UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004817

ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO E GEOQUÍMICO DO
PERMO - TRIÁSSICO DA BACIA DO MARANHÃO

Armando Márcio Coimbra

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. Setembrino Petri</u>
Examinadores:	<u>Dr. Vicente J. Fulfaro</u>
	<u>Dr. Antenor B. Paraguassú</u>
	<u>Dr. Kenitiro Suguio</u>
	<u>Dr. Benjamim B. B. Neves</u>

ass.

São Paulo

1983

ÍNDICE

RESUMO	i.
ABSTRACT	xi
CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 - OBJETIVOS DO TRABALHO	1
1.2 - AMOSTRAGEM	1
1.3 - BACIA DO MARANHÃO	2
1.4 - PERMO-TRIÂSSICO DA BACIA DO MARANHÃO (TRABALHOS PRÉVIOS)	4
1.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	4
1.4.1.1 - Considerações gerais	4
1.4.1.2 - Área de exposição e espessura	5
1.4.1.3 - Relações de contato	6
1.4.1.4 - Idade e correlação	7
1.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA	9
1.4.2.1 - Considerações gerais	9
1.4.2.2 - Área de exposição e espessura (Figura 1b)	9
1.4.2.3 - Relações de contato	10
1.4.2.4 - Idade e correlação	10
1.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA	11
1.4.3.1 - Considerações gerais	11
1.4.3.2 - Área de exposição e espessura	11
1.4.3.3 - Relações de contato	12
1.4.3.4 - Idade e correlação	13
1.5 - AGRADECIMENTOS	13

CAPÍTULO II	15
ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	15
2.1 - MÉTODOS	15
2.1.1 - GRANULOMETRIA	15
2.1.2 - CÁLCULO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS DISTRIBUIÇÕES	15
2.1.3 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO	16
2.1.3.1 - Diagrama de dispersão	16
2.1.3.2 - Análise classificatória multivariante	19
2.2 - CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DOS SEDIMENTOS	21
2.2.1 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957)	21
2.2.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS	21
2.2.2.1 - Formação Pedra de Fogo	22
2.2.2.2 - Formação Motuca	22
2.2.2.3 - Formação Sambaíba	22
2.2.2.4 - Comparação entre as três uni- dades estudadas (Tabela 4, Fi- guras 3A, 3B, 3C, 3D e 3E)	23
2.2.3 - ANÁLISE DO NÚMERO DE CLASSES TEXTU- RAIS (TABELA 5)	23
2.2.4 - DIAGRAMA DE SHEPARD (TABELA 6 e FIGURA 7)	24
2.3 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO	24
2.3.1 - DIAGRAMAS DE DISPERSÃO	24
2.3.1.1 - Diagramas binários	24
2.3.1.2 - Diagrama ternário	29
2.3.1.3 - Diagrama de SAHU (Figura 29)	30

2.3.2 - ANÁLISE CLASSIFICATÓRIA MULTIVARIANTE ("CLUSTER ANALYSIS")	30
2.3.2.1 - Discussão do dendrograma	30
2.3.2.2 - Interpretação dos resultados	32
CAPÍTULO III	33
MINERAIS LEVES	33
3.1 - MÉTODOS	33
3.2 - COMPOSIÇÃO E MATURIDADE MINERALÓGICA (FIGURA 31)	34
3.3 - MATURIDADE TEXTURAL (FIGURAS 33 e 34)	35
3.4 - DERIVAÇÃO DOS SEDIMENTOS	36
3.5 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM QUARTZO E FELDSPATOS	37
3.5.1 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM QUARTZO	38
3.5.2 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM FELDSPATOS	38
CAPÍTULO IV	41
MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS	41
4.1 - MÉTODOS	41
4.2 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (TABELAS 11 e 12)	44
4.2.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS	45
4.2.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS MINERAIS PE- SADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (TABELA 15)	48
4.2.2.1 - Frequência média	48
4.2.2.2 - Frequência de ocorrência	49
4.2.3 - MATURIDADE MINERALÓGICA	50
4.2.4 - ÁREAS FONTES	50
4.3 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO MOTUCA (TABELA 18)	53
4.3.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS	54

4.3.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS DA FORMAÇÃO MOTUCA (TABELA 19)	57
4.3.2.1 - Frequência média	57
4.3.2.2 - Frequência de ocorrência	58
4.3.2.3 - Frequência de classes	58
4.3.3 - MATURIDADE MINERALÓGICA	59
4.3.4 - ÁREAS FONTES	59
4.4 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA (TABELA 22)	60
4.4.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS	61
4.4.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIAS DE PESADOS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA (TABELA 23)	63
4.4.2.1 - Frequência média	63
4.4.2.2 - Frequência de ocorrência	63
4.4.2.3 - Frequência de classes	63
4.4.3 - MATURIDADE MINERALÓGICA	64
4.4.4 - ÁREAS FONTES	64
4.5 - ANÁLISE COMPARATIVA DE ASSEMBLÉIAS MINERALÓGICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO, MOTUCA E SAMBAÍBA	65
4.5.1 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	65
4.5.2 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS	66
4.5.3 - MATURIDADE TEXTURAL	67
4.5.4 - MATURIDADE MINERALÓGICA	67
4.5.5 - DISSOLUÇÃO INTRA-ESTRATAL	68
4.5.6 - ÁREAS FONTES	69

CAPÍTULO V

ANÁLISE PETROGRÁFICA

5.1 - INTRODUÇÃO

5.2 - MÉTODOS

71

71

71

71

5.3 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	72
5.3.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	72
5.3.1.1 - Rochas carbonáticas	72
5.3.1.2 - Silexitos	74
5.3.1.3 - Siltitos e arenitos	75
5.3.2 - FORMAÇÃO MOTUCA	76
5.3.2.1 - Calcários	76
5.3.2.2 - Dolomitos	77
5.3.2.3 - Silexitos	77
5.3.2.4 - Arenitos	77
5.3.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA	78
5.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DA PETROGRAFIA SEDIMENTAR	79
5.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	79
5.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA	81
5.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA	82
CAPÍTULO VI	84
ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS	84
6.1 - INTRODUÇÃO	84
6.1.1 - MONTMORILONITA	84
6.1.2 - CORRENSITA	85
6.1.3 - PALIGORSQUITA	85
6.1.4 - CAULINITA	88
6.1.5 - GLAUCONITA	88
6.2 - MÉTODOS	88
6.2.1 - ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X	88
6.2.2 - MICROSCOPIA ELETRÔNICA	89
6.2.3 - ANÁLISES QUÍMICAS	90

6.2.4 - ANÁLISE ESTATÍSTICA	90
6.2.4.1 - Diagrama triangular	90
6.2.4.2 - Análise Fatorial	90
6.3 - RESULTADOS OBTIDOS	91
6.3.1 - ARGILOMINERAIS (TABELA 26)	91
6.3.1.1 - Formação Pedra de Fogo	91
6.3.1.2 - Formação Motuca	92
6.3.1.3 - Formação Sambaíba	93
6.3.2 - ANÁLISES QUÍMICAS	93
6.3.3 - ANÁLISE FATORIAL	94
6.4 - ANÁLISE PALEOAMBIENTAL E GÊNESE DOS ARGILOMINERAIS	94
6.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	94
6.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA	95
6.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA	98
CAPÍTULO VII	99
COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO E MOTUCA	99
7.1 - INTRODUÇÃO	99
7.2 - MÉTODOS	100
7.2.1 - ANÁLISES QUÍMICAS	100
7.2.2 - ANÁLISE ESTATÍSTICA	101
7.2.2.1 - Diagramas de dispersão	101
7.2.2.2 - Análise de agrupamento	101
7.2.2.3 - Análise Fatorial	102
7.3 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	104
7.3.1 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS	104
7.3.2 - ANÁLISE FATORIAL - MODO Q	105

7.3.3 - ANÁLISE FATORIAL - MODO R	107
7.3.3.1 - Elementos maiores	107
7.3.3.2 - Elementos traços	108
7.3.3.3 - Elementos maiores + traços (Figura 52)	109
7.3.4 - ANÁLISE DE AGRUPAMENTO ("CLUSTER ANALYSIS")	110
7.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	112
7.4.1 - CARACTERIZAÇÃO DOS GRUPOS DE AMOSTRAS	112
7.4.2 - ANÁLISE PALEOAMBIENTAL	113
7.4.2.1 - Comportamento do Mn	113
7.4.2.2 - Comportamento do Ti e Zr	113
7.4.2.3 - Comportamento do Sr	114
7.4.2.4 - Comportamento do B e V	117
CAPÍTULO VIII	119
COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO E MOTUCA	119
8.1 - INTRODUÇÃO	119
8.2 - MÉTODOS	123
8.2.1 - ANÁLISE ISOTÓPICA	123
8.2.2 - ANÁLISE ESTATÍSTICA	123
8.2.2.1 - Teste de qui-quadrado	124
8.2.2.2 - Teste de Lilliefors (1967)	125
8.3 - RESULTADOS OBTIDOS	125
8.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	126
CAPÍTULO IX	129
PALEOCORRENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA	129
9.1 - INTRODUÇÃO	129

9.2 - MÉTODOS E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	130
9.2.1 - CÁLCULO DO RUMO E CONSISTÊNCIA DO VETOR MÉDIO	130
9.2.2 - MÉDIA MÓVEL	131
9.2.3 - DIAGRAMAS DE PROJEÇÕES POLARES	132
9.3 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	132
 CAPÍTULO X	 135
CONCLUSÕES FINAIS	135
10.1 - PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO MARANHÃO	135
10.2 - DERIVAÇÃO DOS SEDIMENTOS	136
10.3 - EVOLUÇÃO TECTO-SEDIMENTAR	137
10.3.1 - ARQUEAMENTO DO ALTO PARNAÍBA	137
10.3.2 - LINEAMENTO TOCANTINS-ARAGUAIA	138
10.4 - CORRELAÇÃO DA BACIA DO MARANHÃO COM AS BACIAS DO PARANÁ E AMAZONAS	139
 BIBLIOGRAFIA	 140

RESUMO

A Bacia do Maranhão, também chamada Bacia do Parnaíba ou Meio Norte, ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km² e abrange quase toda superfície dos Estados do Piauí e Maranhão e parte dos Estados de Goiás e Ceará. É essencialmente uma bacia paleozôica, cujos sedimentos atingem espessura máxima de 3.000 metros, dos quais 2.500 metros correspondem a sedimentos paleozóicos.

O Permo-Triássico desta Bacia, objeto de estudo deste trabalho, é representado pelas Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

O estudo integrado de diferentes critérios sedimentológicos e geoquímicos (análise granulométrica, conteúdo mineralógico das frações leve, pesada e argila, estudo geoquímico e isotópico, análise petrográfica e determinação de paleocorrentes deposicionais) propiciou, além da caracterização das unidades acima citadas, a identificação dos ambientes geradores destas rochas e ainda uma análise do comportamento tectônico da Bacia nesta época.

A sedimentação inicia-se sob condições continentais (flúvio-lacustre e eólica) e marinha epicontinental sob condições de aridez climática durante a deposição da Formação Pedra de Fogo. A regressão do mar permiano e aumento da aridez climática levam à deposição dos "red beds" da Formação Motuca, onde as intercalações de evaporitos são respostas aos mares interiores remanescentes.

No Triássico, sob condições nitidamente continentais áridas, ocorre a deposição dos arenitos eólicos das antigas dunas do deserto Sambaíba, sob influência de paleoventos oriundos de leste.

Associado a esta evolução, temos o aparecimento da feição tectônica positiva, definida neste trabalho e chamada de Arqueamento de Alto Parnaíba. Tal arqueamento, inexistente antes do Permiano, tem, neste período, influência discreta na sedimentação da Formação Pedra de Fogo, aparecendo como área menos negativa, separando as fácies de origem continental das de origem marinha litorânea.

Durante a sedimentação da Formação Motuca, esta feição

adquire caráter nitidamente positivo, limitando a deposição desta unidade apenas no setor norte da Bacia. Esta feição positiva, adquirindo característica de sela, influuiu no padrão regional dos paleoventos triássicos, formadores das areias da Formação Sam baíba.

ABSTRACT

The Maranhão Basin, also known as the Parnaíba or Meio Norte Basin, occupies an area of approximately 600,000 km², covering the States of Piauí and Maranhão almost entirely and parts of the States of Goiás and Ceará as well. It is essentially a Paleozoic basin with a maximum thickness of 3,000 m, of which 2,500 m represent Paleozoic strata.

The Permo-Triassic of this basin, the object of this thesis, is represented by the Pedra de Fogo, Motuca, and Sambaíba Formations. The integrated study of sedimentologic and geochemical criteria (grain-size analysis; mineral content of the light, heavy, and clayey fractions; petrographic analysis; and paleocurrent determinations) have permitted not only the characterization of these formations and their depositional environments but also the analysis of the tectonic behaviour of the basin during this time.

Sedimentation of the Pedra de Fogo Formation began under continental (fluvial-lacustrine and eolian) and epicontinental marine conditions within an arid climate. The withdrawal of the Permian sea and the increased aridity of the climate led to the deposition of the red-beds and intercalated evaporites (deposited from the waning inland seas) of the Motuca Formation.

In the Triassic, eolian arenites of the Sambaíba Formation were laid down as desert dunes under distinctly arid, continental conditions by paleowinds coming from the east.

Associated with this geological evolution, a positive tectonic feature appeared in the Permian which is herein defined and denominated as the Alto Parnaíba Arch. This arch exerted a mild influence upon sedimentation of the Pedra de Fogo Formation, separating the continental facies from the shallow marine facies. During the sedimentation of the Motuca Formation, this feature acquired a distinctly positive character, thereby limiting deposition of this unit to the northern portion of the basin and, during the Triassic, influencing the regional pattern of the paleowinds responsible for depositing the Sambaíba Formation.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS DO TRABALHO

Esté trabalho tem, como objetivo principal, a caracterização das unidades que compõem o Permo-Triássico da Bacia do Maranhão (Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba) a partir de um estudo integrado dos seguintes critérios sedimentológicos e geoquímicos:

- caracterização litológica e do conteúdo mineralógico das frações leve, pesada e argila, visando identificar as áreas fontes que teriam atuado na gênese das rochas arenosas das Formações acima citadas;
- análise das medidas de estratificações cruzadas da Formação Sambaíba, procurando determinar o padrão dos paleoventos geradores dos arenitos eólicos;
- estudo geoquímico e isotópico, além da análise petrográfica e identificação dos argilominerais, tentando definir os ambientes formadores das rochas carbonáticas das Formações Pedra de Fogo e Motuca;
- reconstrução paleogeográfica objetivando auferir idéias sobre o comportamento tectônico da Bacia do Maranhão durante o Permo-Triássico.

Faz parte, ainda, deste trabalho, uma análise crítica cuidadosa sobre a interpretação dos diferentes parâmetros sedimentológicos, principalmente no que se refere à análise estatística dos dados.

1.2 - AMOSTRAGEM

Para o presente trabalho, foram coletadas amostras nos Estados de Goiás, Maranhão e Piauí. A Figura 1 mostra o mapa geológico e a localização dos pontos de amostragem.

Os trabalhos de campo compreenderam o conhecimento pré

vio do autor, oriundo de quatro meses de levantamentos (1978 e 1979) executados na Bacia do Maranhão dentro do Convênio DNPM-UFPa (Projeto Araguaína e Projeto Carolina), e viagem efetuada para este trabalho. A viagem, que compreendeu coleta de amostras superficiais, levantamento de perfis, seções e descrições geolôgicas gerais, consumiram trinta dias de campo (julho de 1980).

A amostragem teve como finalidade obter materiais para estudos de granulometria, conteúdo mineralógico das frações leve, pesada e argila, análise petrográfica, geoquímica e isotópica.

Procurou-se, dentro do possível (existência de bons afloramentos, existência de estrada, etc.), coletar amostras regularmente espaçadas para que toda a área de afloramento das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba fosse abrangida de modo uniforme, evitando-se assim, a concentração local de amostragem.

Na Tabela 1 consta uma relação dos pontos de amostragem com especificações de procedência, descrição litológica, utilizando-se da classificação textural de SHEPARD (1954) para os sedimentos clásticos e da classificação de FOLK (1962) para os sedimentos carbonáticos. Descreve-se, ainda, os procedimentos aos quais foram submetidas as amostras.

1.3 - BACIA DO MARANHÃO

Vários e bons trabalhos vieram à luz versando a estratigrafia e geologia geral da Bacia do Maranhão, também conhecida por Bacia do Parnaíba ou Meio Norte.

Sabe-se que a Bacia do Maranhão compreende uma depressão com uma área de 600.000 km², de forma aproximadamente oval, abrangendo quase toda a superfície dos Estados do Piauí e Maranhão e parte dos Estados de Goiás e Ceará. É essencialmente uma bacia paleozóica, cujos sedimentos compõem um anfiteatro contornando uma arena central de sedimentos cretácicos e mais novos.

A Bacia pode atingir espessura máxima de 3.000 metros dos quais 2.500 metros compreendem sedimentos paleozóicos, enquanto que os cretácicos, com grande expressão em área, são relativamente finos com cerca de 500 metros de espessura.

De acordo com AGUIAR (1971), a Bacia do Maranhão teria tido origem principalmente no desenvolvimento de dois eixos de subsidência: um a partir da área de Marajó, com direção sudeste, infletindo-se para leste a partir do centro do Estado do Maranhão; e outro, de rumo nordeste, passando por Floriano. Este, no lado sudoeste, vai-se infletindo, tendendo a tomar rumo sul, onde deve ria estabelecer-se a ligação com a Bacia do Paraná no Devoniano, enquanto o primeiro eixo faria a ligação com a Bacia Amazônica através do Marajó. Os eixos de subsidência seriam separados por um arco denominado Xambioá de direção nordeste.

Segundo LIMA & LEITE (1978): "A Bacia do Parnaíba originou-se pela subsidência de grande área cratônica, formada segundo os principais sistemas de fraturamentos (NE-SW, NW-SE e N-S) para lelos, sucessivos e escalonados, cujas interseções destas linhas de ruptura geraram grandes blocos ou mosaicos, responsáveis pela disposição geométrica dos estratos rochosos, que acompanha, gros so modo, a própria configuração dos limites atuais da Bacia em tela".

A interpretação do registro geológico nas Bacias do Paraná, Amazonas e Maranhão levou GOMES (1968), ALMEIDA (1969), GHIGNONE (1972), FÚLFARO & LANDIM (1973) e SOARES et al. (1974) a identificarem pacotes de sedimentos, separados por discordâncias e denominados de seqüências, de uma forma similar às estabelecidas por SLOSS para o craton americano.

