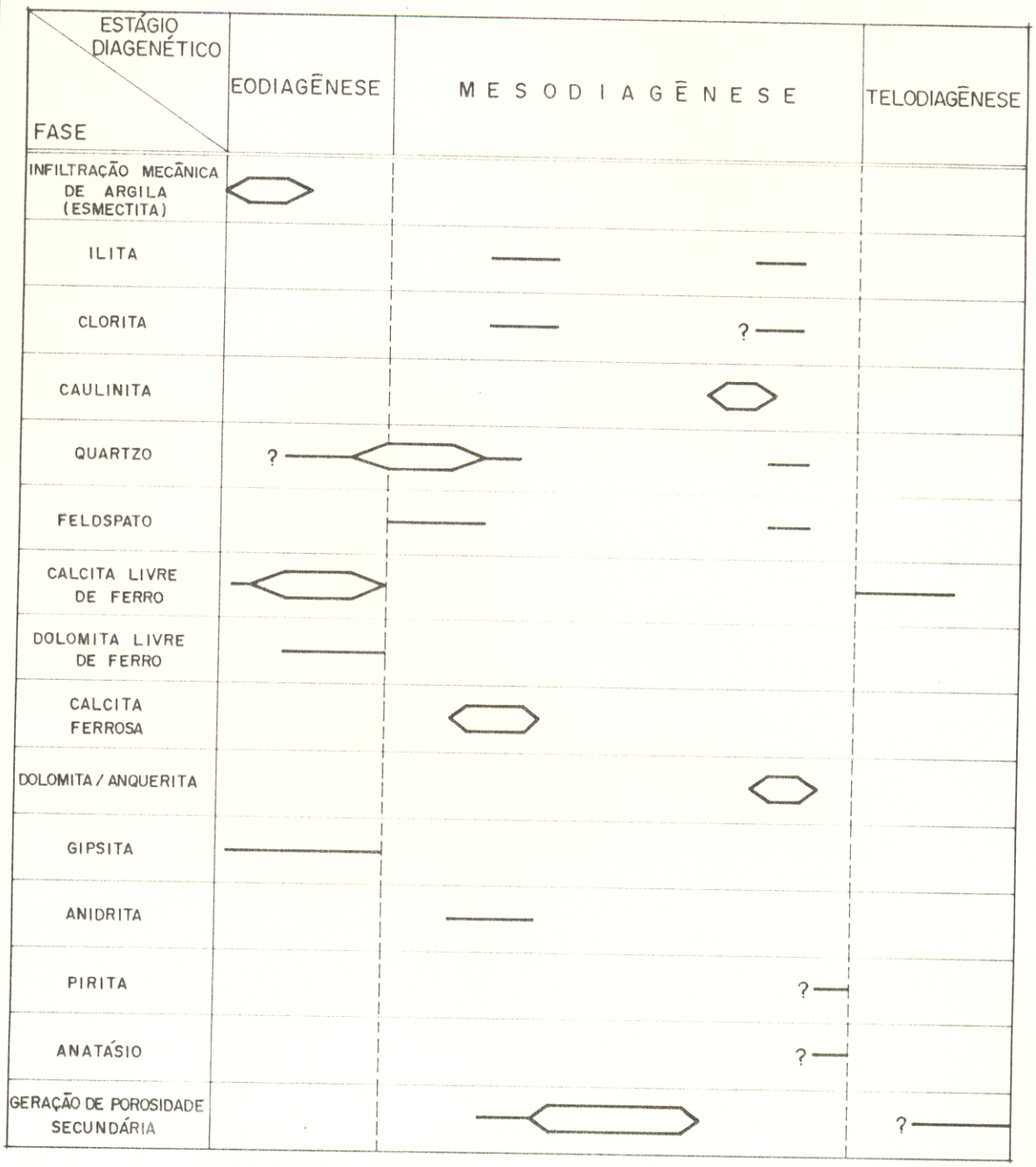


FIG. 46 - SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA GERAL PROPOSTA PARA OS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS. A MÁXIMA LARGURA DOS LOSANGOS INDICA A IMPORTÂNCIA VOLUMÉTRICA RELATIVA ENTRE OS DIFERENTES EVENTOS, E O COMPRIMENTO A SUA PROVÁVEL EXTENSÃO NO TEMPO.

d) Compactação mecânica por soterramento resultando numa diminuição da porosidade primária por rearranjo e deformação de grãos;

e) Compactação química evidenciada por interpenetração de grãos;

f) Desenvolvimento principal de crescimentos secundários de quartzo e feldspatos;

g) Cimentação calcítica ferrosa e anidritização de gipsita acompanhada de substituição de grãos do arcabouço e de fases diagenéticas anteriores por carbonato;

h) Geração de porosidade secundária principalmente por dissolução de cimento calcítico e grãos de feldspatos;

i) Precipitação de cimentos tardios como caulinita, quartzo, feldspato, clorita, ilita, dolomita/anquerita, pirita e anatásio;

j) Substituição de dolomita/anquerita por calcita e;

k) Segunda fase de geração de porosidade secundária por dissolução localizada de cimentos carbonáticos tardios e de grãos feldspáticos.

Variações nessa sequência são interpretadas como influência das características texturais, composicionais e essencialmente da diagênese precoce sobre cada litofácies ou associação de litofácies.

A sequência diagenética dos arenitos fluviais (litofácies Ac + Ai), ricos em fragmentos argilosos, caracteriza-se por ter sido bastante afetada pela compactacão mecânica que se encarregou de obstruir o espaço poroso primário pela geração de matriz de compactação (pseudomatriz) que dificultou a presença de fases diagenéticas posteriores.

A seguência diagenética dos arenitos eólicos (litofácies Abm, Al e Ao) foi influenciada parcialmente pelos processos eodiagenéticos e mostra pouca cimentação por crescimento secundário de quartzo, devido a presença de espessas cutículas de argila infiltrada mecanicamente.

No caso do arenito lacustre (litofácies Abt) a sequência diagenética é principalmente função da argila infiltrada mecanicamente e introduzida pela bioturbação que obstruiu a porosidade original dos sedimentos.

A sequência diagenética dos arenitos litorâneos a marinho rasos (litofácies Am), foi influenciada essencialmente pela cimentação precoce calcítica e gipsífera.

A seguir são analisadas cada uma das fases diagenéticas que atuaram nos arenitos da Formação Monte Alegre.

Crescimentos secundários de quartzo podem ser gerados em condições eogenéticas particulares (Blatt et al. 1980), mas, geralmente, não tem grande importância neste estágio diagenético (De Ros, 1986). Na Formação Monte Alegre a precipitação de quartzo precoce se deu na ausência de cutículas de argila e, provavelmente, em altas temperaturas superficiais (deserto). A fonte deste cimento silicoso poderia ter sido lascas ou poeira de quartzo produzidas por abrasão eólica (litofácies Abm). Lanzarini (1984) também aponta esta fonte para a cimentação dos arenitos da Formação Juruá (antigamente denominada Monte Alegre) na Bacia do Solimões. Da mesma forma interpretam Odom et al. (1979) a origem do quartzo autigênico no Arenito St. Peter.

Outra fase eogenética nos arenitos fluviais e eólicos da Formação Monte Alegre é a infiltração mecânica de argila que ocorreu, logo após a deposição, como cutículas sobre os grãos do arcabouço. Essa argila detrítica acumula-se, geralmente, no nível freático por decantação quando águas lamosas penetram sedimentos arenosos continentais, limpos, porosos e permeáveis. Segundo Walker et al. (1978) a infiltração vertical pode atingir desde alguns centímetros até poucas dezenas de metros.

Nas áreas mais rasas da Bacia do Amazonas as cutículas de argila mostram uma composição esmectítica **(vide Fig.25 B)**, sugerindo que a Formação Monte Alegre esteve submetida nas bordas da Bacia a um menor soterramento e temperatura. No entanto, sua diagênese progressiva, nas áreas mais profundas, resultou na sua transformação em ilita ou clorita, passando por interestratificados ilita-esmectita ou clorita-esmectita. Este processo está acompanhado por uma expressiva diminuição do volume do material argiloso. Sincronicamente, a ilitização das argilas mecanicamente infiltradas nos arenitos causou, ocasionalmente, o desenvolvimento de porosidade de contração evidenciada pelo descolamento e pela fragmentação das cutículas argilosas **(vide Fig.42 B)**. Fundamentado em Dypvik (1983) conclui-se que o desaparecimento de esmectita ocorre entre 65 ^{o} e 75 ^{o} C e a passagem ao interestratificado ilita-esmectita, com proporção de ilita crescente, se dá a temperaturas de até 100 ^{o} C, transformando-se, finalmente, para ilita à temperaturas superiores a essa, conforme sugerido por Boles & Franks (1979). Já o interestratificado clorita-esmectita aparece em tôrno de

90 a 100 °C (Kubler, 1973 ap. Dypvik, 1983), podendo, ainda, transformar-se em clorita no ambiente diagenético (Segonzac, 1970).