Segundo MESNER & WOOLDRIDGE (1964), toda a coluna estratigráfica da Bacia do Maranhão pode ser naturalmente dividida em três grandes seqüências sedimentares. Cada uma destas seqüências é caracterizada por clima e esquema tectônico de deposição diferentes.

A seqüência inferior (segundo MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), correspondente à seqüência GAMA de SOARES et al. (1974), consiste inteiramente de clásticos de idade devoniana e mississippiana. A sedimentação inicia-se com conglomerados e arenitos continentais (Formação Serra Grande), passando a marinha durante a maior parte do Devoniano (Formações Pimenteiras, Cabeças e Longá) e termina com sedimentos deltaicos e continentais durante o Mississippiano

(Formação Poti). A seqüência espessa-se e torna-se de granulação mais grossa em direção à faixa de afloramento leste e sudeste, indicando uma proveniência da borda oriental.

A seqüência média (segundo MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), correspondente às seqüências DELTA e DELTA A de SOARES et al. (1974), consiste de camadas vermelhas, anidritas, dolomitos, calcários, sílex, arenitos continentais eólicos e fluviais. Esta seqüência separa-se daquela devono-mississippiana sotoposta por uma discordância com angularidade de 3° a 5°. A sedimentação foi continental com breves incursões marinhas (Formação Piauí), marinha epicontinental (Formação Pedra de Fogo), continental com mares interiores remanescentes (Formação Motuca) e continental eólica (Formação Sambaíba). O clima, quente e semi-árido, passa, com o tempo, para árido. Torna-se também mais grosseira em direção à margem leste e sudeste como na fase inferior, mas tem a sua espessura diminuída nesta direção, ao invés de aumentada.

A seqüência superior (segundo MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), correspondente à seqüência EPSILON de SOARES et al. (1974), é composta quase que inteiramente de rochas cretácicas. Apenas um manto delgado do Cretáceo Inferior foi depositado na Bacia do Maranhão propriamente dita, enquanto depósitos espessos do Cretáceo Inferior e Superior acumularam-se nas fossas costeiras de São Luiz e Barreirinhas. Separa-se da seqüência permo-pensilvano-triássica por um hiato principal, durante o qual diabásios e basalto foram injetados e derramados na Bacia do Maranhão. Predominam, na Bacia do Maranhão, sedimentos continentais fluviais e lacustres.

1.4 - PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO MARANHÃO (TRABALHOS PRÉVIOS)

1.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

1.4.1.1 - Considerações gerais

PLUMMER (1946, in LIMA & LEITE, 1978) propôs o nome Formação Pedra de Fogo para as camadas ricas em sílex e fósseis vegetais *Psaronius* que afloram no vale do rio Pedra de Fogo, entre

Pastos Bons e Nova Iorque.

A Formação é caracterizada por sedimentação cíclica, reconhecida por BARBOSA & GOMES (1957, in AGUIAR, 1971) na área de Tocantins.

Segundo AGUIAR (1964): "A sucessão dos sedimentos da Formação Pedra de Fogo é cíclica, sendo que na área de Balsas foram reconhecidos quatro ciclos principais. Cada ciclo se inicia por um arenito que diminui de granulação para o topo, ou passa a siltito, vindo a seguir calcário ou "chert", seguido por uma sequência de folhelhos com intercalações de "chert", com alguns leitos de calcários na base, coberta finalmente por outra seção de folhelhos que se tornam silticos ou arenosos para o topo".

Segundo LIMA & LEITE (1978): "A Formação Pedra de Fogo apresenta predominantemente fácies pelítica, constituída por siltitos, folhelhos, calcários e silexito. A fração psamítica aparece subordinadamente. Existe grande repetição de sequência rochosa no sentido vertical, ocorrendo comumente ciclotemas".

Segundo FARIA JR. (1979): "A Formação Pedra de Fogo, Eo-Meso-Permiano, da Bacia do Maranhão é caracterizada por uma sedimentação cíclica constituída de intercalações de arenitos finos, siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos contendo abundantes níveis e concreções de sílex".

1.4.1.2 - Área de exposição e espessura

A Formação Pedra de Fogo aflora quase continuamente na porção centro-leste, oeste e principalmente na faixa centro-sul da Bacia do Maranhão (Figura 1b).

Segundo LIMA & LEITE (1978): "Sua área de exposição na borda leste tem como limite norte a cidade de Coelho Neto, prosseguindo para sul ao longo da faixa paralela ao rio Parnaíba, compreendendo a região de Teresina, Amarante e Uruçuí, sofrendo uma inflexão para oeste onde se estende numa direção aproximadamente E-W, através das áreas de Balsas, Riachão, Carolina, Tasso Fragoso e Alto Parnaíba. Na borda oeste assume uma direção aproximadamente N-S, ou seja, da região de Araguaína até a altura do paralelo de Pedro Afonso".

A Formação Pedra de Fogo é mais arenosa no sudeste e leste da Bacia. Sua espessura maior foi a perfurada pelo poço 2-NG-1-MA: 189 metros (AGUIAR, 1971).

LEITE et al. (1975, in LIMA & LEITE, 1978) assinalaram que, na região de Caxias, a espessura da Formação Pedra de Fogo em superfície é de 173 metros.

Na região de Teresina, sua espessura varia de poucos metros, como delgadas coberturas sobre a Formação Piauí até 25 metros, na área de Beneditinos. Na área de Monsenhor Gil, fica em torno de 70 metros.

Na região entre Landri Sales e Uruçuí e entre Gilbuês e Alto Parnaíba, observa-se espessamento de leste para oeste. Assim, em direção à calha do Parnaíba, a espessura aflorante varia de alguns metros a 50 metros, enquanto na região de São Raimundo das Mangabeiras ocorrem espessuras da ordem de 100 metros (LIMA & LEITE, 1978).

Segundo LIMA & LEITE (1978), a nordeste de Itacajá, a espessura aflorante da Formação Pedra de Fogo situa-se em torno de 50 a 80 metros.

Segundo FARIA JR. (1979), a Formação Pedra de Fogo, em média com 100 metros de espessura, pode ser dividida em três Mem bros: Membro Basal, Médio e Superior ou Trisidela.

1.4.1.3 - Relações de contato

Na borda leste, o contato inferior com a Formação Piauí é concordante e se apresenta, por vezes, com brusca mudança litológica. Na porção centro-oeste, o contato inferior com a Formação Piauí processa-se através de lenta gradação, dificultando a deli neação do contato geológico. Os folhelhos, arenitos e siltitos, intercalados com delgados leitos de sílex da Formação Piauí, gradam para siltitos, arenitos e folhelhos, intercalados com esparsas ca madas de sílex da Formação Pedra de Fogo (LIMA & LEITE, 1978).

O contato superior com a unidade Motuca é gradacional, ocorrendo a passagem de folhelhos e siltitos esverdeados, averme lhados e arroxeados, com intercalações de silexitos, em níveis con

tínuos ou nodulares da Formação Pedra de Fogo, para siltitos e folhelhos vermelho-tijolo, calcíferos, da Formação Motuca (LIMA & LEITE, 1978).

1.4.1.4 - Idade e correlação

PRICE (1948) sugeriu idade eopermiana para a Formação Pedra de Fogo baseado na presença do anfíbio labirintodonte *Prionosuchus*, "possivelmente equivalente à Formação Wichita do Texas".

Estudos palinológicos realizados por MULLER (1962, in ANDRADE, 1972) também sugeriram idade eopermiana à parte inferior da Formação Pedra de Fogo.

Segundo RAGONHA (1978): "A presença de troncos silicificados de *Psaronius brasiliensis*, e ilustrados por BOUREAU (in *Traité de Paléobotanique*, Tomo IV, pág. 192, 1970), procedentes da Formação Pedra de Fogo, Estado do Piauí, autorizou o autor a situar a referida Formação na base do Sakmariano (Permiano Inferior)".

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) situaram a Formação Pedra de Fogo no Permiano. Ressaltaram que o estudo palinológico confirmou a idade eopermiana para a parte inferior da Formação Pedra de Fogo e identificou pólenes neopermianos na parte superior.

CRUZ et al. (1973, in LIMA & LEITE, 1978) registraram, através de estudos palinológicos, a presença de microesporos alados, indicativos de uma flora desenvolvida e variada de gimnospermas, pteridófitas e esfenófitas, o que sugere uma idade permiana inferior.

Segundo BARBERENA & DAEMON (1974), o *Prionosuchus*, labirintodonte arquegonaurídeo presente na Formação Pedra de Fogo, é uma forma mais especializada, principalmente no que se refere à posição das narinas externas, à dentição vomeriana e ao extremo alongamento da pré-maxila, do que o *Platyops* presente na Formação Rio do Rastro. Considerando o *Platyops* como Permiano Superior, a Formação Pedra de Fogo, conseqüentemente, pelo menos em parte, de acordo com as maiores adaptações do *Prionosuchus*, deve ser considerada como também contida no Permiano Superior.

Segundo BARBERENA & DAEMON (1974): "É interessante observar, em concordância com esta possibilidade que os resultados paleoestratigráficos caracterizam a Formação Pedra de Fogo como tendo grande parte de seus depósitos no Permiano Médio e Superior".

Segundo LIMA & LEITE (1978): "Os conjuntos de esporomorfos com *Laevigatosporites*, *Punctatisporites*, *Virkkipollenites*, *Azonotriletes*, *Vestigisporites* e *Verrucosisporites* confirmam a idade eo-mesopermiana atribuída à Formação Pedra de Fogo".

Segundo RAGONHA (1978): "Em suma, vários autores, com base em diferentes grupos fósseis, coincidem em opinar quanto à colocação das camadas inferiores da Formação Pedra de Fogo no Eopermiano. A presença de três diferentes grupos de *Chondrichthes*, cujo apogeu tenha se processado no Carbonífero, reforça a suposição quanto ao enquadramento em tal idade. E, assim sendo, por extensão, a assembléia fóssil, idêntica, encontrada na base do Membro Taquaral da Formação Irati, no Estado de São Paulo, conduz a interpretá-la, entre evidências outras, como sendo da mesma idade atribuída à Formação Pedra de Fogo, ou seja, eopermiana".

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) correlacionam a Formação Pedra de Fogo ao que chamaram Grupo Estrada Nova da Bacia do Paraná, referindo-se ao hoje conhecido Grupo Passa Dois que engloba as Formações Irati e Estrada Nova. Segundo estes autores, a Formação Andirá da Bacia do Amazonas é equivalente à Formação Pedra de Fogo e à Formação Motuca.

AGUIAR (1971) correlacionou a Formação Pedra de Fogo com as Formações Palermo, Irati e Teresina, esta última, ao que se conhece, como membro superior da Formação Estrada Nova.

Segundo RAGONHA (1978): "Com evidência à faunula de *Chondrichthes*, as formas que têm permitido um posicionamento sistêmico mais completo indicam uma notável correlação estratigráfica do Membro Taquaral da Formação Irati - Bacia do Paraná - Estado de São Paulo, com a base da Formação Pedra de Fogo - Bacia do Parnaíba - Estado do Maranhão. Dentre as espécies até agora descritas no Membro Taquaral, três delas foram originalmente assinaladas por SILVA SANTOS na Formação Pedra de Fogo e, possivelmente, outras espécies que aqui ocorrem poderão ser, oportunamente,

também constatadas na Bacia do Paraná. As espécies em comum nas duas bacias intracratônicas e estudadas neste trabalho são: *Taquaranthus albuquerquei*, *Stenacanthus maranhensis* e *Itapyrodus punctatus*".

Segundo RAGONHA (1978): "A semelhança da associação fossilífera, em nível de espécie, na Bacia do Paraná e Bacia do Maranhão, sugere uma possível ligação entre estas duas bacias intracratônicas por mares epicontinentais persistentes ainda no tempo de soterramento dos restos de peixes aqui estudados".

1.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA

1.4.2.1 - Considerações gerais

PLUMMER (1946, in LIMA & LEITE, 1978) propôs a denominação de Motuca para designar folhelhos de cor vermelho-tijolo com lentes delgadas de calcários e anidrita, sobrejacentes aos estratos Pedra de Fogo nos arredores da Fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite no Maranhão.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) consideraram a Formação Motuca de idade neopermiana, com base em evidências fossilíferas e na correlação litológica com a Formação Rio do Rastro da Bacia do Paraná.

NORTHFLEET & MELO (1967) indicaram espessura de 130 a 170 metros para esta unidade e admitiram sua concordância com as Formações encaixantes Pedra de Fogo e Sambaíba.

AGUIAR (1971) ratifica a concordância da Formação Motuca com as Formações Pedra de Fogo e Sambaíba, considerando-a de idade permo-triássica.

1.4.2.2 - Área de exposição e espessura (Figura 1b)

Aflora numa faixa contínua, relativamente estreita, margeando as escarpas da Formação Sambaíba na região centro-sul da bacia sedimentar, estendendo-se de leste para oeste, compreendendo, basicamente, as regiões de Uruçuí, São Félix de Balsas, Loreto, Balsas, São Raimundo das Mangabeiras, Carolina, Filadélfia e

Araguaína. Também margeando um eixo norte-sul, a oeste das regiões de Floriano e Amarante, estendendo-se por Monsenhor Gil e oeste de Teresina até Caxias, afloram, em extensa área, os sedimentos correspondentes à Formação Motuca (LIMA & LEITE, 1978).

Segundo AGUIAR (1971), a Formação Motuca é mais arenosa na borda sudeste da bacia, e sua maior espessura foi perfurada no poço 2-NG-1-MA: 296 metros.

Na região de Balsas, a espessura total desta unidade litoestratigráfica está em torno de 100 a 110 metros.

À semelhança da Formação Sambaíba, cujos estratos são expostos em uma faixa aproximadamente leste-oeste e diminuem de esspessura à medida que prosseguem rumo leste, para a borda ocidental da bacia, também para os sedimentos Motuca se observa tal fato, notadamente de Filadélfia para Araguaína, desaparecendo as exposições nesta última área para sul e oeste (LIMA & LEITE, 1978).

1.4.2.3 - Relações de contato

O contato com a Formação Pedra de Fogo é geralmente gradativo, caracterizando-se pela passagem de folhelhos e siltitos avermelhados e esverdeados, com níveis de silexito, para folhelhos, arenitos e siltitos vermelho-tijolo da Formação Motuca.

O contato é concordante com a Formação Sambaíba que lhesobrepõe e caracteriza-se, geralmente, pela passagem de arenitos vermelhos, finos, com estratificação cruzada de pequeno porte da Formação Motuca, para arenitos brancos e róseos, finos a médios, com estratificação cruzada de grande porte da Formação Sambaíba.

1.4.2.4 - Idade e correlação

Apesar dos fósseis constituírem uma raridade na seqûência oxidante da Formação Motuca, MESNER & WOOLDRIDGE (1964) assinalararam a presença do gastrópode *Pleurotomaria* sp. que também ocorre no Permiano do Peru. Registraram, também, alguns peixes que se assemelham aos peixes permianos *Paleoniscus* e *Elochtyis*, atribuindo-lhes idade neopermiana.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) correlacionaram a Formação Mo

tuca à parte superior da Formação Andirá da Bacia do Amazonas.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) e AGUIAR (1971) correlacionaram a Formação Motuca com a Formação Rio do Rastro da Bacia do Paraná.

1.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA

1.4.3.1 - Considerações gerais

O termo Sambaíba foi utilizado primeiramente por PLUMMER (1946, in LIMA & LEITE, 1978) para designar os arenitos que constituem mesetas próximo à cidade de Sambaíba.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) consideraram os arenitos Sambaíba como formação pertencente ao Triássico Superior e sobreposta concordantemente à Formação Pastos Bons, admitindo, entretanto, como duvidosa a posição desta última unidade.

AGUIAR (1971) considerou os arenitos sobrejacentes à Formação Pastos Bons, anteriormente considerados como pertencentes à Formação Sambaíba de MESNER & WOOLDRIDGE (1964), como integrantes da Formação Corda.

Segundo AGUIAR (1964), a Formação Sambaíba é constituída de arenitos róseos e avermelhados, com abundantes estratificações cruzadas.

1.4.3.2 - Área de exposição e espessura

A Formação Sambaíba aflora na porção centro-sudoeste e borda SW, numa faixa E-W, correspondendo, aproximadamente, às cidades de Sambaíba, Balsas, Carolina (MA), Babaçulândia, Filadélfia e Araguaína (GO) (Figura 1b).

Segundo AGUIAR (1971), não se conhece a espessura total da Formação, pois sempre é encontrada truncada pelos derrames basálticos ou pelas formações mais novas. No poço 2-IZ-1-MA, sua espessura é superior a 400 metros.

A Formação Sambaíba apresenta, por toda sua seção, fácies arenosas, não sendo constatadas variações significativas e con

servando-se constantes as seções de arenitos, tanto vertical como horizontalmente.

Próximo à cidade de Babaçulândia, verifica-se espessura total de 183 metros para a Formação Sambaíba, enquanto que na cidade de Sambaíba foram medidos cerca de 200 metros (LIMA & LEITE, 1978).

Na região centro-sul, nota-se maior expressividade em termos de espessura, que se apresenta relativamente constante entre Sambaíba, Balsas e Carolina.

A medida que se estende à borda oeste da bacia, ou seja, de Filadélfia rumo à Araguaína, suas espessuras são decrescentes neste eixo E-W, tendo sido constatados pouco mais de 15 metros de arenitos desta Formação em área próxima a Araguaína, e desta cidade para sul ocorre novo decréscimo. De Carolina para norte, no flanco oeste, suas espessuras são, também, decrescentes (LIMA & LEITE, 1978).

1.4.3.3 - Relações de contato

Na região de Lizarda e povoado de Curupá, a unidade Sambaíba recobre discordantemente as Formações paleozóicas Piauí e Pedra de Fogo.

Na região sul, próximo a Gilbuês, NORTHFLEET & NEVES (1967) assinalaram a existência de um conglomerado basal na unidade de Sambaíba sobre os estratos permianos Pedra de Fogo.

Na região de Carolina e Loreto, a Formação Sambaíba repousa em contato concordante bastante nítido sobre os sedimentos da Formação Motuca. Dá-se através da passagem de arenitos finos e siltos vermelho-tijolo da Formação Motuca para arenitos esbranquiçados, finos a médios, caulínicos da unidade Sambaíba (LIMA & LEITE, 1978).