Ainda num domínio eodiagenético ocorreram cimentações carbonática e gipsífera que estabilizaram o arcabouço dos arenitos, neutralizando em grande parte os efeitos da compactação mecânica e química. Por outro lado, a ausência desses cimentos em alguns níveis arenosos permitiu uma redução da porosidade primária por compactação mecânica, responsável pela formação de pseudomatriz especialmente na litofácies Ai.

A calcita eodiagenética que ocorre na forma de franjas isópacas na litofácies Am sugere a influência de ambiente meteórico freático. Possivelmente ainda durante esta fase de diagênese, a calcita (sem ferro) foi substituída por dolomita não ferrosa (**vide Fig.23 C**). Nos sedimentos eólicos (litofácies Abm e Al) a porosidade primária foi preenchida por pequenos cristais anedrais de calcita deslocando, na maioria das vezes, os grãos do arcabouço. É provável que essa cimentação esteja relacionada com a introdução de soluções, nas zonas vadosas e freáticas superiores, submetidas à evaporação num ambiente árido a semi-árido, como sugerido, também, pelo cimento de gipsita.

A formação eodiagenética de gipsita é documentada por uma textura de arcabouço aberto e pela ausência de fenômenos de compactação (**vide Fig.35 A**). Onde as condições não foram favoráveis à formação de gipsita, o cimento carbonático precoce se desenvolveu.

Notadamente nos arenitos fluviais (litofácies Ac e Ai), onde a cimentação eogenética foi menos importante ou ausente, observou-se que a compactação mecânica foi mais efetiva na redução da porosidade primária. Os fenômenos da compactação, de expressão local, são a matriz de fluidificação (**vide Fig.24 A**), a matriz de compactação (ou pseudomatriz; **vide Fig.25 C**), a deformacão de lamelas de micas (**vide Fig.23 A**) bem como o fraturamento de raros grãos rígidos (**vide Fig.42 C**), sendo a intensidade da compactação uma função da composicão, granulometria e forma das partículas.

Com a continuação do soterramento segue-se a compactação química que foi mais intensa à grandes profundidades (centro da Bacia), onde a cimentação carbonática precoce foi pouco eficiente. É responsável localmente por níveis com baixa porosidade primária e alta precipitação de cimento quartzoso. Seus efeitos são indicados por feições de dissolução, em forma de contatos côncavo-convexos e suturados entre os grãos e superfícies de estilolitização que ocorrem, notadamente, em arenitos de granulometria fina. Estes arenitos possuem grãos menos arredondados envolvidos por cutículas de argila finíssimas, por vezes descontínuas sobre os grãos, o que favorece a dissolução por pressão.

Relacionado, em parte, com a compactação química (nas partes mais profundas) e ausência ou escassez de argila de infiltração ocorreu o desenvolvimento de crescimento secundário de quartzo diminuindo a qualidade do reservatório. O quartzo autigênico antecede a calcita ferrosa e é posterior as cutículas de argila (**vide Fig.33 B**). Entretanto, na litofácies Abm a

grande quantidade de argila de infiltração inibiu o desenvolvimento desses crescimentos.

Mcbride (1985) cita oito fontes diferentes de sílica para explicar a origem do cimento de quartzo. No caso da Formação Monte Alegre, pelo menos três fontes poderiam ter sido importantes. A primeira seria relacionada com a compactação química, inferida pelos grãos interpenetrados. A sílica dissolvida por este processo provavelmente precipitou nas margens livres dos grãos adjacentes. As feições de compactação química são apenas significativas em maiores profundidades (centro da Bacia), ao longo de arenitos finos a muito finos (litofácies A1), os quais apresentam as maiores concentrações de cimento silicoso mesogenético. Entretanto, segundo Sibley & Blatt (1976), a dissolução por pressão em geral deve fornecer, no máximo, um terço da sílica necessária para a cimentação.

A substituição dos grãos (principalmente feldspatos) por carbonatos e sulfatos poderia ser a segunda fonte de material para a formação de crescimento secundário de quartzo. De acordo com Bjorlykke (1983) um feldspato ao se dissolver pode reprecipitar 40% do seu volume em quartzo. Portanto, feldspatos alveolados e porosidade móldica poderiam ser indicativos de uma outra fonte de sílica para o desenvolvimento de crescimento secundário de quartzo nos arenitos da Formação Monte Alegre.

O crescimento secundário pode estar associado, ainda, a expulsão de água de folhelhos da própria Formação Monte Alegre ou das unidades subjacentes. De acordo com Land (1984) a expulsão dessas águas ocorre sob condições de temperaturas

baixas de, aproximadamente, 40°C. Um certo papel, pela liberação de sílica, teve certamente também a transformação de esmectita em ilita, que ocorre a temperaturas mais elevadas. A precipitação de quartzo é registrada preferencialmente no intervalo de temperatura entre 50° e 90°C (McBride, 1985) ou entre 70° e 100°C (Haszeldine et al., 1984), o que reforça sua origem mesogenética.

Provavelmente o crescimento secundário de feldspato é contemporâneo ao crescimento secundário de quartzo, com o qual é visto preenchendo os mesmos poros **(vide Fig.32 A)**. A precipitação de feldspato autigênico requer soluções diagenéticas ricas em sílica e cátions alcalinos provenientes da própria rocha, através da dissolução de grãos de aluminosilicatos ou de sítios de dissolução mais profundos.

Após a principal fase de cimentação quartzosa, sob a forma de crescimento secundário de quartzo, ocorreu uma nova cimentação calcítica (rica em ferro). Parte da calcita eogenética foi substituída por calcita ferrosa ou por dolomita ferrosa **(vide Fig.33 A)**, sugerindo que o conteúdo de ferro foi alcançado em condições mesogenéticas. Segundo Evamy (1969) cimentos carbonáticos com alto conteúdo de ferro indicam condições redutoras de subsuperfície. A precipitação desse carbonato fecha o ciclo equivalente ao estágio mesodiagenético semi-maturo de Schmidt & McDonald (1979 a), com obliteração, por vezes, quase completa da porosidade **(vide Fig.33 C)**. Possíveis fontes desse cimento são soluções provenientes do carbonato precoce e/ou dos pelitos da Formação Curuá.

Concomitantemente com a cimentação calcítica rica em ferro ocorreu, provavelmente, uma anidritização mesogenética, reconhecida pela presença de pseudomorfos de gipsita precoce (**vide Fig.35 C**). Sua ocorrência deve estar relacionada a movimentos de águas hipersalinas (salmouras) de subsuperfície sob altas temperatura e pressão, quando, então, a gipsita se torna instável. Com base no trabalho de Nahnybida et al. (1982), pode-se dizer que a anidrita deve ter se formado a temperaturas que variam de 75 ^{o} a 120 ^{o} C.

A fase seguinte, a geração de porosidade secundária, está diretamente relacionada com a dissolução do cimento calcítico e dos grãos de feldspatos do arcabouço dos arenitos estudados. Acredita-se que soluções ricas em CO_2 e ácidos orgânicos provenientes de folhelhos adjacentes tenham sido os maiores responsáveis por esse processo gerador de porosidade secundária. Segundo Surdam et al. (1984), o incremento da porosidade ocorreria quando os fluidos intersticiais têm seu pH mantido constante pelos ácidos orgânicos, ocorrendo uma redução na pressão de CO_2, que propicia a dissolução e a remoção do cimento carbonático e de grãos de alumino-silicatos.

Após a fase de dissolução de grãos e de cimento carbonático, o arcabouço da rocha torna-se heterogêneo, com porções distintas mostrando empacotamento frouxo. Arenitos com laminação plano-paralela (litofácies A1) ilustram bem este efeito de dissolução seletiva (**vide Fig.11 B**). No entanto, tal processo não foi suficiente para a retomada da compactação, já que não existem evidências de grãos de feldspato alveolado

fraturados, nem destruição de auréolas de argila envolvendo poros móldicos.

Por outro lado, uma série de cimentos tardios (caulinita, quartzo, feldspato, ilita, clorita, dolomita/anquerita, pirita e anatásio) começa a atuar nesses níveis porosos, reduzindo parcialmente a porosidade secundária. A relação temporal entre esses tipos de minerais autigênicos não foi possível estabelecer com precisão.

A formação de caulinita autigênica parece ter sido o primeiro evento após o desenvolvimento de porosidade secundária. Este argilomineral foi originado principalmente a partir de fluidos dos poros ricos em íons de Si e Al, sob condições levemente ácidas. O hábito euedral dos cristais de caulinita **(vide Fig.30 B)** é prova de uma cristalização a partir de fluidos intersticiais (Pittman et al., 1987). Dados de isótopos coletados em outras rochas indicam temperaturas de 70-80 °C (Franks & Forester, 1984) para a maioria das caulinitas autigênicas.

Os cristais euédricos de quartzo e feldspato tardios ocupam essencialmente os poros secundários e, portanto, são posteriores à fase de dissolução. Análise pelo MEV indica que o quartzo tardio é posterior a formação de caulinitas autigênicas **(vide Fig.31 B)**. O feldspato tardio está comumente junto a clorita, mas a relação temporal entre os mesmos não é clara.

A ilita filiforme **(vide Figs.26 B e 43 B)** formou-se nos arenitos Monte Alegre, em poros secundários, após a

precipitação de caulinita. Sua formação foi um evento extremamente localizado, que segundo Kantorowicz (1984) é indicativa de pH alto e soluções com composição semelhante à água do mar. A clorita, igualmente um produto da mesodiagênese tardia, formou-se sob condições redutoras.

A dolomita ferrosa e anquerita também se formaram após a geração de porosidade secundária. A principal fonte de elementos para essa precipitacão é atribuída a calcita ferrosa ou fluidos expulsos dos folhelhos da Formação Curuá, subjacente a Formação Monte Alegre. Carbonatos ferrosos, precipitados após a fase de geração de porosidade secundária, têm sido descritos muito comumente na literatura (Boles & Franks, 1979; Franks & Forester, 1984). De acordo com Galloway (1984), cimentos carbonáticos ferrosos estão relacionados ao estágio termobárico do regime hidrogeológico, onde salmouras ricas em íons de ferro, magnésio e água estrutural são expulsas dos folhelhos adjacentes a partir da transformação de esmectita para ilita, o que acontece na faixa de temperatura de 60 a 100 C. Já Boles & Franks (1979) sugerem tal ilitização de esmectitas ricas em ferro e magnésio a temperaturas superiores a 100 C, quando então se dá a formação de carbonatos ricos em ferro. Boles (1978) verificou que em sedimentos eocênicos a anquerita só ocorre a temperaturas superiores a 125 C e atribui a sua formação à incorporação de ferro e magnésio por um cimento precursor de calcita.

Com a formação de pirita e anatásio, o estágio mesodiagenético nos arenitos da Formação Monte Alegre está terminado. O estudo petrográfico não forneceu subsídios para

definir a relação temporal entre esses minerais. É possível que a formação da pirita esteja relacionada com a migração de hidrocarbonetos precedida por soluções ácidas redutoras e sulfurosas. No caso do anatásio, minerais como biotita e granada, que aparecem como minerais acessórios, nos arenitos estudados, poderiam ter servido como fonte de titânio. A baixa mobilidade deste elemento é evidentemente a razão pela redistribuição local do anatásio (Morad, 1986).

Finalmente, o estágio telogenético é constatado pela substituição de dolomita/anquerita por calcita. Sem dúvida, este processo de desdolomitização está relacionado à infiltração de águas meteóricas, que teria ocorrido mais próxima à borda da Bacia e também ao longo de falhas, sobretudo presentes na área do poço 2-CP-2-PA.

Acredita-se, ainda, que no estágio telogenético ocorreu uma segunda fase de desenvolvimento de porosidade secundária provavelmente controlada pela percolação de águas meteóricas essencialmente nas áreas mais rasas da Bacia. A penetração de água meteórica como mecanismo capaz de gerar porosidade foi proposta com ênfase por Bjorlykke (1984). Na região do rio Tapajós, as litofácies Ac e Ai (mais grosseiras), Abm (mais permoporosa) e regiões de falhas teriam agido como áreas de recarga de águas que percolam a Formação Monte Alegre. Esta suposição se baseia no decréscimo de salinidade nas águas de formação, em direção à borda da Bacia **(vide Fig.45)**, aumento de porosidade, sobretudo intragranular, e na dissolução muito localizada de cimentos carbonáticos tardios. Além disso, a presença de águas meteóricas também é sugerida pelos processos

de desdolomitização e oxidação de carbonatos ferrosos.

4.8 - Qualidade do Reservatório

Para se estimar a qualidade de um reservatório e avaliar a importância relativa dos processos de compactação e cimentação na redução de sua porosidade, pode-se utilizar um diagrama elaborado por Houseknecht (1987). Neste diagrama (Fig.47), o volume intergranular (= porosidade intergranular + cimento) está plotado versus a quantidade de cimento. Observa-se que cerca de 80% de arenitos da Formação Monte Alegre estão localizados na porção inferior esquerda do diagrama, indicando que a maior parte da porosidade original foi destruída mais por processos de compactação do que por cimentação. Já o restante dos arenitos, localizados na porção direita do diagrama, indica que aquela porosidade foi destruída mais pela cimentação precoce (Fig.47).

De acordo com Houseknecht (1988) a ampla diversidade nos valores do volume intergranular se deve a quantidade variada de dissolução por pressão, que foi controlada pela variação granulométrica e conteúdo de argila. No caso da Formação Monte Alegre, a dissolução por pressão foi mais forte nas sequências próximas ao centro da Bacia em função da granulometria mais fina dos arenitos e de delgadas cutículas argilosas em volta dos grãos. Por outro lado, nas porções marginais da Bacia, a granulometria mais grosseira, cutículas geralmente mais espessas e, sobretudo, a cimentaçào carbonática precoce inibiram os efeitos da compactação.

Acredita-se que as areias da Formação Monte Alegre

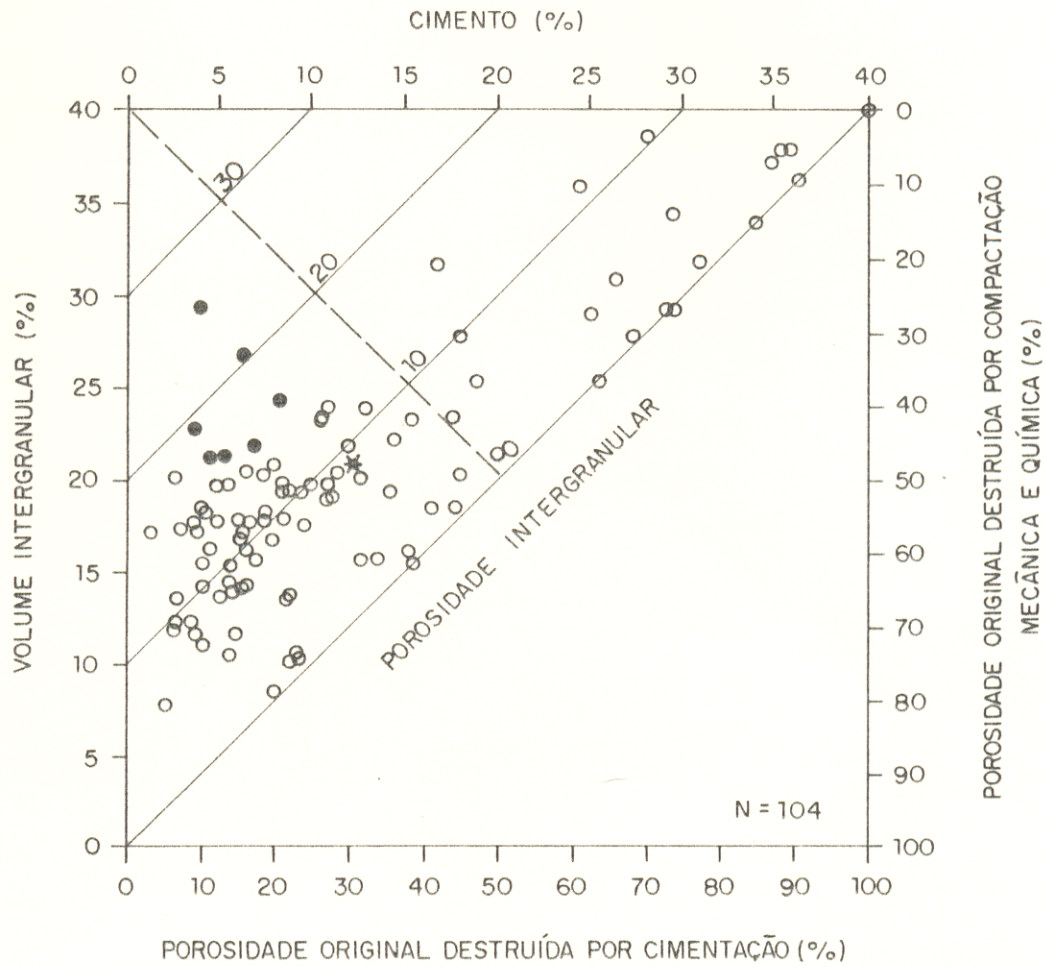


FIG. 47 - DIAGRAMA DE VOLUME INTERGRANULAR VERSUS A QUANTIDADE DE CIMENTO PARA OS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE, NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS. O ✱ REPRESENTA O VALOR MÉDIO DE TODAS AS AMOSTRAS. N = NÚMERO DE AMOSTRAS. OS CÍRCULOS EM NEGRITO REPRESENTAM OS MELHORES RESERVATÓRIOS.

apresentavam uma porosidade original de aproximadamente 40%. As medidas realizadas nos arenitos mostram, em média, 21% de volume intergranular, 12% de cimento total e 9% de porosidade intergranular. Consequentemente, 48% da porosidade original foi destruída por compactação e 30% pela cimentação.