CUNHA & CARNEIRO (1972) admitiram haver discordância entre a Formação Sambaíba e Motuca, entretanto, LIMA & LEITE (1978) evidenciaram concordância em quase todos os pontos de contato, sem, no entanto, haver gradação litológica.

1.4.3.4 - Idade e correlação

Por se tratar de uma sucessão rochosa afossilífera, sua datação é baseada em relações estratigráficas.

Encontra-se sobreposta em concordância à Formação Motuca, datada do Permiano e sotoposta aos basaltos da Formação Mosquito.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) posicionaram a Formação Sambaíba como pertencente ao Triássico, admitindo estar sob os basaltos jurássicos e sobre as camadas neotriássicas da Formação Pastos Bons.

AGUIAR (1971) inferiu idade triássica inferior, baseado em sua concordância com os basaltos admitidos como pertencentes ao Triássico Médio a Superior. Ressalva que nenhum basalto da Formação Mosquito, à época do seu relatório, tinha sido seguramente datado. Seu posicionamento é baseado em relações estratigráficas, uma vez que coloca estratigraficamente acima dos basaltos, a Formação Pastos Bons do Triássico Superior.

Segundo LIMA & LEITE (1978): "os dados radiométricos confirmam o posicionamento Jurássico a Triássico Superior para os derrames da Formação Mosquito, na parte oeste da bacia, já inicialmente atribuídos por MESNER & WOOLDRIDGE (1964)".

A Formação Sambaíba foi correlacionada por MESNER & WOOLDRIDGE (1964) à Formação Botucatu, da Bacia do Paraná.

Segundo AGUIAR (1971), não existiria correspondente da Formação Sambaíba na Bacia do Paraná ou, se existir, deverá estar abaixo da discordância da base da Formação Botucatu.

1.5 - AGRADECIMENTOS

A mais sincera gratidão ao Professor Doutor Setembrino Petri pela orientação conferida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio de pesquisa de campo (Processo nº 2222.1786/78) e bolsa de pesquisador para elaboração deste trabalho (Processo nº 1111.2025/76).

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, um agrade

cimento especial, por ter, em diferentes etapas, franqueado seus préstimos e conhecimentos.

Ao Professor Max Brandt Neto (I.Q. - UNESP/Araraquara) pelo valioso auxílio nos trabalhos de campo e pelas fotografias ao microscópio eletrônico.

Aos amigos Gilberto Amaral, Jorge Kazuo Yamamoto e Mauro Fumio Yamamoto pelas discussões e orientação na parte de computação dos dados.

Aos geólogos Luiz Antônio Pereira de Souza, Roberto Monma, Maria Cristina Moreira Coelho e Eduardo Todeschini pelo efetivo apoio laboratorial.

Aos estagiários do Laboratório de Sedimentologia (DPE-IGUSP) Edson Eyji Sano, Álvaro Cesar Fochi e Fábio Gomide Rahal pelo valioso auxílio prestado nas diversas etapas do trabalho.

Ao Professor Doutor Benjamin Bley de Brito Neves pelas críticas e sugestões apresentadas.

Ao Professor Moysés Gonsales Tessler e ao Senhor Wilson Macedo (I.O./USP) pela diagramação e confecção dos desenhos.

Aos Professores Eichi Matsui e Francisco José Krug do CENA (Piracicaba) pelas análises químicas e isotópicas de rochas carbonáticas.

Ao Professor Doutor Raphael Hypólito pelas análises químicas de paligorsquita.

Aos amigos Luiz Alberto Fernandes e Sílvia Quintanilha Macedo pela criteriosa revisão do texto.

À Senhora Nair de Campos Louzada e ao Senhor José Ponchirolli, pelos trabalhos de datilografia e ao Senhor Jayme Alves da Silva e equipe pelos trabalhos gráficos.

E ao pessoal técnico e administrativo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo que, direta ou indiretamente, colaborou com o autor. A todas essas pessoas o autor con_{signa} o seu profundo reconhecimento.

CAPÍTULO II

ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

2.1 - MÉTODOS

2.1.1 - GRANULOMETRIA

Inicialmente, foi feito quarteamento das amostras para se chegar a porções adequadas conforme a litologia, sendo de cerca de 100 gramas no caso de arenitos mais puros e 50 gramas para as mais argilosas. Posteriormente, foram desagregadas manualmente ou com a ajuda de um martelo de borracha.

Após o quarteamento e desagregação, as amostras foram colocadas em suspensão e homogeneizadas por meio de agitador rotativo. Para evitar o problema de floculação, utilizou-se o pirofosfato de sódio como defloculante.

As amostras foram processadas por pipetagem (utilizada para dimensionamento de partículas entre 0,062 e 0,004 mm de diâmetro), seguida de peneiramento (para partículas entre 4.000 e 0,062 mm). A escala granulométrica usada foi a de WENTWORTH (1922) sendo que, no peneiramento, foram utilizadas peneiras com 4,000; 2,830; 2,000; 1,410; 1,000; 0,707; 0,500; 0,354; 0,250; 0,177; 0,125; 0,088 e 0,062 mm de abertura.

2.1.2 - CÁLCULO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS DISTRIBUIÇÕES

Nos cálculos dos parâmetros, utilizou-se as fórmulas propostas por FOLK & WARD (1957). Os cálculos foram efetuados no computador BURROUGHS B 6.700 do Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo, a partir de programa denominado LABSE 4, em linguagem FORTRAN IV, desenvolvido por Mauro Fumio Yamamoto.

Neste programa, são usados como dados, o peso inicial e os pesos de cada fração granulométrica, calculando-se, então, os percentis (ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{84} e ϕ_{95}) interpolados em curva.

va acumulativa em papel de probabilidade aritmética. A interpolação pelo método de LAGRANGE, utilizada no programa LABSE I (COIMBRA, 1976), é aqui substituída pela função de GAUSS, conforme método proposto por SWAN et al. (1978), onde as porcentagens acumuladas são transformadas em escores da distribuição normal acumulada através desta função.

A partir do programa LABSE 4, pode-se obter:

- Cálculo em ϕ (KRUMBEIN, 1934) dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) para distribuição total (intervalos areia, silte e argila) e distribuição areia, para amostras que apresentam acima de 50% de areia.

- Classificação textural da amostra segundo SHEPARD (1954) e impressão da mesma no diagrama triangular.

- Coordenadas do gráfico discriminante multivariável (SAHU, 1964), calculadas a partir dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957).

- Cálculo de número de classes texturais do sedimento, considerando apenas as classes granulométricas (conforme a escala de WENTWORTH, 1922), com porcentagens de pelo menos 1% da distribuição.

2.1.3 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO

2.1.3.1 - Diagrama de dispersão

Diagramas binários

O comportamento das variáveis pode ser analisado a partir de diagramas de dispersão. Os diagramas de dispersão destinam-se ao estudo do grau de associação entre duas variáveis e são construídos lançando-se as medidas num sistema de eixos, onde cada eixo representa uma variável (YAMAMOTO et al., 1980).

Sua análise é feita observando-se a distribuição dos pontos. O grau de associação entre as duas variáveis em estudo pode ser medido pelo cálculo do coeficiente de correlação de Pearson, que varia numericamente de -1 a +1.

O coeficiente de Pearson é computado por:

$$C_{ij} = \frac{\left(\sum_{k=1}^m x_{ik} x_{jk} - \frac{\sum_{k=1}^m x_{ik} \sum_{k=1}^m x_{jk}}{m} \right)}{\sqrt{\left(\sum_{k=1}^m x_{ik}^2 - \frac{\sum_{k=1}^m x_{ik} \sum_{k=1}^m x_{ik}}{m} \right) \left(\sum_{k=1}^m x_{jk}^2 - \frac{\sum_{k=1}^m x_{jk} \sum_{k=1}^m x_{jk}}{m} \right)}}$$

onde x_{ik} indica k -ésima variável medida na amostra i e x_{jk} é a k -ésima variável medida na amostra j . Ao todo, m variáveis são medidas em cada amostra e c_{ij} é a correlação entre as amostras i e j . Os valores podem variar de zero (mínima correlação) a +1 ou -1 (correlações máximas). Quando o coeficiente for próximo de +1, significa que existe uma correlação linear positiva e quando for próximo de -1, existe uma correlação linear negativa. Valores próximos de zero indicam dispersão total dos pontos, conforme a figura abaixo.

A partir das variáveis diâmetro médio, seleção, assimetria e curtose da distribuição total, mais os valores de número de classes texturais e porcentagem de matriz (silte + argila), foi calculada uma matriz de correlação, utilizando-se do coeficiente de Pearson, para cada unidade estudada. Em seguida, construiu-se diagramas de dispersão com correlação acima de 0,60 (em módulo),

por serem mais significantes.

Após o tratamento por unidade, as amostras foram agrupadas e calculou-se nova matriz de similaridade com a impressão de todos os diagramas de dispersão. A partir destes diagramas, verificou-se quais pares de variáveis são importantes na discriminação de unidades.

Estes mesmos gráficos foram ainda comparados com aqueles apresentados por FRIEDMANN (1961) e AGUAYO (1980) para uma possível caracterização dos ambientes deposicionais.

Diagramas ternários (AGUAYO, 1980)

O gráfico ternário é formado por um círculo que contém um sistema de coordenadas, cujo ponto de intersecção coincide com o centro do círculo. O eixo da abscissa divide a circunferência em duas partes, uma superior e outra inferior (Figura 2a). Sobre o eixo da ordenada, pode ser representado o diâmetro médio em ϕ ; de preferência, escolhe-se o segmento da reta do semi-círculo superior para os valores de ϕ positivos (granulação mais fina) e o semi-círculo inferior para valores de ϕ negativos (granulação mais grossa).

Na semi-circunferência superior, podem ser representados os valores de seleção, que serão os mesmos tanto à esquerda quanto à direita da linha vertical que secciona o círculo. No ponto de simetria, a seleção é igual a zero (seleção ótima) e, para a direita ou esquerda, há o incremento dos valores indicando piores seleções. A escala a ser escolhida dependerá dos valores máximos obtidos para as amostras estudadas.

Na semi-circunferência inferior, podem ser mencionados os valores de assimetria. O ponto de intersecção da linha vertical com a circunferência representa o grau máximo de simetria (assimetria igual a zero) que pode ter um sedimento. Por outro lado, à direita do mesmo ponto, os valores de assimetria são positivos e, à esquerda, negativos.

Diagrama de SAHU (1964)

Na análise de viscosidade e energia dos ambientes, foi em

pregado o gráfico proposto por SAHU (1964) que distingue vários mecanismos e ambientes de deposição dos sedimentos, a partir da análise discriminatória multivariável. Ele emprega os parâmetros estatísticos definidos por FOLK & WARD (1957) para estabelecer separações entre os ambientes: eólico e praia, praia e marinho, marinho e fluvial, fluvial e correntes de turbidez.

Esse autor observou que o desvio padrão das funções discriminantes cresce progressivamente na seqüência: eólico, praia, marinho raso, fluvial e depósito de correntes de turbidez. Verificou também que o desvio padrão da assimetria (Sk_I), mostra recobrimento entre os vários ambientes de deposição, sendo, portanto, considerado um fator não significativo para interpretação; os demais parâmetros (M_z = diâmetro médio, δ_I = seleção, K_G = curtose) se prestam para a interpretação dos fenômenos deposicionais. Então, o autor tentou diversas combinações com estes três parâmetros, concluindo que a melhor discriminação entre os diferentes ambientes, assim como entre os diversos processos deposicionais, pode ser obtida colocando-se os valores de $\sqrt{\delta_I}$ contra a relação entre as variâncias de curtose, diâmetro médio e desvio padrão ao quadrado $\frac{SK_G}{SM_z} \cdot S(\delta)^2$ em papel log-log.

Neste trabalho, utilizou-se, inicialmente, os parâmetros de FOLK & WARD (1957) da distribuição total do conjunto de amostras pertencentes a cada formação. Posteriormente, de cada conjunto de amostras, foram escolhidas as arenosas, isto é, as com mais de 50% de areia, para um segundo tratamento estatístico.

2.1.3.2 - Análise classificatória multivariante

A correlação entre as amostras foi feita a partir da análise de agrupamento ("Cluster Analysis"), utilizando-se os parâmetros de FOLK & WARD (1957) da distribuição total como variáveis (diâmetro médio, seleção, assimetria e curtose).

A análise de agrupamento, uma técnica classificatória multivariante, foi aplicada, inicialmente, para fins de taxionomia numérica. Atualmente, tem sido aplicada também em diversas áreas da Geologia como Hidrogeoquímica, Geoquímica, Paleontologia e Sedimentologia, entre outras.

Com esta técnica, é possível a classificação hierárquica de um conjunto de amostras. Se tivermos n amostras e medirmos m variáveis, o conjunto de dados forma uma matriz $n \times m$. Em seguida, calcula-se a medida de semelhança ou similaridade entre cada par de amostras (Modo Q), ou entre as variáveis (Modo R). Esta metodologia explicada e exemplificada por SOKAL & SNEATH (1963) e PARKS (1966) pode empregar várias medidas de similaridade, destacando-se, entretanto, dois coeficientes com maior aceitação (o coeficiente de correlação de Pearson e a Distância Euclideana).

Para a análise de comportamento de variáveis (Modo R), considerando o fato destas poderem ser direta ou inversamente correlacionadas, é mais adequado o uso do coeficiente de correlação de Pearson como medida de similaridade, enquanto que para a correlação de amostras (Modo Q), caso deste presente trabalho, onde se mede a maior ou menor aproximação entre estas, a medida de similaridade mais adequada é a Distância Euclideana.

No cálculo da Distância Euclideana entre duas amostras, considerando-se m variáveis, a fórmula é:

$$d_{ij} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - x_{jk})^2}{m}}$$

onde x_{ik} indica k -ésima variável medida na amostra i , x_{jk} é a k -ésima variável medida na amostra j , d_{ij} é a distância entre as amostras i e j . Uma pequena distância indica que as duas amostras são similares ou próximas, enquanto grandes distâncias indicam dissimilaridade.

Calculadas as distâncias, organiza-se a matriz de similaridade entre as amostras ($n \times n$). Desta matriz, escolhe-se o par de amostras com menor valor de distância (maior correlação), para a classificação hierárquica pelo grau de similaridade. Após a retirada deste par de amostras, estas são fundidas numa única amostra, obtendo-se (por média aritmética) os novos valores das variáveis. Com essa nova amostra, calcula-se a sua correlação

com as demais, montando-se nova matriz de similaridade, agora com $n-1 \times n-1$ elementos. A retirada sucessiva dos pares de maior correlação, aliada à fusão das amostras correlacionadas, permitem a obtenção de uma matriz final 2×2 .

A partir da correlação dos pares de amostras arranjadas hierarquicamente, constrói-se o dendrograma, que é a forma gráfica mais usada para a apresentação desses agrupamentos.

Para que os valores de correlação (cc) se distribuam entre 1 (correlação máxima) e 0 (correlação mínima), usa-se a transformação da expressão para:

cc (coeficiente de correlação) = $1 - d$ (Distância Euclideana).

2.2 - CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DOS SEDIMENTOS

2.2.1 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957)

Os resultados dos parâmetros estatísticos (que caracterizam numericamente a distribuição granulométrica dos sedimentos), calculados para amostras das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, encontram-se na Tabela 2. Os parâmetros da distribuição areia foram recalculados somente para amostras arenosas, ou seja, aquelas com mais de 50% de areia.

2.2.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

Os resultados obtidos dos parâmetros estatísticos foram submetidos a uma análise de frequência, para a verificação do comportamento dos mesmos em conjunto (COIMBRA, 1976). As medidas de frequência foram efetuadas em intervalos pré-determinados, segundo a escala granulométrica de WENTWORTH (1922) para valores de diâmetro médio, e segundo os padrões verbais de FOLK & WARD (1957) para os valores de seleção, assimetria e curtose. Os resultados dessa análise, tanto para a distribuição total como para a areia, encontram-se na Tabela 3.

2.2.2.1 - Formação Pedra de Fogo

São sedimentos com baixo selecionamento (73% das amostras são pobremente selecionadas), apresentam grande heterogeneidade de litológica, observando-se desde arenitos até argilitos. Aproximadamente 73% das amostras mostram assimetria muito positiva, demonstrando que a maioria das distribuições possuem a cauda espalhada para os lados das frações mais finas. Quanto à curtose, nota-se a presença de curvas desde muito platicúrticas até extremamente leptocúrticas.

Considerando-se somente o arcabouço das amostras arenosas, observa-se que as areias são predominantemente finas (50% possuem diâmetro médio na classe areia fina e 40% na areia muito fina). O selecionamento varia de bom a moderado, as distribuições são assimétricas, desde negativas a muito positivas, e as curvas são platicúrticas quanto ao grau de achatamento.

2.2.2.2 - Formação Motuca

O diâmetro médio varia de areia muito fina a silte muito fino, com predominância do silte médio (44%). Apresenta seleção de pobre (63% das amostras) a muito pobre (38%) e as amostras apresentam assimetria muito positiva (75%), demonstrando maior espalhamento para os lados das frações mais finas. As curvas variam de muito platicúrticas a extremamente leptocúrticas, com predominância das platicúrticas (56%).

Considerando o arcabouço de amostras arenosas, verifica-se uma localização do diâmetro médio entre areia fina (80%) a areia muito fina (20%). A seleção varia de boa a moderada e 60% das amostras apresentam assimetria negativa e curvas mesocúrticas.

2.2.2.3 - Formação Sambaíba

Há predomínio de sedimentos com diâmetro médio no intervalo areia fina (90%), além de seleção variando de boa a pobre. As curvas mostram assimetria muito positiva e variam de platicúrticas a muito leptocúrticas, com ligeira predominância das muito leptocúrticas.

cúrticas (40%).

O arcabouço de amostras arenosas tem o diâmetro médio situado predominantemente no intervalo areia fina (90%) e 70% das amostras apresentam-se moderadamente selecionadas. Predominam curvas mesocúrticas e a assimetria varia de aproximadamente simétrica (30%) a muito positiva (50%).

2.2.2.4 - Comparação entre as três unidades estudadas (Tabela 4, Figuras 3A, 3B, 3C, 3D e 3E)

Diâmetro médio: A Formação Sambaíba apresenta valor médio de M_z ($\emptyset$) inferior às demais unidades, demonstrando a existência de termos mais grosseiros. Ressalta-se, para a Formação Pedra de Fogo, a grande dispersão dos valores de diâmetro médio, evidenciando heterogeneidade litológica, enquanto que a Formação Sambaíba apresenta menor dispersão e, portanto, maior homogeneidade litológica.