Em geral, os arenitos da litofácies Abm (dunas) apresentam permeabilidade superior a 100 mD e porosidade intergranular de 15% e 25% (**Fig.47**), portanto, bem acima do valor médio (9%). Nota-se que as amostras dessa litofácies (círculos cheios na **Fig.47**) estão plotadas próximo ao eixo vertical na **Fig.47**, indicando que o processo de compactação foi mais importante do que a cimentação no resultado da porosidade final. Além disso, estes arenitos com porosidades mais elevadas contêm aproximadamente 3% a mais de volume intergranular, e cerca de 6% a menos de cimento do que a média. Assim, as rochas com melhores qualidades de reservatório são aquelas que foram submetidas a uma menor destruição do volume intergranular pela compactação e que contêm menos cimento do que o valor médio (12%), sendo o primeiro fator menos importante.

5 - CONCLUSÕES

O estudo das litofácies da Formação Monte Alegre e da evolução diagenética de seus arenitos permitiu que se atingisse as seguintes conclusões:

1. Com base na análise descritiva de testemunhos, foram reconhecidas nove (9) litofácies: 1) Arenito conglomerático (Ac); 2) Arenito com intraclastos argilosos (Ai); 3) Arenito com laminação bimodal (Abm); 4) Arenito com laminação plano-paralela; 5) Arenito com acamamento ondular irregular (Ao); 6) Arenito bioturbado (Abt); 7) Folhelho laminado (Fl); 8) Arenito maciço (Am); e 9) Dololutito maciço (Dm). Essas litofácies foram agrupadas em cinco (5) associações (rios, dunas, interdunas, lagos, "nearshore") que analisadas em conjunto permitiram propor o modelo deposicional, para a região do rio Tapajós, de um sistema desértico que foi invadido pelo mar.

2. A maior parte das lâminas analisadas mostra, para os arenitos, uma granulometria fina a média, seleção boa a moderada e composição diagenética subarcosiana (91,3%). Notáveis variações composicionais são verificadas nas litofácies fluviais (mais lítica); de interdunas (mais feldspática); e de dunas (mais quartzosa). O estudo das feições diagenéticas (especialmente a matriz de compactação e a porosidade de dissolução de grãos) permite dizer que a composição deposicional desses arenitos era 5,5% mais feldspática e 2% mais lítica.

3. Os minerais autigênicos reconhecidos nos

arenitos foram: minerais de argila, quartzo , feldspato, calcita, dolomita, anquerita, gipsita, anidrita, pirita e anatásio. Dentre estes, predominam os carbonatos, quartzo e os minerais de argila que se destacam por modificar a qualidade dos arenitos reservatórios.

4. A evolução diagenética dos arenitos é resumida pela seguinte sequência geral de eventos ou produtos: a) crescimento secundário de quartzo precoce; b) infiltração mecânica de argilas; c) calcita, dolomita (não ferrosas) e gipsita precoces; d) compactação mecânica; e) compactação química; f) crescimentos secundários de quartzo e feldspatos; g) calcita ferrosa e anidrita; h) geração de porosidade secundária; i) precipitação de caulinita, quartzo e feldspato tardios, ilita, clorita, dolomita ferrosa/anquerita, pirita e anatásio; j) desdolomitização de carbonatos ferrosos e; k) incremento da porosidade associado com a percolação de águas meteóricas.

5. Os principais tipos de porosidade reconhecidos em lâminas delgadas foram: porosidade intergranular (80%); porosidade intragranular (14%); microporosidade (6%); porosidade de contração e de fratura. O volume de porosidade encontrada, em média de 9%, foi criado pela lixiviação de cimentos carbonáticos e de grãos de feldspatos. Os principais agentes responsáveis por essa dissolução foram, provavelmente, as soluções ricas em CO2 e ácidos orgânicos (a grandes profundidades) e a infiltração de águas meteóricas essencialmente nas áreas mais rasas da Bacia do Amazonas.

6. A redução da porosidade secundária se deve a uma série de cimentos tardios, dos quais a dolomita ferrosa e

anquerita são os principais responsáveis. Além disso, seus teores elevados indicam que indícios de óleo ingressaram nos reservatórios da Formação Monte Alegre provavelmente após essa precipitação carbonática.

7. Arenitos eólicos com grandes estruturas (litofácies Abm e Al) mostram os melhores valores de permeabilidade. Ao contrário, arenitos sublacustres e marinhos, com estruturas de pequena escala ou que foram retrabalhados (litofácies Abt e Am), mostram baixos valores de permeabilidade. No primeiro caso, os melhores valores de permeabilidade encontrados (entre 100 e 1000 md) apresentam porosidade média de 18%. No entanto, a garganta dos poros estão frequentemente obliteradas por argila de infiltração ou minerais autigênicos tardios. A presença de argila de infiltração, em particular, é bastante danosa a permeabilidade, dos arenitos eólicos e fluviais, em função do inchamento em contato com água doce.

8. Calcula-se que 48% da porosidade original, dos arenitos estudados, foi destruída por compactação e 30% pela cimentação. Os melhores reservatórios são aqueles que foram submetidos a uma menor destruição do volume intergranular pela compactação e que contêm 6% a menos de cimento do que o valor médio (12%).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLBRANDT, T.S.; FRYBERGER, S.G. - 1981 - Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: ETHRIDGE, F.G.; FLORES, R.M. eds. Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: models for exploration. Tulsa, Society of Economic Paelontologists and Mineralogists, p. 292-314. (Special Publication No. 31).

AHLBRANDT, T.S.; FRYBERGER, S.G. - 1982 - Introduction to eolian deposits. In: SCHOLLE, P.A.; SPEARING, D. eds. Sandstone Depositional Environments. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 11-47. (Memoir 31).

AIRES, J.R. - 1985 - Evolução tectônica da Bacia do Baixo Amazonas, Brasil. Tese de Mestrado. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, 116 p.

ALBUQUERQUE, D.R. - 1922 - Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico No. 3. Rio de Janeiro, 84 p.

ALI, S.A. - 1981 - Sandstone Diagenesis. Pennsylvania, Gulf Science & Technology. 221 p.

ANDRADE, C.A.C. & CUNHA, F.M.B. - 1971 - Revisão geológica da Bacia do Amazonas. In: Congr. Bras. Geol., 25. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., v. 3, p. 94-111.

BAHIA, R.R. & ABREU, F.A.M - 1985 - O rift do Amazonas - sistema aulacogênico na Plataforma Amazônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 222-241.

BEMERGUY, I.; PENA, C.A.T. - 1972 - Contribuição dos perfis

elétricos ao conhecimento dos arenitos da Formação Monte Alegre - Área de Autás-Mirim. In: Congr. Bras. Geol., 26. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 3, p. 149-174.

BIGARELLA, J.J. - 1974 - Structures developed by dissipation of dune and beach ridge. Catena, 1: 107-152.

BJORLYKKE, K. - 1983 - Diagenetic reactions in sandstones. In: PARKER, A. & SELLWOOD, B.W. eds. Sediment diagenesis. Dordrecht, D. Reidel Publishing, p. 169-213. (NATO Advanced Study Institute, 115).

BJORLYKKE, K. - 1984 - Formation of secondary porosity: How important is it?. In: MAcDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 277-286. (Memoir 37).

BLAKEY, R. C.; PETERSON, F.; KOCUREK, G. - 1988 - Synthesis of Late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the Western Interior of the United States. Sedimentary Geology, 56 (1/4): 3-125.

BLATT, H. - 1979 - Diagenetic processes in sandstones. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 141-157. (Special Publication No. 26).

BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. - 1980 - Origin of sedimentary rocks. 2nd ed. New Jersey, Prentice-Hall. 782 p.

BOLES, J.R. - 1978 - Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of Southwest Texas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68 (1): 13-22.

BOLES, J.R. & FRANKS, S.G. - 1979 - Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of esmectite diagenesis on sandstone cementation. Journal of Sedimentary

Petrology, 49 (1): 65-70.