A análise da Figura 4 confirma a maior homogeneidade litológica para a Formação Sambaíba e a presença de termos mais arenosos, enquanto que a Formação Pedra de Fogo apresenta maior heterogeneidade litológica, com participação de termos granulométricamente mais finos.

Pode-se verificar ainda (Figura 4) o nítido aumento na granulação dos termos litológicos e maior homogeneidade (menor dispersão) da unidade mais antiga (Formação Pedra de Fogo) para a mais recente (Formação Sambaíba).

Analisando-se apenas o arcabouço das amostras arenosas, verifica-se o mesmo comportamento descrito para a distribuição total (Figura 5).

Seleção: Na distribuição total, o menor valor médio do desvio padrão para a Formação Sambaíba evidencia presença de termos mais selecionados.

2.2.3 - ANÁLISE DO NÚMERO DE CLASSES TEXTURAIS (TABELA 5)

Os resultados mostram de 4 a 9 classes texturais para amostras da Formação Pedra de Fogo, de 5 a 8 para a Formação Motu

ca e de 4 a 5 para a Formação Sambaíba.

Verifica-se (Figura 6) um aumento crescente no número de classes texturais e maior dispersão dos valores da unidade mais recente (Formação Sambaíba) para a unidade mais antiga (Formação Pedra de Fogo).

2.2.4 - DIAGRAMA DE SHEPARD (TABELA 6 e FIGURA 7)

As amostras da Formação Sambaíba apresentam-se reunidas num mesmo agrupamento dentro do intervalo litológico de arenitos.

A Formação Motuca pode ser separada em dois grupos distintos: um de granulação grossa, constituído por arenitos e arenitos silticos e outro de granulação mais fina, constituído por siltitos e siltitos areno-argilosos.

A Formação Pedra de Fogo pode também ser separada em dois grupos: um de granulação mais grossa, constituído de arenitos e outro de granulação mais fina, constituído de termos siltico-argilosos.

2.3 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO

2.3.1 - DIAGRAMAS DE DISPERSÃO

2.3.1.1 - Diagramas binários

Correlação de variáveis

Formação Pedra de Fogo

A matriz de correlação (Tabela 7) mostra os pares de variáveis (Figuras 8, 9 e 10) $M_z \times Sk_I$ (-0,77), $M_z \times K_G$ (-0,70) e $K_G \times \%$ Matriz (-78) apresentando correlações inversas, ao contrário do que ocorre com o par de variáveis $M_z \times \%$ Matriz, com correlação direta (0,93, Figura 11).

A partir da análise da Figura 3, nota-se, para a Formação Pedra de Fogo, dois padrões de curvas, sendo um bimodal com moda principal na fração areia (semelhante a amostras da Formação Sambaíba) e outro unimodal com moda no intervalo silte-argila.

Verifica-se que quanto menor o diâmetro médio (ϕ), as curvas apresentam-se com assimetria mais positiva e com valores mais altos de curtose (curvas mais leptocúrticas). Curvas mais leptocúrticas estão associadas, ainda, a menores percentagens de matriz, enquanto que estas levam à diminuição dos valores de diâmetro médio.

Salienta-se o fato das variáveis acima independermos do número de classes texturais das amostras.

Formação Motuca

A matriz de correlação entre variáveis (Tabela 7) mostra, para a Formação Motuca, correlação direta entre os pares de variáveis (Figuras 12, 13 e 14) $M_z \times \% \text{ Matriz}$ (0,92), $\delta_I \times Sk_I$ (0,62) e $\delta_I \times N^\circ$ de classes texturais (0,82).

Por outro lado, os pares de variáveis (Figuras 15, 16 e 17) $M_z \times Sk_I$ (-0,89), $\delta_I \times \% \text{ Matriz}$ (-0,62) e $K_G \times \% \text{ Matriz}$ (-0,69), mostram correlações inversas (negativas).

Nota-se, então, que a maior porcentagem de matriz leva à diminuição do diâmetro médio (em mm), melhor seleção (menor desvio padrão) e menores valores de curtose (curvas mais platicúrticas).

A Formação Motuca é formada, basicamente, por amostras siltico-argilosas (Figura 7), onde o maior número de classes texturais leva a maior dispersão e, conseqüentemente, a piores valores de seleção (maior desvio padrão) conforme mostra a Figura 14.

Destaca-se ainda, que as curvas são positivamente mais assimétricas (cauda para o lado dos finos) quanto pior a seleção e maior o diâmetro médio das amostras.

Formação Sambaíba

A análise da matriz de similaridade entre variáveis (Tabela 7), montada a partir dos diagramas de dispersão, evidencia para a Formação Sambaíba (Figuras 18, 19, 20 e 21), a correlação direta entre as variáveis $\delta_I \times K_G$ (0,70), $\delta_I \times \% \text{ Matriz}$ (0,80), $Sk_I \times \% \text{ Matriz}$ (0,80) e $K_G \times \% \text{ Matriz}$ (0,81).

Verifica-se então, que quanto menor a seleção dos sedimentos (maior desvio padrão), mais leptocúrtica é a curva e maior a porcentagem de matriz.

Acredita-se que a maior porcentagem de matriz seja responsável por curvas com assimetria mais positivas (cauda para o lado dos finos) e valores mais altos de curtose (curvas mais leptocúrticas).

Pode-se verificar, para amostras da Formação Sambaíba (Figura 3E), curvas com moda na fração areia. A matriz é constituída pelas classes silte fino, silte muito fino e argila. A ausência de termos intermediários (silte grosso e silte médio) sugere que esta matriz seja autógena (alteração de feldspato) e não detrítica.

É interessante observar que os parâmetros acima descritos parecem não depender do diâmetro médio bem como do número de classes texturais das amostras.

Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba

A matriz de similaridade (Tabela 7), que agrupa todas as amostras das três unidades estudadas, mostra correlação direta apenas para $M_z \times \% \text{ Matriz}$ (0,95 - Figura 22) e $\delta_I \times N^\circ \text{ classes texturais}$ (0,70 - Figura 23).

Discriminação entre os grupos de amostras das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba

As amostras da Formação Sambaíba, em todos os gráficos, sempre se apresentam bem agrupadas com pequena dispersão. Este grupo é perfeitamente discriminado em relação às amostras da Formação Motuca, porém, quando comparado com amostras da Formação Pedra de Fogo, ocorre superposição com um de seus grupos ($M_z \times K_G$) (Figura 24).

As amostras da Formação Motuca estão relativamente agrupadas com uma certa dispersão. Esta Formação pode ser facilmente separada da Formação Sambaíba, mas o mesmo já não ocorre em relação às da Formação Pedra de Fogo ($\delta_I \times Sk_I$) (Figura 25).

Com relação à Formação Pedra de Fogo, há, aparentemente, dispersão total, entretanto, após cuidadosa análise, é possível a separação de um grupo. Este, por sua vez, encontra-se em justaposição com amostras da Formação Sambaíba. As outras amostras dificilmente podem ser agrupadas, pois apresentam-se muito dispersas e, em parte, caem dentro do campo definido como pertencente à Formação Motuca.

Cabe destacar o grupo de amostras da Formação Pedra de Fogo semelhante ao grupo da Formação Sambaíba, do qual está separado apenas nos diagramas $M_z \times \% \text{ Matriz}$, $\delta_I \times \% \text{ Matriz}$ e $K_G \times \% \text{ Matriz}$ (Figuras 22, 26 e 27), pela maior porcentagem de matriz. Ele é caracterizado por arenitos que formam a fácies interpretada como de origem eólico-litorânea - razão da semelhança granulométrica com os sedimentos da Formação Sambaíba - o que vem reforçar a hipótese desta fácies eólica na Formação Pedra de Fogo.

Ambientes de sedimentação

Diagramas de parâmetros granulométricos (M_z , δ_I , Sk_I e K_G) de amostras de sedimentos recentes, foram utilizados por FRIEDMAN (1961) para discriminação de ambientes de sedimentação. Tais parâmetros refletem o modo de transporte e a energia do meio deposicional, enquanto que a composição mineralógica dos sedimentos está mais ligada à natureza da área fonte.

O autor verificou que a assimetria é um parâmetro que permite separar amostras de areias de dunas (desérticas, costeiras e fluviais), com valores positivos, das areias de praias (costeiras, lacustres, etc.) que apresentam valores negativos de assimetria. As areias fluviais, como as de dunas, também apresentam assimetria positiva, mas podem ser separadas destas pelo fato de apresentarem maiores valores de desvio padrão (pior seleção).

Dos quatro parâmetros estatísticos (M_z , δ_I , Sk_I e K_G), o menos diagnóstico de ambiente de sedimentação é a curtose (FRIEDMAN, 1961; MOIOLA & WEISER, 1968 e AGUAYO, 1980).

Cabe salientar que os diagramas aqui apresentados foram feitos à partir dos parâmetros granulométricos (M_z , δ_I , Sk_I e K_G), calculados segundo fórmulas propostas por FOLK & WARD (1957) e não

pelo método dos momentos, como calculados por FRIEDMAN (1961). Esta diferença na metodologia não permite a comparação direta entre ambos e, no máximo, pode-se comparar apenas o fato da assimetria ser negativa ou positiva, sem discutir seu módulo.

O gráfico (Figura 28) $Sk_I \times M_z (\phi)$ mostra que a Formação Sambaíba apresenta todas as amostras com valores positivos de assimetria e diâmetro médio inferior a 0,360 mm (1,49 ϕ) o que, segundo FRIEDMAN (1961), pode sugerir deposição em ambiente eólico, concordando então com a hipótese de ambiente desértico para esta unidade.

A Formação Motuca também apresenta valores positivos de assimetria, mas a granulação muito fina (4,5 a 6,5 ϕ) não coaduna com areias eólicas.

Já a Formação Pedra de Fogo pode ser separada em dois grupos, um com assimetria positiva, localizado em justaposição ao campo das areias da Formação Sambaíba, e um segundo apresentando valores negativos de assimetria. Admite-se, para o primeiro, uma sedimentação em dunas litorâneas caracterizando uma fácies eólica para esta Formação, fácies esta já identificada por outras características. Já o segundo poderia, segundo FRIEDMAN (1961), indicar uma sedimentação de praia, mas a granulação muito fina destes sedimentos (argilas silticas) indica condições de baixa energia na sedimentação, incompatíveis com ambiente de praia. Admite-se, para este grupo, uma sedimentação em planície de maré, condições estas predominantes na sedimentação desta Formação.

Verifica-se, no diagrama assimetria x diâmetro médio de AGUAYO (1980), que amostras de praias de alta energia apresentam assimetria negativa, concordando com FRIEDMAN (1961), mas as de energia moderada, com granulação areia fina, podem apresentar valores positivos de assimetria. As areias de dunas litorâneas têm, segundo AGUAYO (1980), assimetria levemente negativa, enquanto que, para FRIEDMAN, areias de quaisquer dunas (desérticas, litorâneas ou fluviais) sempre apresentam valores positivos de assimetria.

As amostras de fácies eólica da Formação Pedra de Fogo (dunas litorâneas) apresentam sempre assimetria mais positiva que areias de dunas desérticas da Formação Sambaíba. Isto concorda com o gráfico de FRIEDMAN (1961), mas não com o de AGUAYO (1980)

que apresenta valores levemente negativos para dunas litorâneas.

A discussão acima mostra que os gráficos binários de FRIEDMAN (1961) e AGUAYO (1980) só podem ser utilizados na discriminação de ambientes, apenas quando são utilizadas amostras arenosas como fizeram os autores, e não podem ser utilizados quando as amostras são de granulação mais fina (silte-argila).

2.3.1.2 - Diagrama ternário

A partir das variáveis diâmetro médio (M_z), seleção (δ_I) e assimetria (Sk_I), foram construídos diagramas circulares, lançando-se três variáveis, segundo proposta de AGUAYO (1980).

Durante a construção destes, a primeira dificuldade encontrada foi a escolha da melhor posição para as variáveis e de escalas mais adequadas.

Quanto à posição das variáveis, verificou-se que a mais adequada é a proposta por AGUAYO (1980), onde a assimetria é colocada no semi-círculo inferior, a seleção no semi-círculo superior e o diâmetro médio na ordenada que secciona o círculo.

Com relação à melhor escala, não existe critério de escolha antes da confecção do diagrama. Ela só pode ser obtida por tentativas durante a construção.

Posteriormente, analisou-se quais as possíveis interpretações para a discriminação de dois ou mais grupos. Foi possível notar então, que amostras pertencentes a um mesmo grupo apresentavam diferentes características granulométricas.

Como exemplo (Figura 2b), pode-se verificar que as amostras A e B, com o mesmo valor de diâmetro médio, mas com diferentes valores de assimetria (Sk_I) e seleção (δ_I), são coincidentes no gráfico. Isto mostra que a única variável considerada é o diâmetro médio (M_z), pois este processo gráfico causa distorções em relação às outras duas variáveis.

Considerando o acima exposto, os gráficos ternários construídos foram desprezados, pois, na verdade, tratam-se de discriminações a uma só variável.

2.3.1.3 - Diagrama de SAHU (Figura 29)

Os resultados obtidos no diagrama de SAHU (1964) são incompatíveis com o conhecimento que se tem dos ambientes deposicionais das unidades estudadas. Os pontos referentes aos conjuntos de amostras caem nos campos: marinho raso (Formação Sambaíba), correntes de turbidez (Formação Motuca) e limite entre fluvial e correntes de turbidez (Formação Pedra de Fogo).

Quanto às condições de energia e viscosidade, as distorções são ainda maiores, resultando, para a Formação Motuca, mais alto valor de viscosidade, enquanto que para a Formação Sambaíba, indica deposição sob condições de mais baixa energia.

O resultado de um segundo tratamento, onde são considerados apenas os conjuntos de amostras arenosas (condições de maior energia na sedimentação) é inverso ao esperado, pois evidencia um decréscimo de energia quando comparado com os conjuntos totais (incluindo amostras siltico-argilosas).

A análise do diagrama de SAHU (1964) mostrou completa inadequação deste para a discriminação de ambientes. Sabe-se que os de mais alta energia, como os eólicos e os de praia, caracterizam-se por maior homogeneidade litológica (menor variança), principalmente no que se refere a valores de diâmetro médio. Esta menor variança, quando colocada no denominador da fórmula para o cálculo da abscissa, implica em aumento de valor desta, o que erroneamente leva a um decréscimo de energia.

2.3.2 - ANÁLISE CLASSIFICATÓRIA MULTIVARIANTE ("CLUSTER ANALYSIS")

2.3.2.1 - Discussão do dendrograma

A correlação, segundo parâmetros granulométricos dos sedimentos terrígenos do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão, foi analisada excluindo-se os sedimentos aloquímicos e ortoquímicos (calcários, dolomitos, etc.) das Formações Pedra de Fogo e Motuca, não susceptíveis ao tratamento granulométrico. Para a análise de correlação, foram usados os parâmetros da distribui

ção total, calculados segundo fórmulas propostas por FOLK & WARD (1957): diâmetro médio (ϕ), curtose, desvio padrão, assimetria e % silte + argila.

A partir da análise do dendrograma (Figura 30), podemos ressaltar as seguintes observações:

1 - Os sedimentos analisados apresentam-se nitidamente separados em três grandes grupos, aqui denominados de A, B e C, com correlações em torno de 65%.

2 - O Grupo A é caracterizado pela presença de amostras de granulações silticas e/ou argilosas. Pode ser subdividido em dois subgrupos: A1, formado por siltitos e siltitos argilosos e A2, formado por argilitos e argilitos silticos.

3 - O Grupo B é caracterizado pela presença de arenitos, arenitos silticos e siltitos arenosos. Pode ser subdividido em dois grupos: B1, constituído de siltitos arenosos e B2, formado por arenitos.

4 - O Grupo C é caracterizado pela presença de arenitos. Pode ser subdividido em dois subgrupos: C1, formado por arenitos com algum teor de silte e argila (menos de 25%) e C2, formado por arenitos mais puros.

A partir da comparação dos resultados obtidos do dendrograma (Figura 30) e do diagrama de SHEPARD (Figura 7), verifica-se que:

1 - O Grupo A (dendrograma) corresponde basicamente à fácies siltico-argilosa da Formação Pedra de Fogo, com alguma contribuição de amostras da Formação Motuca.

2 - O Grupo B (dendrograma) engloba as fácies siltico-arenosa e areno-siltosa da Formação Motuca. O Subgrupo B2 é constituído apenas pelas amostras mais arenosas da fácies areno-siltosa, enquanto que, ao Subgrupo B1, pertencem as demais amostras da fácies siltico-arenosa.

3 - O Grupo C (dendrograma) engloba amostras da Formação Sambaíba e amostras da fácies arenosa da Formação Pedra de Fogo. O Subgrupo C2 corresponde à Formação Sambaíba e o C1 à fácies arenosa da Formação Pedra de Fogo.

2.3.2.2 - Interpretação dos resultados

A Formação Sambaíba apresenta-se litologicamente homogênea, com altos valores de correlação entre amostras provenientes de diferentes áreas. Todas as amostras desta unidade pertencem ao denominado Grupo C e concentram-se no Subgrupo C2 (arenitos quase sem matriz e melhor selecionamento). Acredita-se que esta homogeneidade litológica (presença de arenitos sem matriz e moderadamente selecionados) esteja ligada ao alto grau de retrabalhamento, dentro de um ambiente de sedimentação eólico (desértico).

A Formação Motuca apresenta basicamente duas fácies com litologias distintas. A fácies areno-síltica (Subgrupo B2) ocorre preferencialmente no topo da unidade, com pequenas intercalações na porção inferior. A fácies síltico-arenosa (Subgrupo B1) ocorre principalmente na base da unidade, com pequenas intercalações na porção superior.

Na Formação Pedra de Fogo, podem ser reconhecidas duas fácies, uma síltico-argilosa e outra arenosa. A fácies síltico-argilosa (Grupo A) associa-se a dolomitos e margas e é provavelmente oriunda de deposição em planície de maré. Nesta fácies podem ser incluídos alguns arenitos sílticos de deposição marinha rasa. A fácies arenosa (Subgrupo C1) apresenta características litológicas muito semelhantes aos arenitos desérticos da Formação Sambaíba, como pode ser observado na porção leste da Bacia (área de Floriano, Demerval Lobão e Teresina) e na borda sudoeste (área de Colinas de Goiás e Araguaína). Nestas áreas acima descritas, estes arenitos parecem recorrer em toda coluna.