CAMPOS, C.W.M. - 1964 - Alguns aspectos estratigráficos da Formação Monte Alegre, Área de Autás-Mirim. Boletim Técnico da PETROBRÁS, 7 (1): 5-40.

CAMPOS, J.N.P. & TEIXEIRA, L.B. - 1988 - Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: Congr. Bras. Geol., 35. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 2161-2172.

CAPUTO, M.V. - 1984 - Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil. PhD Thesis. Santa Barbara, University of California. 583 p.

CAPUTO, M.V. - 1986 - Exploração de petróleo na região Amazônica. Brasil Mineral, 36: 108-130.

CAPUTO, M.V. - 1988 - Arco de Purus e Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 2 (1): 114-115.

CAPUTO, M.V.; ANDRADE, F.G. - 1968 - Geologia em semi-detalhe do flanco sul da Bacia Amazônica entre os rios Cupari e Abacaxis. Relatório Interno. Belém, PETROBRÁS, 149 p.

CAPUTO, M.V.; MARQUES, L.F.S.P.; CARVALHO, L.C.A. - 1983 - Desenvolvimento tectônico das bacias do Parnaíba e Amazonas. Relatório Interno. Belém, PETROBRÁS/DENOR. 49 p.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. - 1971 - Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório Interno. Belém, PETROBRÁS, 92 p.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. - 1972 - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - histórico e atualização. In: Congr. Bras. Geol., 26. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 3, p. 35-46.

CASTRO, J.C. - 1984 - Roteiro de Campo do Paleozóico do Rio Tapajós. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES,

17 p.

CASTRO, J.C.; EIRAS, J.F.; CAPUTO, M.V. - 1988 - Paleozóico do Rio Tapajós. In: Congr. Bras. Geol., 35. Roteiro das Excursões. Belém, Soc. Bras. Geol., p. 27-44.

CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. - 1970 - Geologic nomeclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Assotiation of Petroleum Geologists Bulletin, 54 (2): 207-250.

CLEMMENSEN, L.B.; ABRAHAMSEN, K. - 1983 - Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. Sedimentology, 30 (3): 311-339.

COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. - 1989 - Sedimentary structures. 2nd ed. London, Unwin Hyman. 207 p.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. - 1984 - Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 70 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo No. 15).

COSTA, M.G.F. - 1984 a - Fácies deposicionais e ambiente de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neo-Carbonífero), na área de Autás-Mirim e adjacências- Bacia do Médio Amazonas. Tese de Mestrado. Recife, Universidade Federal de Pernambuco. 90 p.

COSTA, M.G.F. - 1984 b - Reinterpretação Sedimentológica da Formação Monte Alegre - Área do Juruá - Bacia do Alto Amazonas. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 23 p.

COSTA, M.G.F. & SELBACH, H.S. - 1981 - Estudo sedimentológico da

Formação Monte Alegre na área de Autás-Mirim, Bacia do Amazonas. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/LABOR/DENOR/DINTER, 36 p.

DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. - 1971 - Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congr. Bras. Geol.,25. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol. v. 3, p. 79-88.

DELLA FÁVERA, J.C. - 1980 - Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaiba. In: Congr. Bras. Geol., 31. Camboriú, Soc. Bras. Geol., Resumos. Boletim No. 2, p. 357.

DELLA FÁVERA, J.C.; TERRA, G.J.S.; SOARES, J.A.M.; COSTA, M.G.F.; CESERO, P.; NEVES, C. A. O.; LIMA, M. P. - 1980 - Estudo Sedimentológico da Formação Monte Alegre - Área do Juruá, Bacia do Alto Amazonas. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/LABOR/DENOR/DINTER, 27 P.

DE ROS, L.F. - 1986 - Petrologia e características de reservatórios da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 107 p. (Série Ciência - Técnica - Petróleo No. 19).

DE ROS, L.F. & CÉSERO, P. - 1986 - Argila em arenitos - bases para a interpretação petrogenética. In: Congr. Bras. Geol., 34. Anais. Goiás, Soc. Bras. Geol., v. 4, p. 1663-1670.

DICKEY, P.A. - 1969 - Increasing concentration of subsurface brines with depth. Chemical Geology, 4 (1/2): 361-370.

DICKINSON, W.R. - 1970 - Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology, 40 (2): 695-707.

DOTT Jr., R.H.; BYERS, C.W.; FIELDER, G.W.; STENZEL, S.R.;

WINFREE, K.E. - 1986 - Aeolian to marine transition in Cambro-Ordovician cratonic sheet sandtones of the northern Mississipi valley, U.S.A. Sedimentology, 33 (3): 345-367.

DRIESE, S.G.; DOTT Jr., R.H. - 1984 - Model for sandstone-carbonate "cyclothems" based on upper member of Morgan Formation (Middle Pennsylvanian) of northern Utah and Colorado. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 68 (5): 574-592.

DUTTA, P.K. & SUTTNER, L.J. - 1986 - Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy. Journal of Sedimentary Petrology, 56 (3): 346-358.

DYPVIK, H. - 1983 - Clay mineral transformations in Tertiary and Mesozoic sediments from North Sea. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67 (1): 160-165.

ESCHNER, T.B.; KOCUREK, G. - 1986 - Marine Destruction of Eolian Sand Seas: origin of mass flows. Journal of Sedimentary Petrology, 56 (3): 401-411.

EVAMY, B.D. - 1969 - The precipitational environment and correlation of some calcite cements deduced from artificial staining. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 787-821.

FERREIRA, J.C. - 1988 - Águas de baixa salinidade na Bacia do Pará-Maranhão- origem e implicações exploratórias. In: Congr. Bras. Geol., 35. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 6, p. 2543-2553.

FIGUEIRAS, A.J.M. & TRUCKENBRODT, W. - 1987 - Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro - PA. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi No. 31, 56 p.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA GABAGLIA, G.P. - 1986 - Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras.

Revista Brasileira de Geociências, 16 (4): 350-369.

FOLK, R.L. - 1980 - Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill Publishing. 182 p.

FRANKS, S.G. & FORESTER, R.W. - 1984 - Relationships among secondary porosity, pore fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf Coast. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C., eds. Clastic diagenesis. Tulsa, Americam Association of Petroleum Geologists, p. 63-79. (Memoir 37).

FREYDANK, H.G. - 1957 - Limeted investigation along eastern and southern flank of the Monte Alegre Dome. Relatório Interno. Belém, PETROBRÁS/DENOR. n. p.

FRYBERGER, S.G.; AHLBRANDT, T.S.; ANDREWS, S. -1979 - Origin, Sedimentary Features, and Significance of Low-Angle Eolian "Sand Sheet" Deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology, 49 (3): 733-746.

GALLOWAY, W.E. - 1984 - Hydrologic regimes of sandstone diagenesis. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-13. (Memoir 37).

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. - 1983 - Terrigenous clastic depositional systems. New York, Springer-Verlag. 423 p.

GLENNIE, K.W. - 1970 - Desert Sedimentary Environments. Amsterdam, Elsevier. 222 p.

GLENNIE, K.W. - 1987 - Desert Sedimentary Environments, present and past - a summary. Sedimentary Geology, 50 (1/3): 135-165.

HASZELDINE, R.S.; SAMSON, I.M.; CORNFORD, C. - 1984 - Quartz diagenesis and convective fluid moviment: Beatrice Field, UK

North Sea. Clay Minerals, 19 (3): 391-402.

HOUSEKNECHT, D.W. - 1987 - Assessing the relative importance of compactation and cementation to reduction of porosity in sandstones. Americam Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71 (6): 633-642.

HOUSEKNECHT, D.W. - 1988 - Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 58 (2): 228-246.

HUNTER, R.E. - 1977 - Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology, 24 (3): 361-387.

ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. - 1974 - Geologia da Folha SA.22 Belém. In: BRASIL/MME. Projeto RADAM. Rio de janeiro, DNPM. v.5.

JAMES, W.C.; WILMAR, G.C.; DAVIDSON, B.G. - 1986 - Role of quartz type and grain size in silica diagenesis, Nugget sandstone, south-central Wyoming. Journal of Sedimentary Petrology, 56 (5): 657-662.

KAISER, W.R. - 1984 - Predicting reservoir quality and diagenetic history in the Frio Formation (Oligocene) of Texas. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 195-215. (Memoir 37).

KANTOROWICZ, J.C. - 1984 - The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group Sandstones. Clay Minerals, 19: 359-375.

KERR, D.R.; DOTT Jr., R.H. - 1988 - Eolian dune types preserved in the Tensleep Sandstone (Pennsylvanian-Permian), north-central Wyoming. Sedimentary Geology, 56 (1/4): 383-402.

KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. - 1983 - Global basin classification system. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67 (12): 2175-2193.

KOCUREK, G.; FIELDER, G. - 1982 - Adhesion Structures. Journal of Sedimentary Petrology, 52 (4): 1229-1241.

KREMER -1956 - Geological report in the Monte Alegre structure. Relatório Interno. Belém, PETROBRÁS/DENOR. 16 p.

LAND, L.S. - 1984 - Frio Sandstone Diagenesis, Texas Gulf Coast: a regional isotopic study. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 47-62. (Memoir 37).

LANZARINI, W.L. - 1984 - Fácies Sedimentares e Ambiente Deposicional da Formação Monte Alegre na Área do Juruá, Bacia do Alto Amazonas, Brasil - diagênese e permoporosidade dos arenitos-reservatório. Tese de Mestrado. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, 215 p.

LANZARINI, W.L.; COSTA, M.G.F.; CRUZ, C.E.S. - 1986 - Reconhecimento da fácies sedimentar eólica em subsuperfície: critérios e exemplos de aplicação. In: Congr. Bras. Geol., 34. Anais. Goiânia, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 233-245.

LOCZY, L. - 1966 - Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia No. 223. Rio de Janeiro, 96 p.

MACAMBIRA, E.M.B.; REZENDE, N.G.A.M.; CALDERARO, R.C.B.; ASSIS, N.P. - 1977 - Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba. Relatório Final. Belém. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral. v.1.

MANKIEWICZ, D.; STEIDTMANN, J.R. - 1979 - Depositional environments and diagenesis of the Tensleep Sandstone, eastern Big Horn Basin, Wyoming. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 319-336. (Special Publication No. 26).

MATLACK, K.S.; HOUSEKNECHT, D.W.; APPLIN, K.R. - 1989 - Emplacement of clay into sand by infiltration. Journal of Sedimentary Petrology, 59 (1): 77-87.

McBRIDE, E.F. - 1985 - Sandstone diagenesis. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 33 p.

MOLENAAR, N. - 1986 - The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in Lower Givetian terrestrial sandstones, Northern Ardennes, Belgium. Journal of Sedimentary Petrology, 56 (3): 359-369.

MORAD, S. - 1986 - SEM study of authigenic rutile, anatase, and brookite in proterozoic sandstones from Sweden. Sedimentary Geology, 56: 77-89.

MORAES, M.A.S. & DE ROS, L.F. - 1988 - Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 2 (1): 13-26.

MORAES, M.A.S.; RAJA GABAGLIA, G.P. - 1986 - Arenitos eólicos intercalados em sequências fluviais: critérios para o reconhecimento. In: Congr. Bras. Geol., 34. Anais. Goiânia, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 246-261.

MOSMANN, R.; FALKENHEIN, F.U.H.; GONÇALVES, A.; NEPOMUCENO FILHO, F. - 1986 - Oil and gas potential of the Amazon paleozoic basins. In: Halbouty, M.T. ed. Future petroleum

provinces of the world. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 207-241. (Memoir 40).

MOURA, P. - 1938 - Geologia do Baixo Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico No. 91. Rio de Janeiro, 94 p.

NAHNYBIDA, C.; HUTCHEON, I.; KIRKER, J. - 1982 - Diagenesis of the Nisku Formation and the origin of late-stage cements. The Canadian Mineralogist, 20: 129-140.

NEPOMUCENO FILHO, F. & THEODORO, C.E. - 1985 - Evolução tecnológica e consequente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 3. p. 267-283.

NEVES, C.A.O. - 1989 - O Estado da Arte: prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 1. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX, p. 13-23.

NUNN, J.A. & AIRES, J.R. - 1988 - Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil. Journal of Geophysical Research, 93: 415-428.

ODOM, I.E.; WILLAND, T.N.; LASSIN, R.J. - 1979 - Paragenesis of diagenetic minerals in the St. Peter Sandstone (Ordovician), Wisconsin and Illinois. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 425-443. (Special Publication No. 26).

PASTANA, J.M.N.; SOUZA, A.M.M.; VALE, A.G.; FARIA, C.A.S.; SANTOS, M.E.C.M.; ASSUNÇÃO, P.R.S.; FRIZZO, S.J.; LOBATO, T.A.M. - 1978 - Projeto Sulfetos de Alenquer-Monte Alegre.

Relatório Final. Belém, Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral. v. 1.

PITTMAN, E.D. - 1979 - Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 159-173. (Special Publication No. 26).

PITTMAN, E.D.; FRANCZYK, K.J.; ANDERS, D.E. - 1987 - Marine and nonmarine gas-bearing rocks in Upper Cretaceous Blackhawk and Neslen formations, Eastern Uinta Basin, Utah: sedimentology, diagenesis, and source rock potential. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 7 (1): 76-94.

PULVERTAFT, T.C. - 1985 - Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the middle Proterozoic Dala sandstone, Sweden. Sedimentary Geology, 44 (1/2): 93-111.

REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. - 1973 - Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: Congr. Bras. Geol., 27. Anais. Aracaju, Soc. Bras. Geol., v. 3, p. 227-245.

SALLENGER Jr., A.H. - 1979 - Inverse grading and hydraulic equivalence in grain-flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 49 (2): 553-562.

SANTOS, J.O.S. - 1984 - A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. eds. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1: 2500000. Brasília, DNPM, p. 57-91.

SCHMIDT, V. & McDONALD, D.A. - 1979 a - The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE,

P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 175-207. (Special Publication No. 26).

SCHMIDT, V. & McDONALD, D.A. - 1979 b - Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 209-225. (Special Publication No. 26).

SCOTESE, C.R.; BAMBACH, R.K.; BARTON, C.; VAN DER VOO, R.; ZIEGLER, A.M. - 1979 - Paleozoic base maps. Journal of Geology, 87 (3): 217-277.

SEGONZAC, G.D. - 1970 - The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology, 15 (3/4): 281-346.

SHANMUGAM, G. -1985 - Significance of secondary porosity in interpreting sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69 (3): 378-384.

SIBLEY, D.F. & BLATT, H. - 1976 - Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora ortoquartzite. Journal of Sedimentary Petrology, 46 (4): 881-896.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. In: BRASIL/MME. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. V. 4.

SILVA, O.B. - 1988 - Revisão Estratigráfica da Bacia do Solimões. In: Congr. Bras. Geol., 35. Anais. Belém, Soc. Bras. Geol., v. 6, p. 2428-2438.

SMOSNA, R. - 1988 - Low-temperature, low-pressure diagenesis of cretaceous sandstones, Alaskan North Score. Journal of

Sedimentary Petrology, 58 (4): 644-655.

STEIDTMANN, J.R. - 1974 - Evidence for eolian origin of cross-stratification in sandstone of the Casper Formation, southernmost Laramic Basin, Wyoming. Geological Society of American Bulletin, 85 (12): 1835-1842.

SURDAM, R.C.; BOESE, S.W.; CROSSEY, L.J. - 1984 - The chemestry of secondary porosity. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, Americam Association of Petroleum Geologists, p. 127-149. (Memoir 37).

SZATMARI, P.; SIMÕES, L.A.; CARVALHO, R.S. - 1975 - Evaporitos da Bacia do Amazonas. Relatório Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 128 p.

TURNER, P. - 1980 - Continental red beds. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing. 562 p. (Developments in Sedimentology No. 29).

VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M.; THOMPSON, S. - 1977 - Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C.E. ed. Seismic Stratigraphy - aplications to hydrocarbon exploration. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 83-98. (Memoir 26).

WALKER, T.R.; WAUGH, B.; CRONE, A.J. -1978 - Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Geological Society of American Bulletin, 89: 19-32.

WILSON, M.D. & PITTMAN, E.D. - 1977 - Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Journal of Sedimentary Petrology, 47 (1): 3-31.