Cabe ressaltar que a fácies arenosa da Formação Pedra de Fogo está presente na região de Araguaína (GO) - Carolina (MA), na base (leito do rio Itapecuru ao sul de Carolina) e no topo da Formação (local Ribeirão Cacunda, Rodovia Araguaína - Carolina e margem do rio Tocantins, a norte de Carolina). Esta unidade arenosa do topo foi descrita e denominada por SÁ et al. (1979) de Fácies Cacunda, para a qual admitiram uma sedimentação de dunas litorâneas. Já na região de Floriano, esta fácies foi também identificada por DELLA FÁVERA (1980) que também admitiu origem eólica.

CAPÍTULO III

MINERAIS LEVES

3.1 - MÉTODOS

Após o peneiramento e separação por líquido pesado (bromofórmio), o material leve das frações areia fina (0,250-0,125mm) e areia muito fina (0,125-0,062 mm) foi utilizado para a determinação de sua composição mineralógica.

A determinação mineralógica foi feita a partir de estudos ópticos, utilizando-se montagens provisórias de lâminas com líquido preparado a partir de alfa-bromonaftaleno e nujol. Este líquido, com $n=1,547$, apresenta a vantagem de ser muito parecido com o w do quartzo ($w = 1,544$), anulando o relevo e facilitando a sua individualização e separação óptica. Neste preparado, os feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio) exibem relevo negativo de fácil detecção, embora os plagioclásios sódicos, com índices próximos ao líquido, não se separem do quartzo em exame perfunctório. Para o último caso, a identificação óptica do mineral exigiu a observação complementar da presença e tipo de geminação, clivagem e alteração.

O método colorimétrico foi utilizado para algumas amostras. Consiste no leve ataque com ácido fluorídrico sobre lâmina montada em bálsamo do Canadá, sem lamínula, e adição dos corantes cobalto nitrito de sódio e eosina B. Com os dois corantes, os feldspatos potássicos adquirem cor laranja-amarelada, os plagioclásios ficam róseos e o quartzo permanece incolor. Este método é interessante para a separação entre os tipos de feldspatos (potássicos ou plagioclásios). Considerando a raridade ou mesmo ausência de plagioclásios nas amostras estudadas, optou-se pela utilização do método óptico em montagem provisória ($n= 1,547$) por ser de mais rápida aplicação.

Os minerais micáceos foram desprezados pelo fato de que, na separação por bromofórmio, parte fica no resíduo pesado e parte no material leve, pois, embora sejam mais densos que o bromofórmio, as formas placóides desses minerais não permitem uma

separação completa.

Materiais de difícil identificação óptica, com aspecto terroso, foram classificados informalmente como "alteritos" (MABESOONE, 1968). Na verdade, são agregados argilosos microcristalinos e, em parte, oriundos da alteração de feldspatos (caulinização).

A análise estatística (Tabelas 8, 9 e 10) foi feita após uma contagem inicial de 100 grãos, incluindo quartzo, feldspatos e "alteritos". Após este primeiro cálculo, eliminou-se os "alteritos" e completou-se uma contagem de 100 grãos para se extrair as porcentagens de quartzo e feldspato.

Para o estudo de quartzo, contaram-se 100 grãos deste mineral, analisando-se o arredondamento, a esfericidade, a natureza estrutural (simples ou composto), a extinção (homogênea ou ondulante) e a presença ou não de crescimento secundário.

A análise de arredondamento e esfericidade foi feita por comparação visual, respectivamente, com as tabelas de KRUMBEIN (1941) e RITTENHOUSE (1943 in SUGUIO, 1973a).

Quando da presença de quartzo com crescimento secundário, considerou-se apenas o núcleo clástico, desprezando-se a parte neoformada.

Nos feldspatos, foi verificado apenas o aparecimento ou não de grãos com crescimento secundário.

3.2 - COMPOSIÇÃO E MATURIDADE MINERALÓGICA (FIGURA 31)

A Formação Sambaíba é caracterizada por alta maturidade da fração leve, apresentando apenas quartzo com raros grãos de feldspato.

A Formação Pedra de Fogo, mineralogicamente madura, com predominância de quartzo, pode apresentar, em algumas amostras, teores de até 20% de feldspato. Já a Formação Motuca é mineralogicamente muito heterogênea, pois apresenta desde amostras maduras com predominância total de quartzo e ausência de feldspato até amostras imaturas onde as porcentagens de feldspato atingem 50% do ma

terial arenoso. Cabe ressaltar, ainda para as amostras desta Formação, a presença de altos teores de material descrito como "alterito", provenientes, pelo menos em parte, da alteração de feldspatos.

Quanto à maturidade das formações estudadas, pode-se dizer que a Formação Sambaíba é a mais madura, vindo, a seguir, a Formação Pedra de Fogo e, por último, a Formação Motuca, com termos mais imaturos.

A presença de altos teores de feldspato ($> 25\%$), principalmente na Formação Motuca, leva a classificar parte dos arenitos como arcósios. O aparecimento de feldspatos pode estar ligado a condições climáticas semi-áridas com quase ausência de intemperismo químico na fonte ou, alternativamente, a processos de rápida sedimentação. Considerando a ausência de evidências de rápida sedimentação, pode-se então admitir a presença de feldspatos como um argumento que reforça a hipótese, já admitida, de condições semi-áridas durante a deposição desta unidade.

3.3 - MATURIDADE TEXTURAL (FIGURAS 33 e 34)

Quanto ao arredondamento dos grãos de quartzo, pode-se observar, para as três unidades estudadas, a presença de valores mais altos (grãos mais arredondados) para a fração areia fina ($0,250-0,125$ mm) e valores mais baixos (grãos mais angulosos) para a fração areia muito fina ($0,125 - 0,062$ mm). O fato corrobora a observação generalizada da maior dificuldade de abrasão sobre partículas menores.

Tanto na fração areia fina quanto na fração areia muito fina, observa-se maior maturidade textural (devido aos maiores valores de arredondamento médio dos grãos de quartzo) para amostras da Formação Sambaíba, seguida da Formação Motuca e, por último, da Formação Pedra de Fogo, com grãos mais angulosos.

O melhor arredondamento na Formação Sambaíba é justificado pelo transporte e deposição eólica desta unidade, condições mais efetivas para o arredondamento de partículas.

O fato do arredondamento médio aumentar na unidade mais

jovem (Formação Sambaíba), sugere eventos de reciclagem na história geológica destes sedimentos.

As três unidades estudadas apresentam predominância total de grãos esféricos, com valores médios de esfericidade sempre superiores a 0,7 (Figura 34). Estes altos valores indicariam retrabalhamento de outros sedimentos, mas não se exclui a possibilidade de derivação a partir de rochas ígneas e/ou metamórficas equigranulares.

3.4 - DERIVAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Nas três unidades existem desde amostras com predominância de grãos com extinção homogênea, até amostras onde predominam os grãos com extinção ondulante (Figura 35). Existe, entretanto, maior dispersão dos valores médios para a Formação Sambaíba.

A presença de grãos com extinção ondulante leva a traçar fontes metamórficas ou tectonizadas, incluindo-se, aqui, veios de quartzo. Trata-se, pois, de um critério de difícil aplicação, mas a abundância de quartzo com extinção ondulante é mais apropriada para indicar contribuição de áreas metamórficas.

Segundo FARIA JR. & SCHNITZER (1980): "As análises com grãos de quartzo irradiados revelaram na Formação Pedra de Fogo uma surpreendente homogeneidade nos resultados. Verifica-se que, em média, cerca de 75% dos grãos não mostram evidências de irradiação, evidenciando a predominância de rochas metamórficas no fornecimento de clásticos".

Segundo os autores acima, os grãos de quartzo provenientes de rochas ígneas, metamórficas e veios hidrotermais reagem diferentemente quando submetidos a irradiação. Os de rochas ígneas (granitos) tornam-se escurecidos ("smoky quartz"), enquanto que os de rochas metamórficas e veios hidrotermais permanecem claros após o bombardeamento.

Acredita-se que o método aplicado pelos autores acima poderá ser de grande importância para estudos de derivação de sedimentos, mas que, por enquanto, é apenas empírico, faltando explicações teóricas sobre as razões de tal comportamento diferencial do quartzo.

Os resultados pertinentes à natureza estrutural dos grãos de quartzo apontam a presença de raros grãos compostos na Formação Pedra de Fogo, teores até 12% em amostras da Formação Sambaíba e teores até 23% na Formação Motuca (Figura 36).

Admitindo apenas retrabalhamentos sucessivos na derivação dos sedimentos das unidades estudadas, dever-se-ia ter decréscimo da porcentagem de grãos compostos da unidade mais antiga (Formação Pedra de Fogo) para a unidade mais jovem (Formação Sambaíba). Os resultados obtidos não mostram isto. Muito pelo contrário, na unidade mais antiga os grãos compostos ocorrem apenas como traços. Isto leva a admitir uma atuação também de fontes primárias (ígneas e/ou metamórficas) na gênese das Formações Motuca e Sambaíba. Valores mais baixos em porcentagem de grãos compostos para a Formação Sambaíba, quando comparados com os valores médios da Formação Motuca, não indicam, obrigatoriamente, menor contribuição destas fontes primárias. Isto porque o alto retrabalhamento na Formação Sambaíba leva à destruição dos grãos compostos com a liberação e concentração dos grãos simples.

3.5 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM QUARTZO E FELDSPATOS

TESTER & ATWATER (1934) distinguem os minerais autígenos e os secundários. Mineral autígeno é o de nova geração ou formado "in situ". Pode ocorrer mais de um período de crescimento autígeno, bem como haver ou não núcleo de origem detrítica. Crescimento secundário é o crescimento em volta de um núcleo do mesmo material e em continuidade óptica. Há casos de leves diferenças na composição, como nos feldspatos, onde a parte neoformada nem sempre tem a mesma direção de extinção do núcleo. A esta parte neoformada, TESTER & ATWATER (1934) denominam autígena e não crescimento secundário. Poucos autores fazem esta distinção, e torna-se preferível seguir PETTIJOHN (1976) que emprega o termo autígeno para denominar o crescimento no lugar, e define o crescimento secundário como uma manifestação particular de autigênese, caracterizada pelo crescimento sobre um grão detrítico do mesmo mineral, ou um diretamente relacionado a ele (os minerais envolvidos devem integrar a mesma série isomorfa), como o caso dos feldspatos.

3.5.1 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM QUARTZO

O quartzo com crescimento secundário é muito comum nas três unidades estudadas. Destaca-se a sua abundância na Formação Pedra de Fogo e em algumas amostras da Formação Sambaíba, onde po de atingir teores superiores a 80% (Figura 32).

O reconhecimento do crescimento secundário em quartzo é facilitado pela presença de película argilo-ferruginosa envolvendo o grão detrítico e separando-o de sua parte neoformada. Cabe ressaltar que esta película ferruginosa é mais desenvolvida na Formação Sambaíba, responsável pela cor vermelha dos sedimentos.

Como a coloração dos arenitos Sambaíba é anterior ao processo diagenético de crescimento secundário, torna-se sugestiva a hipótese de tratar-se de coloração primária.

Pode-se salientar o fato do crescimento secundário tender a reconstruir o cristal euhedral de quartzo (Estampa 1, Foto 4), levando à formação de cristais bipiramidados com ausência ou fraco desenvolvimento das faces de prisma (Estampa 1, Foto 1).

Cristais bipiramidados são típicos de rochas vulcânicas formadas a altas temperaturas (quartzo beta) e incompatíveis, pois, com o ambiente diagenético. Acredita-se que o quartzo bipiramidal supercrescido dos sedimentos, apesar do hábito cristalino, não é quartzo beta, mas sim resultado de melhor adaptação ao contorno esférico do grão clástico. Inclusive, muitas das citações de presença de quartzo bipiramidado em sedimentos, interpretadas como provas de derivação de rochas vulcânicas, podem tratar-se, na verdade, de quartzo supercrescido por processos diagenéticos.

3.5.2 - CRESCIMENTO SECUNDÁRIO EM FELDSPATOS

Quanto à gênese do feldspato supercrescido, os autores são unânimes em considerá-lo oriundo de processos diagenéticos, descartando a hipótese de processos metamórficos ou hidrotermais. Sabe-se que os feldspatos mistos Na-Ca e K-Na são produtos de altas temperaturas. Possuindo os feldspatos sedimentares composição alcalina pura, devem representar produtos de processos de baixas

temperaturas (diagênese).

Nos casos mais comuns de crescimento secundário, o feldspato é constituído de núcleo de microclínio e capa de ortoclásio. Quando o núcleo é de plagioclásio sódico-cálcico, o revestimento é albítico.

O ortoclásio, o microclínio e a albita têm sido descritos como formados autigenicamente, tanto por crescimento secundário sobre grãos detríticos arenosos, como também sob a forma de cristais idiomórficos completamente novos em rochas carbonáticas.

Os feldspatos com crescimento secundário são muito comuns em toda a Formação Motuca (Estampa 1, Fotos 2 e 3) e em amostras da Formação Pedra de Fogo, na porção sudoeste da bacia.

Nestes arenitos, o reconhecimento do núcleo detrítico é geralmente muito fácil, pois apresenta-se arredondado e normalmente alterado (superficialmente caulinizado), ou recoberto por película argilo-ferruginosa, enquanto que a parte neoformada é limpa. Nota-se que a parte externa tende a reconstruir a forma euhedral do cristal. Quando essa parte tem composição diferente, caso mais comum, o grão total não mostra extinção simultânea, devido ao pequeno ângulo entre as direções ópticas do núcleo e da parte neoformada.

Feldspatos autígenos são mais comuns em sedimentos marinhos que em continentais. Sua presença sugere a influência de águas marinhas ricas em potássio e sódio. Alguns autores ligaram a origem do feldspato autígeno a lamais marinhas não consolidadas. Todavia, faltam tais feldspatos em lamais recentes e, além do mais, estes feldspatos são encontrados substituindo fósseis e oólitos, o que levou autores mais recentes a admitirem uma origem posterior ao soterramento e consolidação do sedimento (REYNOLDS, 1929 e VAN STRAATEN, 1948).

No caso da Formação Motuca, a existência de feldspato autígeno não indica condições marinhas de sedimentação, mas sim mares residuais, concentrados em álcalis, formados em condições climáticas semi-áridas e responsáveis pela deposição de evaporitos. Acredita-se que os feldspatos autígenos observados tenham crescido sob condições de diagênese precoce, antes da consolidação do sedi-

mento como resultado da interação entre o meio e o sedimento recém depositado.

Cabe ressaltar o aparecimento de feldspatos com crescimento secundário também na Formação Pedra de Fogo, em algumas amostras da borda sudoeste da bacia. Trata-se, aparentemente, do mesmo processo ocorrido na Formação Motuca.

CAPÍTULO IV

MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS

4.1 - MÉTODOS

Os minerais pesados foram analisados nas frações 0,250-0,125 mm (areia fina) e 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina). As frações acima e abaixo destes limites foram rejeitadas pelo fato de apresentarem minerais pesados em volume muito pequeno (frações grossas), ou de seu estudo óptico ficar dificultado (frações finas).

A separação gravimétrica das frações leve e pesada foi efetuada em funis apropriados, utilizando-se o bromofórmio de $D = 2,89 \text{ g/cm}^3$ como líquido pesado.

Ressalta-se o fato de algumas amostras terem apresentado teores muito baixos em minerais pesados, principalmente a Formação Pedra de Fogo, o que obrigou ao reprocessamento destas em volumes maiores, até que fossem atingidas concentrações adequadas à identificação e contagem dos minerais.

Para aumentar a concentração de minerais pesados transparentes, os opacos magnéticos (magnetita e ilmenita) foram parcialmente eliminados com imã manual.

Apesar da presença de película limonítica dificultar as identificações de muitos grãos, evitou-se a lavagem ácida, mesmo com ácidos fracos e diluídos, a fim de prevenir alteração ou mesmo eliminação de minerais instáveis, tais como apatita, colofânio, etc.

A seguir, foram montadas lâminas com as frações pesadas daquelas duas granulações em associação total, devidamente quarteada. O meio de montagem foi o bálsamo Caedax ($n = 1,56$). Utilizou-se também, em benefício da exatidão de determinação óptica, montagens não permanentes com líquido $n = 1,547$ preparado a partir de Nujol e Alfa-bromonaftaleno e, ainda, com líquido viscoso Aroclor ($n = 1,64$).

As montagens não permanentes apresentaram a vantagem de permitir a rotação de grãos para posições favoráveis à observa

ção de figuras de interferência. Os minerais como apatita e silimanita em montagem com Aroclor ($n = 1,64$) perdem quase completamente o relevo e diferenciam-se mais nitidamente de outros minerais incolores de hábitos parecidos (COUTINHO & COIMBRA, 1974).

A frequência relativa de cada mineral por fração foi obtida após contagem de no mínimo 100 grãos de minerais pesados transparentes não micáceos.

Após a contagem, foi realizada varredura completa na lâmina (ou lâminas) e os minerais presentes com frequências menores que 1% foram marcados como traços (TR).

Algumas amostras não apresentaram material suficiente para contagem. Para estas, foi feita apenas análise qualitativa, sendo marcados os minerais presentes (P).

Para alguns minerais, efetuou-se um estudo minucioso a partir das seguintes observações:

turmalina - cor, forma, arredondamento, presença de vacúolos, micrólitos e presença de crescimento secundário.

zircão - cor, forma, arredondamento, presença de vacúolos, micrólitos e linhas de crescimento (zoneamento).

estauroлита - cor, arredondamento, grau de alteração (escamamento superficial e denteamento na direção do eixo c).

rutilo - cor, forma, presença de geminação.

As turmalinas e zircões foram classificados segundo a forma e arredondamento, a partir de propostas de MACKENZIE & POOLE (1962) e SUGUIO et al. (1974a). Foram estabelecidos, então, os seguintes tipos (Figura 37):

Tipo 1: formas prismáticas com arestas vivas.

Tipo 2: formas prismáticas com bordos arredondados.

Tipo 3: formas esféricas ou alongadas arredondadas.

As estauroлитas (Figura 37), por sua vez, foram classificadas segundo o grau de alteração ligado à atuação de soluções intra-estratais (SUGUIO et al., 1974a):

Tipo 1: grão sem alteração.

Tipo 2: grão com escamamento superficial e início de serrilhamento paralelo ao eixo c.

Tipo 3: grão muito alterado com escamamento e fortemente denteado.

Para os rutilos (Figura 37), foram separados apenas as formas prismáticas das não prismáticas.