ANEXO 1 - TABELA DE QUANTIFICAÇÃO PETROGRÁFICA

POÇO	PROF (m)	TEXTURA ARCABOUÇO (%)				"MATRIZ" (%)	CIMENTO (%)					POROSIDADE (%)				PERM Hz (mD)	LITOFACIES
		Q	F	L	O		T	Q	C	K	O	T	INTER	INTRA	PETRO		
1-PB-1	202.80	91.7	7.4	0.8	TR	3.0	21.5	TR	21.5	0.0	TR	15.0	11.5	3.5	nd	nd	Am
	205.40	93.7	5.0	1.2	42.0*	0.5	6.0	0.0	6.0	0.0	TR	11.5	10.0	1.5	nd	nd	"
	206.00	93.3	5.8	0.8	23.0*	2.5	1.5	0.0	1.5	0.0	TR	13.0	11.5	1.5	nd	nd	"
	206.45	96.1	2.9	1.0	32.0*	2.5	3.0	0.0	3.0	0.0	TR	11.0	9.0	2.0	nd	nd	"
	207.70	88.7	8.7	2.6	29.0*	1.5	1.0	0.0	1.0	0.0	TR	11.0	10.0	1.0	nd	nd	"
	208.90	90.5	7.6	1.9	34.5*	1.5	2.0	TR	2.0	0.0	TR	9.5	9.0	0.5	nd	nd	"
	237.35	90.8	8.5	0.6	TR	5.0	2.5	0.5	0.5	0.0	1.5	16.0	13.0	3.0	nd	nd	Abm + Al
	238.50	83.7	13.7	2.5	TR	3.5	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	16.0	10.5	5.5	nd	nd	"
	241.40	87.9	10.1	2.0	TR	5.0	0.5	0.0	0.5	0.0	TR	20.0	14.4	5.5	nd	nd	"
	241.80	89.8	7.8	2.4	TR	1.0	3.5	1.5	2.0	0.0	TR	12.0	12.0	TR	nd	nd	Ac + Ai
	242.10	85.0	12.5	2.5	TR	4.0	1.5	0.0	1.0	0.0	0.5	14.5	10.0	4.5	nd	nd	"
	244.00	82.7	8.0	9.3	0.0	0.5	10.5	5.0	3.5	0.0	2.0	14.0	13.0	1.0	nd	nd	"
	244.60	88.9	3.3	7.8	TR	3.0	7.5	6.0	1.5	0.0	TR	13.0	11.5	1.5	nd	nd	"
	246.75	83.1	14.4	2.5	TR	3.5	4.5	0.5	2.5	0.0	1.5	12.0	11.0	1.0	nd	nd	"
	247.30	83.4	10.8	5.7	TR	4.0	5.5	TR	2.5	0.0	3.0	12.0	10.0	2.0	nd	nd	"
	251.30	87.1	11.0	1.8	TR	1.5	4.5	3.0	1.5	0.0	TR	12.5	12.0	0.5	nd	nd	"
	253.10	92.7	2.7	4.7	TR	TR	11.0	6.0	3.5	0.0	1.5	12.0	11.0	1.0	nd	nd	"
	254.60	92.3	7.1	0.6	0.0	TR	7.0	1.5	5.5	0.0	0.0	9.0	9.0	0.0	nd	nd	"
	255.40	94.3	3.5	2.1	0.0	TR	29.0	2.0	22.5	0.0	4.5	0.5	0.5	0.0	nd	nd	"
1-CM-2	238.90	91.4	8.5	0.1	1.5	3.0	37.0	TR	32.5	0.0	4.5	TR	TR	TR	nd	nd	Am
	239.40	81.9	12.1	6.0	8.0	0.0	34.0	0.0	7.5	0.5	26.0**	TR	TR	TR	nd	nd	"
	245.60	90.7	5.9	3.4	2.5	TR	36.0	TR	34.5	1.5	TR	2.0	2.0	TR	6.0	0.11	"
	249.30	88.7	9.8	1.4	5.0	0.0	20.0	2.5	16.5	TR	1.0	4.0	1.5	2.5	7.8	0.30	"
	251.60	94.4	5.0	0.6	5.3	0.0	35.5	5.7	29.0	0.5	0.3	4.0	2.5	1.5	--	--	"
	252.60	86.4	12.3	1.3	1.0	1.0	15.0	4.5	9.5	1.0	0.0	4.0	2.5	1.5	--	--	"
	254.10	75.3	22.5	2.2	TR	0.0	4.8	1.3	0.0	3.5	TR	18.7	15.2	3.5	16.9	54.00	Ac + Ai
	254.60	79.0	19.7	1.2	TR	0.0	3.5	0.9	0.7	1.9	TR	24.3	19.2	5.1	--	--	"
	255.30	82.6	15.1	2.2	TR	TR	6.6	1.1	1.5	4.0	TR	16.9	14.0	2.9	16.5	82.00	"
	256.20	77.1	21.5	1.4	TR	TR	4.2	0.9	0.9	2.4	TR	17.1	14.1	3.0	15.2	29.00	"
	258.80	77.0	21.6	1.3	TR	TR	8.5	3.0	TR	5.5	TR	17.5	16.0	1.5	--	--	"
	259.40	90.1	8.5	1.3	0.0	TR	12.0	7.0	1.5	3.5	TR	12.0	10.0	2.0	12.8	94.00	"
	261.10	88.7	9.7	1.6	TR	0.0	34.9	1.2	32.3	1.4	0.0	3.3	2.4	0.9	5.8	2.30	"
	262.60	85.3	7.0	7.7	2.5	0.0	31.0	1.0	29.0	1.0	0.0	2.0	1.0	1.0	2.9	<0.10	"
	263.10	91.9	2.3	5.8	0.0	0.0	36.4	0.5	35.9	TR	0.0	1.4	--	1.4	--	--	"

ARCABOUÇO: Q= quartzo; F= feldspatos; L= fragmentos líticos; O= outros; * pisólitos e oólitos. "MATRIZ": inclui argila infiltrada mecanicamente, pseudomatriz, matriz de bioturbação e matriz de fluidização. CIMENTO: T= total; Q= crescimento secundário de quartzo; C= carbonatos; K = caulinita; O= outros; ** gipsita. POROSIDADE: T= total; INTER= intergranular; INTRA= intragranular; PETRO = petrofísica. PERM Hz = permeabilidade horizontal. nd= não determinado.

ANEXO 1 - TABELA DE QUANTIFICAÇÃO PETROGRÁFICA (continuação)