Para a análise estatística de tipos de turmalina e zircões, foram considerados os casos onde foi possível a contagem de pelo menos 100 grãos de cada mineral.

No que diz respeito à frequência dos minerais pesados, foi utilizado o método de COIMBRA (1976) que estabelece as seguintes regras e limites:

- Frequência média - é a média aritmética das frequências do mineral de todas as amostras analisadas.
- Frequência de ocorrência - esta frequência porcentual é obtida dividindo o número de amostras nas quais o mineral está presente (mesmo como traços), pelo número total de amostras.
- Frequência de classes - a partir de amostras nas quais o mineral está presente, é apresentada uma classificação segundo a abundância. Foi considerado superabundante o mineral com frequência superior a 50%, abundante entre 10 a 50%, comum entre 2 a 10% e raro entre maior que zero e menor ou igual a dois, conforme a classificação proposta por COUTINHO & COIMBRA (1974).

A maturidade textural foi definida em função do arredondamento dos minerais, enquanto que para a maturidade mineralógica, a definição foi baseada no número de espécies mineralógicas, calculado a partir da soma dos minerais com frequência superior a 1%. Utilizou-se, ainda, o índice ZTR (HUBERT, 1962), representado pela soma de frequências porcentuais de zircão, turmalina e rutilo. Para facilitar a análise de variação de ZTR, utilizou-se a classificação proposta por COIMBRA (1976):

- 0 - 10% = Superabundância de minerais instáveis.
- 10 - 40% = Abundância de minerais instáveis.
- 40 - 60% = Frequências iguais de minerais instáveis e estáveis.
- 90 -100% = Superabundância de minerais estáveis.

Em algumas amostras em que os minerais autógenos barita e colofânio eram abundantes, o índice ZTR foi recalculado com a eliminação daquelas duas espécies.

4.2 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (TABELAS 11 e 12)

A Formação Pedra de Fogo apresenta, no concentrado pesado de 27 amostras estudadas, os seguintes minerais em ordem de crescente de importância:

Fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina): turmalina, granada, colofânio, zircão, estauroлита, rutilo, augita, hornblenda, monazita, barita, coríndon, cianita e anatásio.

Fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina): zircão, turmalina, colofânio, rutilo, granada, estauroлита, epídoto, barita, monazita, anatásio, augita, apatita, titanita e espinélio.

Aparecem, ainda, como traços, os seguintes minerais:

Fração areia fina: dumortierita.

Fração areia muito fina: hornblenda, cianita, xenotima e brookita.

Segundo LIMA & LEITE (1978), na Formação Pedra de Fogo, "o material analisado para a fração mineralógica pesada apresenta maior porcentagem de óxidos de ferro, nos bordos sudoeste e sul (75 a 100%) dentro da tendência apresentada pelas Formações anteriores. No bordo leste, os óxidos de ferro vão de 5 a 25% e a contribuição de zircão, rutilo e turmalina (25 a 50%) e ilmenita, magnetita (5 a 25%) são em maior proporção. Anatásio e leucoxênio são presentes entre 1 a 5%".

Segundo FARIA JR. (1979), "os minerais pesados da Formação Pedra de Fogo, por ordem de abundância são: granada, turma

lina, estaurolita, zircão, rutilo, apatita e cianita. Nas regiões central e oeste são comuns granada e estaurolita. No leste, a estaurolita é menos presente e a granada torna-se rara. Nos arenitos friáveis, estão presentes zircão, turmalina e rutilo".

4.2.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Turmalina: Tabela 13 e Figura 38

Predominam os grãos de coloração castanha, estando presentes, secundariamente, as variedades verde (schorlita), azul (indicolita) e, ocasionalmente, incolor (acroíta) e rósea. São freqüentes as turmalinas ricas em vacúolos e micrólitos (inclusões, Estampa 3 - Foto 12), sendo também comuns os grãos com crescimento secundário e parte neoformada arredondada (Estampa 3 - Fotos 10 e 11). Em algumas amostras (borda este = MA-78), as turmalinas, corroídas, formam denteamentos acompanhando as faces piramidais que fecham o prisma. Mesmo turmalinas com crescimento secundário apresentam sinais de corrosão sobre a parte neoformada, originalmente arredondada.

Quanto à forma e arredondamento (Figura 38), predominam as turmalinas equidimensionais e alongadas arredondadas do tipo 3. As turmalinas do tipo 2 (prismáticas, arredondadas) são subordinadas, sendo ocasionais as do tipo 1 (prismáticas de arestas vivas).

Zircão: Tabela 14 e Figura 39

Apresentam-se incolores ou, ocasionalmente, róseos. Destaca-se a presença de alguns zircões "opacos", oriundos de processo de metamitização.

São freqüentes os grãos ricos em inclusões (vacúolos e micrólitos) e é comum a presença de zircão zonado (Estampa 3 - Foto 2).

Quanto à forma e arredondamento (Figura 39), observa-se a predominância de grãos equidimensionais e

alongados arredondados (tipo 3). Secundariamente, ocorrem grãos prismáticos de bordos arredondados (tipo 2, Estampa 3 - Foto 6) e grãos prismáticos com arestas vivas (tipo 1, Estampa 3 - Foto 2).

Estauroлита:

Ocorre em grãos com formas irregulares, normalmente angulosos, predominando os de coloração amarelada.

São raros os grãos euhédricos e geminados em "x". Verificou-se leve predominância de grãos fortemente denteados (tipo 3), sobre os escamados e portadores de serrilhamento incipiente (forma 2). Os grãos sem evidências de alteração são menos comuns.

Rutilo:

Apresenta coloração avermelhada, amarelada e vermelho-amarelada. São equidimensionais subarredondados (forma 1) e prismáticos (forma 2), sugerindo terminações piramidais. É comum a presença de grãos com estrias longitudinais e oblíquas, devido à geminação polissintética.

Granada:

Predominam as de coloração rósea e incolor, com formas equidimensionais ("esféricas"), variando de arredondadas a subarredondadas.

São comuns feições de picoteamento superficial (escamamento), provenientes da atuação de soluções intra-estratais.

Colofânio:

Restos fosfáticos (colofânio) são muito comuns na Formação Pedra de Fogo, principalmente entre Arauaína (GO) e Riachão (MA). Estes restos, provavelmente fragmentos e excrementos de peixes, aparecem com forma ovalada, com núcleo escuro e auréola externa incolor (Estampa 3, Foto 9) e irregulares com alguma estruturação interna, provavelmente orgânica (Estampa 3 - Foto 7).

Comportam-se como materiais isótopos, podendo apresentar sombras anisotrópicas.

Augita:

Ocorre em grãos esverdeados e formas pouco alongadas arredondadas, podendo apresentar algum denteamento paralelo ao eixo c.

Epídoto:

Observado como traço em algumas amostras. Apresenta formas equidimensionais arredondadas e coloração esverdeada (pistachita).

Barita:

Mineral raro, apresentando formas irregulares angulosas.

Hornblenda:

Grãos de coloração esverdeada e formas alongadas subarredondadas.

Apatita:

Mineral raro, sempre bem arredondado em formas esféricas ou ovóides.

Monazita:

Apresenta-se amarelada e bem arredondada, com forma ovalada bem arredondada.

Anatásio:

Ocorre em grãos amarelados, comumente com contorno quadrado e biselado por pirâmides (euhedral). Observa-se, em algumas amostras, a presença de leucocênio com cristais de anatásio na parte externa (autigênese).

Titanita:

Aparece com cor parda e formas irregulares subarredondadas.

Cianita:

Apresenta formas alongadas arredondadas ou subarredondadas.

Espinélio:

Apresenta coloração verde (pleonasto) e forma equidimensional arredondada.

Coríndon:

Aparece como traço, variando de incolor a levemente azulado (safira).

Dumortierita:

Aparece como traço em amostras localizadas entre Araguaína (GO) - Riachão (MA).

Brookita:

Mineral extremamente raro, incolor a levemente amarelado, com formas euhédricas estriadas.

Andaluzita:

Apresenta-se alongada subarredondada, com nítido pleocroísmo.

Silimanita:

Possui formas alongadas subarredondadas.

4.2.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (TABELA 15)

4.2.2.1 - Frequência média

Na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), seis minerais (turmalina, granada, colofânio, zircão, estaurolita e rutilo) perfazem cerca de 99% do material analisado, enquanto que, na fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina), os mesmos seis minerais (em ordem de frequência diferente: zircão, turmalina, colofânio, rutilo, granada e estaurolita) somam 98% do material.

4.2.2.2 - Frequência de ocorrência

Na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), onze minerais (turmalina, zircão, rutilo, estaurolita, granada, barita, colofânio, cianita, hornblenda, augita e monazita) estão presentes em mais de 10% das amostras analisadas.

Quanto à fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina), doze minerais (zircão, turmalina, rutilo, estaurolita, granada, monazita, anatásio, barita, colofânio, apatita, hornblenda e cianita) estão presentes em mais de 10% das amostras analisadas.

4.2.2.3 - Frequência de classes

O zircão é um mineral abundante a superabundante na fração areia muito fina, enquanto que, na fração areia fina, varia de abundante a raro.

A turmalina já é superabundante a abundante na fração areia fina, enquanto que varia de superabundante até rara na fração areia muito fina.

O rutilo é comum ou raro na fração areia fina, podendo chegar a abundante na fração areia muito fina.

Estaurolita aparece predominantemente como abundante na fração areia fina, passando a rara na fração areia muito fina.

Colofânio varia de superabundante a raro nas duas frações analisadas.

Os minerais monazita, anatásio, hornblenda, cianita e barita são raros nas duas frações analisadas, enquanto espinélio, apatita, xenotima, brookita e titanita, também raros, ocorrem apenas na fração areia muito fina. Já dumortierita e coríndon ocorrem como minerais raros apenas na fração areia fina.

Augita varia de comum a rara nas duas frações e epidoto é mineral comum, só ocorrendo na fração areia fina.

A granada é, em geral, um mineral raro, mas pode chegar a superabundante na fração areia fina.

4.2.3 - MATURIDADE MINERALÓGICA

A Formação Pedra de Fogo apresenta três a sete espécies mineralógicas na fração areia fina e de três a oito na fração areia muito fina (Tabela 16).

Sua heterogeneidade mineralógica é maior do que a da Formação Sambaíba, semelhante à da Formação Motuca e, tanto quanto esta, aparenta certa imaturidade mineralógica.

Por outro lado, a Formação Pedra de Fogo apresenta valores muito variáveis para o índice ZTR (Tabela 17), variando desde abundância em minerais instáveis (ZTR de 10 a 40%) até superabundância em estáveis (ZTR de 90 a 100%). Assim, no que tange a este índice, a maturidade da formação é variável e indefinida.

Cabe ressaltar que, para algumas amostras, os baixos valores de ZTR não resultaram de enriquecimento em minerais detríticos instáveis (imaturidade mineralógica), mas sim de enriquecimento em materiais autógenos (colofânio). Em outras amostras, os baixos valores de ZTR evidenciam, de fato, imaturidade mineralógica, pois estão ligados ao enriquecimento em minerais instáveis (granada) ou semi-estáveis (estauroлита).

4.2.4 - ÁREAS FONTES

Segundo FARIA JR. & SCHNITZER (1980): "Acredita-se que as rochas das faixas orogênicas formadas no Pré-Cambriano Superior, Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1976) poderiam ser consideradas as principais fontes primárias dos sedimentos clásticos da sedimentação marinho-deltáica do Permocarbonífero da Bacia do Maranhão (Formação Piauí e Formação Pedra de Fogo). Não são excluídas com isso, as possibilidades de referidos clásticos serem, em parte, produtos de retrabalhamento ("recycling") de unidades subjacentes da Bacia do Maranhão".

Admite-se que sedimentos preexistentes tenham sido responsáveis pelo aparecimento de zircão e turmalina equidimensional arredondada na Formação Pedra de Fogo.

Rochas metamórficas de baixo grau teriam atuado também na derivação desta Formação, fornecendo turmalinas com crescimen

to secundário. Também o zircão róseo, segundo a experiência do autor, enquadrar-se-ia nesta categoria, pois foi encontrado em abundância somente em quartzitos e metaarenitos de fácies xisto verde. Não se exclui, todavia, a idéia de contribuição primária de granitos, como observam FARIA JR. & SCHNITZER (1980).

Turmalinas prismáticas ricas em inclusões, granadas, estaurolitas e os raros grãos de cianita, silimanita e andaluzita teriam se derivado de rochas metamórficas de médio a alto grau.

Por outro lado, acredita-se que alguns minerais presentes sejam resultados de autigênese (barita, anatásio e brookita).

Destaca-se o aparecimento, nesta Formação, de materiais fosfáticos (colofânio) provenientes de fragmentos e excrementos de peixes.

Segundo FARIA JR. & SCHNITZER (1980), são registradas, na Formação Pedra de Fogo, variações nas frequências das espécies segundo a distribuição geográfica. Nas regiões central e oeste, granada e estaurolita são encontradas, especialmente a primeira, enquanto que, no leste, falta a granada e a frequência de estaurolita diminui consideravelmente. A abundância da associação granada-estaurolita pode ser considerada como elemento indicador de áreas fornecedoras metamórficas.

Na parte sudoeste da bacia, a Formação Pedra de Fogo exibe maior diversidade de minerais pesados. A presença de minerais típicos de fontes metamórficas como granadas, estaurolitas (euhedrais e geminadas) e, ainda, traços de cianita, silimanita e andaluzita levam a apontar os Grupos Estrondo e Tocantins como fonte principal dos pesados nesta área. As baixas frequências de silimanita e andaluzita, comparadas com frequências maiores de granada e estaurolita, levam a admitir que a área fonte (Grupo Estrondo e Grupo Tocantins) foi submetida a condições de médio grau metamórfico (fácies anfibolito), não atingindo fácies granulito.

A presença ainda de turmalinas prismáticas ricas em inclusões, zircão prismático com inclusões (alguns metamíticos) e rutilos euhedrais neste setor SW da bacia, leva a admitir a mesma proveniência para estes minerais, ou seja, as rochas metamórficas dos Grupos Estrondo e Tocantins. No mesmo setor, ocorrem como

traços: coríndon, monazita euhedral, xenotima, apatita, espinélio, hornblenda e dumortierita.

Dumortierita, rara em sedimentos, deriva-se normalmente de granitos, pegmatitos e gnaisses, mas, no Brasil, os quartzitos da Chapada de Diamantina (BA) são ricos neste mineral. Dumortierita foi anteriormente descrita por COUTINHO & COIMBRA (1974) e COUTINHO (1974) no Grupo Barreiras. Posteriormente, foi ainda detectada por BARCELOS (1975) em sedimentos cenozóicos da Ilha Comprida (SP), por COIMBRA (1976) na Formação Bauru e por POMERANCELO (1978) em sedimentos do Grupo Barreiras.

Na porção sudeste da bacia, estão presentes granada, turmalina com crescimento secundário e/ou corroída, apatita e augita. A presença aqui de augitas leva a presumir sua origem em rochas ígneas básicas. Como as rochas básicas das Formações Mosquito e Sardinha são mais novas do que a Formação Pedra de Fogo, não poderiam elas constituir fontes para a última Formação. Isto leva a admitir uma atividade magmática básica de idade mais antiga, mesmo este indiretamente detectado por DELLA FÁVERA (1980) que afirma: "Uma constatação importante é que, a partir do Permo-Carbonífero (Formação Piauí) até o Jurássico (?), há indicações indiretas de vulcanismo contemporâneo, através da composição piroclástica de algumas unidades litológicas". Magmatismo de caráter básico desta idade tem sido descrito na região amazônica.

Este evento possivelmente foi sincrônico com a deposição da Formação Pedra de Fogo, isto é, de idade permiana, uma vez que não são encontradas evidências de contribuição de rochas vulcânicas em sedimentos anteriores. Difícil fica admitir uma contribuição a partir de rochas básicas eventualmente existentes no embasamento da bacia, pois a augita é mineral extremamente instável e não resistiria a um transporte de áreas tão distantes, além do que, em sedimentos mais antigos que a Formação Pedra de Fogo, este mineral não está presente.

A presença de turmalinas corroídas neste setor da bacia corrobora o acima exposto, pois acredita-se que estas dissoluções estejam ligadas a atividades hidrotermais, como já sugerido por YAMAMOTO et al. (1977) para turmalinas da Formação Botucatu na área de Franca (SP). Admite-se que a simples atuação de solu

ções intra-estratais não seria suficiente para alterar mineral tão estável como turmalina. Tal atividade hidrotermal poderia, eventualmente, explicar a presença de barita, mineral observado em associação com turmalina corroída em uma mesma amostra.

Na borda NE, a presença de zircões e turmalinas bem arredondadas sugere contribuição parcial de sedimentos preexistentes. A existência de granada e traços de cianita leva a admitir, ainda uma vez, a presença de fontes metamórficas, no caso, xistos dos Grupos Ceará, Independência e crono-correlatos. Como traços, ocorrem, ainda na parte NE da bacia, os minerais hornblenda e espinélio verde (pleonasto).

4.3 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO MOTUCA (TABELA 18)

A Formação Motuca apresenta, no seu concentrado pesado (19 amostras analisadas), os seguintes minerais em ordem decrescente de importância:

Fração areia fina: turmalina, zircão, barita, granada, rutilo, estaurolita e monazita.

Fração areia muito fina: turmalina, zircão, granada, rutilo, barita, estaurolita, apatita, epidoto, titanita, anastasio, brookita, monazita, cianita, hornblenda e xenotima.

Aparecem, ainda, como traços, os seguintes minerais:

Fração areia fina: titanita, brookita, cianita, silimanita e hornblenda.

Fração areia muito fina: espinélio.

Segundo LIMA & LEITE (1978): "na análise de pesados da Formação Motuca em amostras do centro sul da bacia houve a predominância de granada, com porcentagem no intervalo de 50 a 75%. Zircão, turmalina e rutilo ficaram na classe de 6 a 25%, magnetita - ilmenita (1 a 5%) e estaurolita (1%). A identificação qualitativa apontou a sudeste, magnetita, ilmenita, rutilo, turmalina, zircão, estaurolita, leucóxênio e óxido de ferro e no centro-leste,

além dos citados, anatásio e estaurolita".

4.3.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Turmalina: Tabela 13 e Figura 38

Predomina os grãos de coloração castanha de variedade ferro-magnesiana. Secundariamente, estão present^{es} as variedades verde (schorlita), azul (indi^{colita}) e, ocasionalmente, as turmalinas incolores (acroíta) e r^ôseas.

São freqüentes as turmalinas ricas em vacúolos e micrólitos (inclusões), sendo ocasionais os grãos com crescimento secundário.

Quanto à forma e arredondamento (Figura 38), geralmente predomina o tipo 3 (turmalinas equidimensio^{nais} e alongadas arredondadas, Estampa 3, Foto 3); secundariamente, aparecem as turmalinas tipo 2 (prismáticas de bordos arredondados, Estampa 3, Fo^{to} 5) e, por último, alguns poucos grãos prismáti^{cos} com arestas vivas (tipo 1).

Destaca-se, para algumas amostras (ponto MA-42S, Fi^{gura} 38), a predominância de forma 2 na fração areia fina, o que leva a sugerir proximidade da área fonte deste mineral. Neste ponto, ocorrem tanto turmalinas angulosas euhedrais como também angulosas fragmentadas. As turmalinas descritas sob a forma 2, no caso em pauta, incluem tanto as pris^{máticas} de bordos arredondados como também as ang^{ulosas} por fragmentação.

Zircão: Tabela 14 e Figura 39

Apresentam-se incolores e, ocasionalmente, de colo^{ração} r^ôsea. Destaca-se a presença de alguns zir^{cões} "opacos" oriundos de processos de metamitiza^{ção}. São freqüentes os grãos ricos em inclusões (vacúolos e micrólitos), e é comum a presença de zircão zonado.

Quanto à forma (Figura 39), há predominância de formas equidimensionais e alongadas arredondadas (tipo 3, Estampa 2, Foto 5); secundariamente, aprecem as formas prismáticas de bordos arredondados (tipo 2), sendo raras as formas euhedrais (tipo 1, Estampa 2, Foto 3).

Cabe destacar os dados de amostras provenientes do ponto MA-42S (Figura 39), que exibem predominância de grãos prismáticos de bordos arredondados (tipo 2) e apresentam, secundariamente, em iguais proporções, formas euhedrais (tipo 1) e equidimensionais arredondadas (tipo 3). Acredita-se que o fato esteja ligado a uma maior proximidade da área fonte deste mineral.

Granada:

Predominam as granadas de coloração rósea e incolor, com formas equidimensionais ("esféricas"), variando de arredondada a subarredondada.

São comuns feições de picotagem superficial (escamamento, Estampa 2, Foto 4) provenientes da atuação de soluções intraestratais.

Barita:

Mineral predominante em algumas amostras, ocorrendo em formas equidimensionais subarredondadas a angulosas.

São comuns grãos ricos em inclusões (Estampa 3, Foto 4).

Rutilo:

Apresenta coloração avermelhada, amarelada e vermelho-amarelada. São equidimensionais subarredondados (forma 1, Figura 37) e prismáticos (forma 2, Figura 37), sugerindo terminações piramidais.

É comum a presença de grãos com estrias longitudinais e oblíquas (geminção polissintética, Estampa 2, Foto 6), sendo raros os grãos com geminação em

joelho, coração ou cotovelo.

Estauroлита:

Aparece em grãos com formas irregulares, normalmente angulosos e predominam os de coloração amarela da. São raros os grãos geminados. Quanto ao grau de alteração (Figura 37), predominam os grãos com escamamento superficial e início de denteamento (serrilhamento) paralelo ao eixo c (forma 2, Estampa 3, Foto 3). Secundariamente, aparecem grãos com pouca evidência de dissolução intraestratal (forma 1, Estampa 2, Foto 9) e grãos extremamente corroídos, exibindo um forte denteamento nas bor das (forma 3, Estampa 3, Foto 1).

Alguns grãos de estauroлита fortemente denteados apresentam carbonato nas extremidades serrilhadas, evidenciando pseudomorfose (Estampa 2, Foto 11).

Monazita:

Apresenta cor amarelo-esverdeada com formas ovói des bem arredondadas ou angulosas com superfície corroída.

Titanita:

São incolores ou de coloração amarelo clara, subar redondadas, apresentando formas equidimensionais.

Epidoto:

São mais freqüentes os de coloração mais esverdeada (pistachitas).

Anatásio:

Predominam os grãos incolores a levemente amarela dos com contorno quadrado e biselado por pirâmi des (Estampa 2, Foto 8).

Hornblenda:

Apresenta-se em grãos alongados subarredondados predominando os de coloração verde, aparecendo, ainda, alguns com coloração castanho-avermelhada.

Brookita:

Mineral extremamente raro, incolor e levemente amarelado com formas euédrais apresentando estrias (Estampa 2, Foto 10).

Normalmente, apresenta-se rico em inclusões e, dev_{ido} à dispersão óptica, geralmente não se extingue.

Cianita:

Mineral raro, apresenta forma alongada e subarredondada.

Xenotima:

Incolor, equidimensional bem arredondado, facilmente confundido com zircão, identificado apenas pela mudança de relevo ao giro da platina em preparados especiais.

Silimanita:

Apresenta forma alongada subarredondada e pouco fibrosa.

Espinélio:

Mineral de coloração verde (pleonasto = espinélio ferruginoso), equidimensional subarredondado, com alto relevo.

4.3.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS MINERAIS PESADOS TRANS
PARENTES NÃO MICÁCEOS DA FORMAÇÃO MOTUCA
(TABELA 19)

4.3.2.1 - Frequência média

Na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), seis minerais (turmalina, barita, granada, zircão, rutilo e estaurolita) perfazem uma somatória de frequência em torno de 99%. Já na fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina), sete minerais (turmalina, zircão, granada, barita, rutilo, estaurolita e apatita) somam cerca de 97% do material analisado.

Os minerais granada, barita e turmalina são frequentes

na fração areia fina, enquanto que zircão e rutilo concentram-se na fração areia muito fina.

4.3.2.2 - Frequência de ocorrência

Estão presentes, na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), nove minerais (turmalina, zircão, rutilo, estaurolita, monazita, granada, barita, titanita e brookita) em mais de 10% das amostras analisadas.

Na fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina), encontra-se uma maior diversidade mineralógica, tendo quinze minerais (zircão, turmalina, rutilo, estaurolita, anatásio, granada, barita, monazita, apatita, brookita, hornblenda, espinélio, titanita, cianita e epidoto) presentes em mais de 10% das amostras analisadas.

4.3.2.3 - Frequência de classes

O zircão é mineral abundante em 73% dos casos (fração areia muito fina), enquanto que na fração areia fina varia entre abundante (43%) e raro (43%).

A turmalina é mineral abundante a superabundante nas duas frações analisadas, enquanto o rutilo já varia de abundante a raro nas duas frações.

Estaurolita aparece, predominantemente, como mineral raro nas duas frações, podendo chegar a abundante na fração areia fina.

A granada, na fração areia muito fina, oscila de superabundante a rara, enquanto que, na fração areia fina, é ou superabundante (67%) ou rara (33%).

Já a barita é mineral superabundante na fração areia fina (67%), passando a raro (67%) na fração areia muito fina.

Apatita, ausente na fração areia fina, é mineral abundante a raro na fração areia muito fina.

Titanita e anatásio são comuns ou raros na fração areia muito fina, enquanto que, na fração areia fina, o anatásio está-

ausente e a titanita é apenas um mineral raro.

Monazita e brookita são raros tanto na fração areia fina como na fração areia muito fina.

Os minerais cianita, xenotima, hornblenda e espinélio são raros e só ocorrem na fração areia muito fina.

O epidoto, ausente na fração areia fina, ocorre como mineral comum na fração areia muito fina.

4.3.3. - MATURIDADE MINERALÓGICA

A Formação Motuca (Tabela 20) apresenta maior diversidade mineralógica do que a Formação Sambaíba, com valores variando de 3 a 6 espécies minerais na fração areia fina e de 3 a 10 espécies na fração areia muito fina. Esta diversidade em espécies evidencia relativa imaturidade mineralógica do resíduo pesado desta Formação. Cabe ressaltar uma amostra (fração areia fina) com apenas uma espécie mineralógica, a barita, autígena, distorcendo a análise de maturidade.

A Formação Motuca apresenta, geralmente, superabundância em minerais estáveis (ZTR superior a 90%, Tabela 21).

Valores mais baixos de ZTR são atribuíveis ora ao enriquecimento dos autígenos (barita) em algumas amostras, ora à imaturidade real devido ao aparecimento de mineral instável (granada).

4.3.4 - ÁREAS FONTES

Acredita-se que sedimentos preexistentes atuando como áreas fontes foram responsáveis pelo aparecimento de zircões e turmalinas equidimensionais arredondadas na Formação Motuca.

Rochas metamórficas de baixo grau atuaram também na derivação desta Formação, sendo responsáveis pela presença de turmalinas com crescimento secundário e zircão redondo róseo.

Rochas metamórficas de médio a alto grau teriam sido responsáveis pelas turmalinas ricas em inclusões, granadas, estaurolitas e pelos raros grãos de cianita e silimanita.

Alguns minerais presentes na Formação Motuca são resultado de autigênese (barita, anatásio e brookita).

A Formação Motuca apresenta-se enriquecida em granada, principalmente próximo à borda SW e NE. Acredita-se que esta derivação esteja ligada, na borda NE, às rochas metamórficas dos Grupos Ceará, Independência e crono-correlatos, na borda SW, aos xistos granatíferos dos Grupos Estrondo e Tocantins.

Segundo SÃ et al. (1979), a abundância e tamanho de granada no xisto do Grupo Estrondo na região de Araguaína (GO) são variáveis, com alguns cristais atingindo até 6 cm de diâmetro e proporções, em certas amostras, de 10% dos minerais. O Grupo Estrondo seria, ainda, o fornecedor original de turmalinas ricas em inclusões, rutilos e zircões prismáticos, mais freqüentes na borda oeste da bacia.

4.4 - MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA (TABELA 22)

O resíduo pesado de dez amostras analisadas da Formação Sambaíba é constituído, basicamente, pelos seguintes minerais, em ordem decrescente de importância:

Fração areia fina (0,250 - 0,125 mm): turmalina, zircão estaurolita, rutilo, monazita e hornblenda.

Fração areia muito fina (0,125 - 0,062 mm): zircão, turmalina, rutilo e estaurolita.

Nas duas frações, a cianita pode, ainda, aparecer em traços em algumas amostras.

Segundo LIMA & LEITE (1978), a análise de minerais pesados da Formação Sambaíba evidenciou, no lado oeste da bacia, uma maior porcentagem de ilmenita (50 a 75%), seguido por zircão, rutilo e turmalina (25 a 50%). Como acessórios, ocorrem leucoxênio, estaurolita e óxidos de ferro (1 a 5%). No bordo sul, a estaurolita e associação zircão e turmalina variam de 5 a 25% e os óxidos de ferro de 50 a 75%.

4.4.1 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Aqui são descritas as feições principais dos minerais pesados transparentes não micáceos ordenados por frequência de ocorrência decrescente:

Turmalina: Tabela 13, Figura 38

Predominam os grãos de coloração castanha de turmalina ferro-magnesiana. Secundariamente, estão presentes as variedades verde (shorlita) e incolor (acroíta) e, ocasionalmente, as turmalinas azuis (indicolitas).

São freqüentes as turmalinas ricas em vacúolos e micrôlitos (Estampa 1, Fotos 5 e 10), sendo ocasionais os grãos com crescimento secundário (Estampa 1, Foto 6) com núcleo interno e contorno externo (parte neoformada) arredondados. Quanto à forma e arredondamento (Figura 38), há forte predominância das turmalinas equidimensionais e alongadas muito bem arredondadas (tipo 3, Estampa 1, Foto 5); aparecem, ainda, secundariamente, as turmalinas prismáticas de bordos arredondados (tipo 2, Estampa 1, Foto 10), sendo raras as que apresentam arestas vivas (tipo 1). As prismáticas de bordos arredondados (tipo 2) ocorrem com frequências um pouco maiores na fração areia muito fina.

Pode ser observada, ainda, a presença de algumas turmalinas estriadas e alguns grãos com início de corrosão superficial.

Zircão: Tabela 14, Figura 39

Apresentam-se incolores e raramente coloridos (rôseos). Estão presentes grãos com vacúolos e micrôlitos (Estampa 2, Foto 1) e são raros os grãos de zircão zonado (Estampa 2, Foto 2).

Quanto à forma (Figura 39), há leve predominância de tipos equidimensionais e alongados arredondados

(tipo 3, Estampa 2, Foto 5 e Estampa 1, Foto 11) sobre os de bordos arredondados (tipo 2, Estampa 2, Fotos 1 e 2). Em algumas amostras, esta predominância pode não existir, coexistindo, então, formas do tipo 2 e 3. Quanto a zircões prismáticos de arestas vivas, estes são raros ou mesmo ausentes.

Estaurolita:

Este mineral aparece em grãos de forma irregular, angulosos a subarredondados. São mais comuns os de coloração amarelada e amarelo-avermelhada.

Quanto ao tipo de alteração, são mais freqüentes as formas tipo 3 (Figura 37, Estampa 1, Foto 9), serrilhados nas bordas basais e com dentes paralelos ao eixo c. São também comuns as formas tipo 2 (Figura 37, Estampa 1, Foto 8) com escamamento superficial e ainda formas tipo 1 (Figura 37) sem evidências de alteração.

Rutilo:

Possui coloração avermelhada, amarelada e vermelho-amarelada.

Apresentam-se sob formas equidimensionais e alongadas arredondadas ou, ainda, em grãos subarredondados.

Não são raros os grãos com estrias longitudinais e oblíquas (geminção polissintética).

Cianita:

Mineral raro, presente como traço em algumas amostras, aparecendo com formas alongadas e subarredondadas e euhedrais angulosas (Estampa 1, Foto 12).

Monazita:

Mineral extremamente raro, presente em apenas uma amostra. Apresenta cor verde amarelada e forma equidimensional arredondada.

Hornblenda:

Mineral extremamente raro, ocorrendo apenas numa amostra como traço. Apresenta coloração verde e forma alongada arredondada.

4.4.2 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIAS DE PESADOS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA (TABELA 23)

4.4.2.1 - Frequência média

Verificou-se que, na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), quatro minerais (turmalina, zircão, estaurolita e rutilo) perfazem uma somatória de frequência em torno de 99% do material analisado, enquanto na fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina) apenas dois minerais (zircão e turmalina) somam cerca de 99%.

Comparando as frequências de zircão e turmalina nas duas frações granulométricas, verifica-se que a turmalina é levemente mais freqüente na fração areia fina, enquanto que, na fração granulométrica menor, o zircão prepondera nitidamente.

4.4.2.2 - Frequência de ocorrência

Na fração 0,250 - 0,125 mm (areia fina), apenas sete minerais (zircão, turmalina, estaurolita, rutilo, cianita, monazita e hornblenda) estão presentes em mais de 10% das amostras analisadas.

Quanto à fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina), apenas cinco minerais (zircão, turmalina, estaurolita, rutilo e cianita) estão presentes em mais de 10% das amostras analisadas.

4.4.2.3 - Frequência de classes

O zircão, presente em 100% das amostras analisadas, é um mineral abundante a superabundante na fração areia fina, passando a superabundante na fração areia muito fina.

A turmalina, também presente em 100% das amostras analisadas, é um mineral abundante a superabundante na fração areia fi

na, enquanto passa a abundante e comum na fração areia muito fina.

O rutilo é um mineral raro, podendo, excepcionalmente, ocorrer como mineral comum ou mesmo abundante.

A cianita é rara nas duas frações granulométricas, enquanto hornblenda e monazita, também raras, se restringem à fração areia fina de uma amostra.

4.4.3 - MATURIDADE MINERALÓGICA

Excluídos os opacos e micáceos, a Formação Sambaíba apresenta, habitualmente, de duas a quatro espécies mineralógicas nas duas frações do resíduo pesado (Tabela 24), denotando, desta maneira, alta maturidade mineralógica.

Os altos valores de ZTR (Tabela 25), caracterizando superabundância (fração areia muito fina) e abundância de minerais estáveis (fração areia fina), confirmam, para esta Formação, alta maturidade mineralógica do seu conteúdo pesado.

4.4.4 - ÁREAS FONTES

A freqüente observação de formas equidimensionais muito bem arredondadas de zircão e turmalina na Formação Sambaíba leva a admitir, como fonte principal, sedimentos preexistentes. O bom arredondamento resulta de retrabalhamentos sucessivos ("canibalismo").

A presença de turmalina com crescimento secundário é indicativa de derivação de rochas metamórficas de baixo grau (fácies xisto verde). Segundo YAMAMOTO et al. (1977), as turmalinas com crescimento secundário são típicas de processos de baixo metamorfismo e não oriundas de processos diagenéticos como admitiam autores anteriores. Acredita-se que este crescimento secundário tenha sido adquirido na área fonte e não durante o processo diagenético, pois o contorno externo dos grãos (parte neoformada) apresenta-se também arredondado (Estampa 1, Foto 6), o que evidencia transporte após o crescimento secundário.

O zircão redondo róseo, presente ocasionalmente na For

mação Sambaíba, pode ter a sua gênese ligada a metassedimentos, a se extrapolar observações efetuadas em outras partes do território brasileiro, contrariando o fato destes serem consagrados na literatura como indicadores de rochas ígneas.

4.5 - ANÁLISE COMPARATIVA DE ASSEMBLÉIAS MINERALÓGICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO, MOTUCA E SAMBAÍBA

4.5.1 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

Os minerais turmalina, zircão, estaurolita e rutilo es tão presentes nas três unidades estudadas.

Monazita, hornblenda e cianita ocorrem em pequenas pro porções nas três unidades.

Barita ocorre tanto na Formação Motuca quanto na Forma ção Pedra de Fogo, mas em maiores proporções na Formação Motuca, estando ausente na Formação Sambaíba.

Granada é um mineral presente nas Formações Pedra de Fo go e Motuca e ausente na Formação Sambaíba.

Destaca-se, na Formação Pedra de Fogo, o aparecimento de restos fosfáticos (colofânio) e ausência deste mineral nas de mais Formações. Augita também é um mineral presente em pequenas proporções apenas na Formação Pedra de Fogo.

Apatita, epidoto e anatásio estão presentes, em pequenas proporções, nas Formações Pedra de Fogo e Motuca.

Xenotima e brookita ocorrem, em pequenas proporções, na Formação Motuca e como traços na Formação Pedra de Fogo.

Coríndon é mineral presente em baixas frequências ape nas na Formação Pedra de Fogo.

Espinélio ocorre em baixas frequências na Formação Pe dra de Fogo e como traços na Formação Motuca.