POÇO	PROF (m)	TEXTURA ARCABOUÇO (%)				"MATRIZ" (%)	CIMENTO (%)					POROSIDADE (%)				PERM Hz (mD)	LITOFACIES
		Q	F	L	O		T	Q	C	K	O	T	INTER	INTRA	PETRO		
1-FC-1	828.90	84.4	13.6	1.9	TR	1.0	4.5	TR	1.0	3.5	TR	17.5	16.0	1.5	24.0	710.00	Al + Ao
	829.80	86.0	11.5	2.5	0.0	1.5	6.5	1.0	1.5	4.0	0.0	13.5	13.0	0.5	nd	nd	"
	830.40	89.6	8.6	1.8	TR	2.5	2.5	0.5	0.5	1.5	TR	13.5	13.0	0.5	16.7	108.00	"
	831.80	92.6	6.7	0.7	TR	3.0	22.5	0.0	22.5	TR	0.0	0.0	0.0	0.0	nd	nd	"
	832.20	86.2	13.0	0.8	0.0	1.0	28.5	3.0	24.5	1.0	0.0	5.0	5.0	TR	7.2	1.10	"
	833.10	91.4	5.7	2.9	1.0	1.5	28.5	TR	28.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	<0.10	"
	837.70	95.1	4.9	0.0	TR	0.5	6.0	0.5	4.5	1.0	0.0	21.5	20.5	1.0	23.6	830.00	"
	838.50	88.0	12.0	0.0	TR	2.0	5.0	TR	3.0	2.0	0.0	12.0	10.5	1.5	nd	nd	"
	838.70	97.9	2.1	0.0	0.0	1.0	26.5	TR	25.0	1.5	0.0	1.0	0.5	0.5	nd	nd	"
	839.60	97.9	2.1	0.0	TR	0.5	3.5	1.5	2.0	0.0	0.0	26.0	25.5	0.5	27.3	1060.00	Abm
	841.30	91.2	8.8	0.0	TR	1.5	1.0	TR	1.0	0.0	0.0	11.0	10.5	0.5	nd	nd	Al + Ao
	842.00	93.9	5.4	0.7	TR	3.0	7.5	0.0	7.5	0.0	0.0	14.0	13.0	1.0	19.4	730.00	Abt
	844.30	94.4	5.0	0.6	TR	1.5	2.0	1.0	1.0	TR	TR	16.0	14.5	1.5	nd	nd	Abm + Al
	844.60	90.9	9.1	0.0	0.0	1.5	11.0	10.5	0.5	TR	TR	4.5	3.5	1.0	nd	nd	"
	845.50	92.9	5.8	1.3	TR	1.5	3.0	TR	2.0	0.0	1.0	18.0	17.0	1.0	19.9	178.00	"
2-CP-2	851.10	86.4	13.4	0.2	TR	0.0	1.2	1.2	0.0	0.0	TR	18.7	16.2	2.5	nd	nd	Am
	852.00	90.2	9.1	0.7	0.0	TR	18.0	0.5	16.5	0.0	1.0	10.5	10.0	0.5	10.0	2.40	"
	852.70	86.5	13.1	0.4	0.0	0.0	4.0	4.0	0.0	0.0	TR	15.9	11.7	4.2	nd	nd	"
	871.80	86.9	12.3	0.7	7.5*	0.5	6.5	1.0	5.5	0.0	0.0	16.5	15.0	1.5	nd	nd	"
	872.90	81.9	17.4	0.7	6.0*	0.0	7.5	1.0	6.0	0.0	0.5	12.0	11.0	1.0	nd	nd	"
	875.00	89.2	10.8	0.0	TR	TR	28.2	3.5	24.7	0.0	TR	11.5	10.5	1.0	nd	nd	"
	884.20	80.0	17.1	2.9	TR	0.7	3.7	3.7	0.0	0.0	TR	15.4	13.7	1.7	nd	nd	"
	885.70	87.1	9.4	3.5	TR	1.0	4.0	4.0	0.0	0.0	TR	15.4	14.7	0.7	nd	nd	"
	886.50	93.2	4.7	2.1	0.0	0.0	10.0	8.0	2.0	0.0	TR	11.0	9.7	1.3	nd	nd	"
	887.50	87.8	9.9	2.2	TR	1.5	0.5	TR	0.5	0.0	0.0	7.5	6.0	1.5	15.7	101.00	"
	890.50	88.9	7.8	3.3	0.0	1.4	24.6	7.3	16.8	0.0	0.5	4.5	4.1	0.4	nd	nd	"
	890.70	86.9	9.0	4.1	0.0	2.5	16.5	4.5	9.5	0.0	2.5	8.5	6.5	2.0	13.6	109.00	"
	891.10	80.9	18.2	0.9	0.0	0.4	4.2	1.2	1.0	0.0	2.0	9.6	7.0	2.6	nd	nd	"
	893.50	88.2	9.8	2.0	0.0	0.0	10.3	2.9	6.8	0.0	0.6	9.7	9.1	0.6	16.9	460.00	Ac + Ai
	896.20	88.4	9.7	1.8	0.0	2.0	11.5	2.0	3.5	0.0	6.0	4.5	2.5	2.0	13.5	0.15	"
	897.30	83.3	14.7	2.0	TR	TR	8.6	3.7	3.2	0.0	1.7	8.7	5.2	3.5	nd	nd	"
	897.90	79.3	19.6	1.1	TR	0.7	9.0	2.7	3.1	3.2	TR	10.6	8.1	2.5	nd	nd	"
	898.80	83.9	13.7	2.4	TR	0.4	5.6	3.0	0.0	2.6	TR	10.8	5.8	5.0	15.4	0.20	"
	900.55	82.8	15.3	1.9	0.0	0.0	6.6	5.1	0.0	1.5	TR	14.6	11.3	3.3	nd	nd	"
	900.60	87.3	8.0	4.7	0.0	0.5	14.5	6.0	7.5	0.0	1.0	10.0	8.0	2.0	nd	nd	"
	903.00	75.5	21.8	2.6	TR	0.9	5.8	1.8	0.0	4.0	0.0	9.8	8.3	1.5	nd	nd	"
	909.30	86.9	12.4	0.6	TR	3.5	14.5	1.0	4.5	0.0	9.0	5.5	2.5	3.0	nd	nd	"
	918.00	92.1	7.2	0.6	TR	0.5	15.0	7.5	4.5	0.0	3.0	9.5	8.0	1.5	13.0	80.00	"
	919.00	93.4	5.2	1.3	0.0	0.0	17.4	4.7	9.7	0.0	3.0	6.3	6.0	0.3	nd	nd	"
	920.00	93.0	5.4	1.6	TR	0.0	11.0	5.3	4.0	1.7	0.0	9.3	8.3	1.0	15.0	140.00	"

ANEXO 1 - TABELA DE QUANTIFICAÇÃO PETROGRÁFICA (continuação)

POÇO	PROF (m)	TEXTURA ARCABOUÇO (%)				"MATRIZ" (%)	CIMENTO (%)					POROSIDADE (%)				PERM Hz (mD)	LITOFACIES
		Q	F	L	O		T	Q	C	K	O	T	INTER	INTRA	PETRO		
1-TR-1	2842.30	79.2	19.8	1.0	TR	2.3	2.0	0.8	1.2	0.0	TR	15.5	13.9	1.6	nd	nd	Am
	2843.10	87.2	11.2	1.5	0.0	2.4	10.4	0.0	8.8	0.0	1.6	8.8	7.6	1.2	nd	nd	"
	2843.60	84.5	15.4	0.1	0.0	0.8	5.6	0.0	2.4	0.0	3.2	10.8	8.0	2.8	nd	nd	"
	2844.30	78.4	20.6	1.0	TR	2.0	6.4	0.4	4.4	0.0	1.6	12.0	11.2	0.8	nd	nd	"
	2848.00	86.5	13.0	0.5	0.0	3.4	2.8	0.4	1.6	0.0	0.8	14.0	11.2	2.8	nd	nd	"
	2849.10	81.6	17.4	0.9	TR	2.4	6.4	3.6	2.0	0.0	0.8	6.4	5.2	1.2	nd	nd	"
	2941.30	79.7	19.8	0.5	TR	0.4	4.8	0.8	4.0	0.0	0.0	10.0	8.8	1.2	nd	nd	Abm + Al
	2942.80	78.1	21.4	0.5	TR	2.4	0.4	0.0	0.4	0.0	TR	10.8	9.6	1.2	nd	nd	"
	2943.30	79.6	18.4	2.0	0.0	1.6	2.0	TR	2.0	0.0	TR	16.0	14.8	1.2	nd	nd	"
	2945.90	72.8	26.2	0.9	TR	1.6	7.6	5.6	2.0	0.0	TR	2.4	1.2	1.2	nd	nd	"
	2947.60	84.0	16.0	TR	0.0	0.4	8.2	5.5	2.7	0.0	TR	3.2	1.6	1.6	nd	nd	"
	2948.20	83.6	15.9	0.5	0.0	1.2	14.0	5.2	8.8	0.0	0.0	1.6	1.2	0.4	nd	nd	"
	2950.10	82.9	16.1	1.0	0.0	TR	16.4	9.2	7.2	0.0	0.0	4.0	2.4	1.6	nd	nd	"
	2951.90	80.9	18.6	0.4	TR	0.4	8.8	6.0	2.8	0.0	TR	2.8	1.6	1.2	nd	nd	"
	2953.50	78.1	20.6	1.3	TR	5.6	2.4	2.0	0.4	0.0	TR	0.8	0.8	TR	nd	nd	"
1-BR-1A	3026.60	88.0	11.8	0.2	0.0	2.0	0.6	0.6	TR	0.0	0.0	12.4	11.2	1.2	nd	nd	Am
	3028.80	80.1	18.8	1.1	TR	3.6	11.8	8.2	3.6	0.0	0.0	0.6	0.3	0.3	nd	nd	"
	3031.20	87.9	12.1	0.0	0.0	0.4	10.4	3.2	7.2	0.0	0.0	9.6	8.4	1.2	nd	nd	"
	3032.10	89.8	10.2	0.0	0.0	2.8	11.3	TR	11.3	0.0	0.0	6.2	5.2	1.0	nd	nd	"
	3032.30	89.3	10.2	0.4	TR	0.7	25.7	2.0	23.7	0.0	0.0	5.0	4.7	0.3	nd	nd	"
	3035.40	88.3	11.7	0.0	0.0	1.2	4.4	3.6	0.8	0.0	0.0	5.6	5.2	0.4	nd	nd	"
	3035.90	82.9	16.8	0.3	0.0	0.4	16.4	0.6	15.8	0.0	0.0	16.4	15.0	1.4	nd	nd	Al + Ao
	3036.80	86.2	13.0	0.8	0.0	2.5	9.3	1.0	8.3	0.0	0.0	13.4	13.0	0.4	nd	nd	"
	3039.80	92.6	7.4	0.0	0.0	2.6	15.0	13.8	1.2	0.0	0.0	1.2	1.2	TR	nd	nd	"
	3041.10	92.5	6.8	0.7	0.0	1.6	6.2	0.9	5.3	0.0	0.0	9.4	9.1	0.3	nd	nd	"
	3055.90	86.3	13.2	0.5	0.0	3.6	2.6	0.6	2.0	0.0	0.0	9.2	8.2	1.0	nd	nd	"
	3056.00	94.0	5.7	0.3	TR	1.0	3.7	3.0	0.7	0.0	0.0	8.9	8.2	0.7	nd	nd	"
	3057.20	90.9	7.8	1.3	TR	TR	8.5	5.1	3.4	0.0	0.0	10.5	9.7	0.8	nd	nd	"
	3061.90	84.3	14.4	1.3	TR	0.4	2.2	1.8	0.4	0.0	0-0	19.6	17.6	2.0	nd	nd	"
	3062.40	87.7	10.5	1.8	TR	0.6	10.8	1.2	9.6	0.0	TR	10.6	9.2	1.4	nd	nd	"