Ocorrem, ainda, como traços, a silimanita na Formação Motuca e dumortierita na Formação Pedra de Fogo.

4.5.2 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Turmalina:

Predominam as turmalinas castanhas nas três unidades, enquanto que, secundariamente, temos as verdes e incolores (mais freqüentes nas Formações Motuca e Sambaíba), além das azuis (mais freqüentes na Formação Pedra de Fogo).

Turmalina com inclusões e/ou crescimento secundário estão presentes nas três formações, sendo mais freqüentes na Formação Motuca.

Destaca-se o aparecimento de turmalinas com sinais de corrosão em algumas amostras da Formação Pedra de Fogo, raramente na Formação Sambaíba e ausência na Formação Motuca.

Zircão:

Nas três unidades predominam os incolores. Secundariamente, aparecem, em baixas freqüências, os zircões róseos.

Zircões com inclusões e alguns com zoneamento (principalmente na Formação Pedra de Fogo) aparecem nas três unidades.

Estaurolita:

Nas três unidades, predominam os grãos subangulares de coloração amarela, aparecendo, ainda, nas Formações Motuca e Pedra de Fogo, alguns cristais euédricos e geminados em "x".

Quanto ao grau de alteração (Figura 37), as estaurolitas da Formação Sambaíba são as mais alteradas, predominando a forma 3. Na Formação Pedra de Fogo, há iguais proporções das formas 2 e 3, e na Formação Motuca já aparecem estaurolitas menos corroídas (formas 1 e 2).

4.5.3 - MATURIDADE TEXTURAL

As análises de forma e arredondamento de zircões e turmalinas podem ser utilizadas no estudo de maturidade textural.

Verifica-se (Figura 38) que as Formações Sambaíba e Pedra de Fogo apresentam turmalina em formas mais retrabalhadas (predominância do tipo equidimensional arredondado), enquanto que, para a Formação Motuca, observa-se grande variação, desde predominância de formas bem retrabalhadas (tipo 3) até predominância de formas mais angulosas (tipo 2).

As Formações Motuca e Pedra de Fogo apresentam, para os zircões, predominância total de formas equidimensionais muito bem arredondadas (forma 3), evidenciando maturidade textural. A Formação Sambaíba apresenta tanto forma 3 quanto forma 2, o que distinguiria menor maturidade textural.

No que concerne à turmalina, verificou-se, desta maneira, maior maturidade textural para a Formação Sambaíba, o que se justifica pelos sucessivos retrabalhamentos de sedimentos anteriores. Já para o zircão, ocorre o inverso, isto é, são comuns as formas mais angulosas na Formação Sambaíba, o que leva a admitir contribuição adicional de fontes primárias (ígneas e/ou metamórficas). Estas fontes primárias teriam, também, em menor proporção, contribuído para as Formações Pedra de Fogo e Motuca, sendo responsáveis pelo aparecimento de zircões zonados e/ou "opacos" metamitizados, ausentes na Formação Sambaíba devido ao grande transporte.

4.5.4 - MATURIDADE MINERALÓGICA

Utilizou-se, como índices de maturidade mineralógica, o número de espécies mineralógicas e o índice ZTR (zircão + turmalina + rutilo).

A Figura 40 mostra alta maturidade mineralógica para o resíduo pesado da Formação Sambaíba, apresentando de duas a quatro espécies mineralógicas e altos valores de ZTR. Por sua vez, as Formações Motuca e Pedra de Fogo são mais diversificadas, apresentando termos maduros até bem imaturos, correspondendo, estes,

a alta diversidade mineralógica e baixo ZTR (enriquecimento de minerais instáveis).

4.5.5 - DISSOLUÇÃO INTRA-ESTRATAL

A ausência de minerais instáveis num sedimento pode estar ligada a três fatores:

- clima quente e úmido e conseqüente intenso intemperismo químico na fonte;
- área fonte desprovida de minerais instáveis;
- alteração intra-estratal, destruindo os minerais mais instáveis.

As três Formações estudadas, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, apresentam evidências de atuação de soluções intra-estratais, principalmente em granadas (picoteamento superficial) e estaurolitas (escamamento superficial e denteamento paralelo ao eixo c).

Os grãos serrilhados constituem boa prova de dissolução (BRAMLETTE, 1929). Entretanto, nem sempre está claro que o serrilhamento se deu após a deposição, embora as projeções frágeis, semelhantes a espinhos ou dentes em alguns minerais pesados, em particular os anfibólios e piroxênios, dificilmente poderiam resistir ao transporte (EDELMAN, 1931 e EDELMAN & DOUGLAS, 1931 in PETTIJOHN, 1976). Em alguns casos, pode-se demonstrar que o serrilhamento ou "crista de galo" formou-se "in situ" depois da deposição (ROS et al., 1929 in PETTIJOHN, 1976).

A atuação de soluções intra-estratais, poderia ser ligada a ausência de pesados instáveis na Formação Sambaíba. Todavia, as Formações Pedra de Fogo e Motuca, de idades mais antigas e, portanto, com mais disponibilidade de tempo à ação destrutiva de soluções intra-estratais, são justamente as que apresentam maiores frequências em minerais instáveis (granada, por exemplo). O fato parece indicar que a dissolução intra-estratal não teria sido tão efetiva a ponto de destruir totalmente os minerais instáveis e aumentar consideravelmente o índice ZTR dos sedimentos daquelas duas Formações.

A Formação Sambaíba, mais jovem, é, por sua vez, mais porosa e permeável, condição que deve ter facilitado a percolação de água e, conseqüentemente, o processo de dissolução intra-estratal. Verifica-se, inclusive, que as estaurolitas desta Formação apresentam-se mais alteradas do que nas outras unidades.

Nota-se, em amostras da Formação Pedra de Fogo, a presença de estaurolitas e granadas onde as primeiras estão mais alteradas do que as segundas. Evidencia-se, então, instabilidade maior para estaurolitas quando submetidas à atuação de soluções intra-estratais. Cabe ressaltar o fato destas mesmas amostras apresentarem cimentação carbonática, o que leva a concluir que a dissolução intra-estratal se deu sob condições de pH alcalino, condições onde a granada parece ser mais estável que a estaurolita.

Na Formação Motuca, onde as estaurolitas estão menos alteradas, é possível a observação de grãos apresentando carbonato nas extremidades denteadas, evidenciando uma pseudomorfose.

A idéia de um clima quente e úmido, responsável por intemperismo químico intenso e destruição dos instáveis na fonte, não encontra suporte nos conhecimentos paleoclimáticos disponíveis. As evidências de clima árido na região durante a deposição da Formação Sambaíba são quase inquestionáveis.

Não descartando a hipótese de destruição de instáveis por dissolução intra-estratal (mais efetiva na Formação Sambaíba por contigências texturais), seria admissível, alternativamente, buscar uma explicação para o incoerente contraste mineralógico (a aparente incoerência de maturidade mineralógica) da formação superior numa possível mudança de áreas fontes.

4.5.6 - ÁREAS FONTES

Acredita-se que sedimentos preexistentes tenham atuado como área fonte parcial para a deposição das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Tais sedimentos seriam responsáveis pelo aparecimento de zircão e turmalina muito bem arredondados nas três Formações.

Rochas metamórficas de baixo grau também teriam contribuído, em parte, na derivação das três Formações, fornecendo turmalinas com crescimento secundário e zircão róseo.

Rochas metamórficas de médio a alto grau forneceram, para as Formações Pedra de Fogo e Motuca, turmalinas prismáticas ricas em inclusões, granadas, estaurolitas e raros grãos de cianita, silimanita e andaluzita (esta, presente apenas na Formação Pedra de Fogo). A influência destas rochas foi, entretanto, pouco expressiva para a Formação Sambaíba.

Acredita-se que as fontes metamórficas situavam-se a SW (Grupo Estrondo e Grupo Tocantins) e NE (Grupo Ceará, Independência e crono-correlatos).

A presença de minerais como barita, anatásio e brookita nas Formações Pedra de Fogo e Motuca seria devido apenas à autigênese.

Cabe ressaltar o aparecimento de materiais fosfáticos (colofânio) na Formação Pedra de Fogo, material proveniente de restos esqueléticos e excrementos, provavelmente de peixes.

Destaca-se, para a Formação Pedra de Fogo, o aparecimento de augitas, sugerindo derivação de rochas vulcânicas básicas contemporâneas.

CAPÍTULO V

ANÁLISE PETROGRÁFICA

5.1 - INTRODUÇÃO

O estudo petrográfico (macro e microscopia) das rochas que compõem as Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, teve por objetivos: 1) conhecer suas características petrográficas e 2) obter subsídios que permitissem a reconstrução da história sedimentar do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão.

Utilizou-se, para rochas carbonáticas, a classificação de FOLK (1962) que tem implicações genéticas e fornece elementos para a interpretação dos ambientes de sedimentação.

A análise de microfácies das rochas carbonáticas das Formações Pedra de Fogo e Motuca foi prejudicada pela presença de processos de dolomitização, silicificação, recristalização e dedolomitização que obliteraram parcial ou totalmente as características originais das rochas.

5.2 - MÉTODOS

Inicialmente, foi feita, para todas as amostras, uma descrição macroscópica, procurando observar a textura, mineralogia e estruturas sedimentares, quando presentes.

Na descrição microscópica das rochas clásticas, observou-se as porcentagens e a natureza mineralógica do arcabouço, cimento e matriz, além da presença ou falta de minerais pesados e autígenos. Na classificação destas rochas, foi utilizada a proposta por DOTT (1964 in PETTIJOHN et al., 1972) e modificada por PETTIJOHN et al. (1972).

Para as rochas carbonáticas, descreveu-se a textura, natureza e porcentagem de aloquímicos (oólitos, intraclastos, pelotilhas e fósseis) e terrígenos. Os processos de dolomitização, silicificação, recristalização, dedolomitização e a presença de minerais autígenos foram também observados.

5.3 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

5.3.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

5.3.1.1 - Rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo (dolomitos arenosos, arenitos dolomíticos, siltitos e margas dolomíticas) ocorrem intercaladas com siltitos verdes, arenitos brancos e siltitos. Normalmente, são rochas com estratificação plano-paralela. Sua classificação petrográfica é apresentada na Tabela 1 do Capítulo I.

Não raramente as rochas carbonáticas exibem níveis rompidos e fragmentados (brecha intraformacional, Estampa 5, Foto 5), ou, ainda, estrutura gradacional. Algumas contêm grandes "intraclastos" com até 6 cm, achatados e orientados segundo a estratificação. Estes "intraclastos" formam estrutura tipo "tepee" (Estampa 5, Foto 3), sugerindo a formação de sílica primária ou silicificação da lama carbonática (diagênese precoce), endurecimento e fragmentação (Amostras MA-58G, MA-58H e MA-62G). A presença de alguns "intraclastos" silicosos com fraturas preenchidas por carbonato espático evidencia um processo de carbonatização posterior à silicificação.

O termo estrutura "tepee" foi criado por ADAMS e FRENZEL (1950 in PETRI & COIMBRA, 1982) para feições morfológicas que ocorrem na zona de pré-recife do famoso complexo de recifes de barreiras do Permiano do Texas e Novo México, conhecido como "Capitain". Caracteriza-se por fragmentos de calcários em forma de ripas que se inclinam em ângulos íngremes com a horizontal, de modo que a estrutura lembra tendas indígenas ("tepees") do sul dos Estados Unidos. "Tepees" já foram descritos na Formação Pedra de Fogo por DELLA FÁVERA & ULIANA (1981, in PETRI & COIMBRA, 1982) e na Formação Irati por PETRI & COIMBRA (1982).

O material terrígeno com granulação arenosa ou siltica é formado essencialmente por quartzo monocristalino, podendo apresentar crescimento secundário e "intraclastos" silicosos que podem ocupar até 50% da rocha (Estampa 5, Foto 1). Aparecem, ainda,

em pequenas porcentagens, feldspatos (microclínio e plagioclásio), mica (muscovita), zircão, estaurolita, granada, material opaco ferruginoso (limonita), turmalina, rutilo, grãos de quartzo policristalino (sudurado e estirado = fragmento de quartzito), fragmento de rocha ígnea básica (Estampa 8, Foto 5), fragmento quartzo-feldspático com textura gráfica (Estampa 8, Foto 6). Há casos onde o arcabouço é formado apenas por "intraclastos" silicosos esféricos com dimensões submilimétricas e que se dispõem em estrutura gradacional. Os "intraclastos" silicosos podem ser de calcedônia criptocristalina, granular fina, sacaróide e fibrorradiada. São raros os intraclastos carbonáticos (Estampa 9, Foto 2).

As rochas carbonáticas, localmente, contêm material fosilífero como dentes de tubarão, escamas de peixes, conchas de bivalves e ostracodes. Destaca-se, na amostra MA-58B, a abundância de ostracodes de até 1 mm (Estampa 7, Foto 5), com carapaças carbonáticas ou substituídas por sílica, contendo, em seu interior, ora carbonato micrítico (lama carbonática) ou espático, ora sílica criptocristalina.

Ocorre, ainda, material fóssil fosfático, provavelmente dentes e espinhos de tubarão (RAGONHA, 1978), com relevo de apatita e baixa birrefringência (colofânio) envolvidos por pigmentação ferruginosa em auréola externa (Estampa 5, Foto 4 e Estampa 7, Foto 4).

A cimentação pode ser carbonática (dolomítica) ou silicosa.

A dolomita (espática) do cimento pode formar cristais xenomórficos poiquilotópicos (Estampa 8, Foto 2), "tabletes" hexagonais imbricados (Estampa 8, Foto 1) ou, comumente, cristais romboédricos (Estampa 7, Foto 3 e Estampa 8, Foto 4) nos quais se observa, ocasionalmente, processos de dedolomitização (Estampa 8, Foto 3). Neste caso, cristais euhedrais de dolomita (romboedros) encontram-se parcial ou totalmente substituídos por outro carbonato com birrefringência diferente (pseudomorfose). Pode-se verificar sinais de corrosão causada pelo cimento carbonático em grãos de quartzo, feldspato e "intraclastos" silicosos.

A grande maioria das rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo apresenta zonas onde o carbonato é substituído nas

suas funções de cimento por material silicoso isótropo, porém, com índice de refração igual ao da calcedônia, o que descarta a possibilidade de ser opala. Trata-se, verossimilmente, de calcedônia em baixos graus de cristalinidade, birrefringência e refringência. A silicificação pode formar manchas de sílex em forma de meia lua, com dimensões em torno de 2 cm (Estampa 5, Foto 6).

Como material autógeno, destaca-se, além da presença de cristais euhedrais de quartzo (bipiramidado) com pontuações de carbonato no seu interior (Estampa 9, Foto 1), a presença de raros grãos de glauconita em algumas amostras (MA-28G, MA-62Cl e MA-62F).

5.3.1.2 - Silexites

Ocorrem em níveis e concreções. As concreções têm forma de "bolachas" (com diâmetro em torno de 10 cm - Estampa 4, Foto 5) e de "bonecas" (com 2 a 5 cm de diâmetro - Estampa 4, Foto 6) semelhantes às "bonecas" de sílex da Formação Irati (Bacia do Paraná).

As concreções constituem-se de sílica criptocristalina ou granular fina, com manchas de "intraclastos" de calcedônia fibrorradiada (Estampa 9, Fotos 5 e 6). Podem incluir quartzo de trítico na granulação silte e conchas de ostracodes. Observa-se também, em algumas concreções, estratificação interna e ausência de material clástico.

É comum a presença de níveis silicosos com estratificação plano-paralela e com "intraclastos" de sílex achatados com dimensões de até 3 cm. Curiosamente, os "intraclastos" deformam os níveis inferiores e superiores, mas, por seu lado, também são deformados, "quebrados" e rompidos. A rocha silicosa é formada por sílica criptocristalina (em maior proporção) e por material terrígeno na granulação silte grosso e areia fina.

Ocorrem níveis de sílex formados por silicificação de calcários oolíticos (Estampa 5, Foto 2 e Estampa 7, Foto 6). Parte dos oólitos silicificados apresenta núcleos ocupados por grãos de quartzo. Os oóides maiores podem apresentar dois oólitos pequenos como núcleo. Compõem-se de sílica criptocristalina ou cal

cedônia, sendo que, no interior de alguns, resta algum carbonato (micritizado). O cimento entre os oólitos é de calcedônia granular, sacaróide e, localmente, fibrorradiada (Estampa 7, Foto 6).

Observa-se, também, níveis de sílex provenientes da silicificação de calcários fossilíferos com ostracodes (microcoquina - Estampa 4, Foto 4). A rocha é constituída basicamente de conchas inteiras silicificadas de ostracodes, com dimensões de 1 a 3 mm. O espaço interno das conchas é preenchido por sílica criptocristalina, porém, externamente, ocorre calcedônia em forma de franja (fibrosa).

Opticamente, a sílica fibrosa corresponde a calcedônia "sensu strictu", não se observando, em qualquer caso, a orientação óptica da variedade quartzina.

Entretanto, FARIA JR. (1979) informa que, associada à calcedônia, forma-se, em menor escala, a quartzina, esta com fibras exibindo elongação óptica negativa. Este tipo de cristalização da sílica sugeriria, segundo PITTMAN & FOLK, 1971 e FOLK & PITTMAN, 1971 (in KEENE, 1983), deposição em ambiente evaporítico. Porém, KEENE (1983) afirma que a quartzina, por ser diagenética, não pode ser utilizada como indicador de um particular ambiente de deposição.

5.3.1.3 - Siltitos e arenitos

Os siltitos da Formação Pedra de Fogo são verdes e róseos, finamente laminados (Estampa 9, Foto 3), com presença de gretas de contração, microlaminação cruzada, "linsen", "flaser" e bioturbação. Ocorrem, intercalados com arenitos, dolomitos e silexitos, comumente cortados por diques clásticos e veios de calcita. São formados por material terrígeno de granulação em torno de 40 micra (silte grosso), constituídos por quartzo anguloso e, secundariamente, mica e feldspato cimentados por sílica criptocristalina. Ocorrem, normalmente, argila autógena (montmorilonita - Estampa 9, Foto 4) e nódulos submilimétricos de sílex. Os siltitos apresentam, ainda, zonas silicosas com textura colofórmica.

Os arenitos desta mesma formação apresentam marcas de ondas assimétricas, estratificações cruzadas tabulares (Arenito

Cacunda - vide Capítulo II) e sigmoides.

A estratificação sigmoidal é um tipo incompletamente desenvolvido de estratificação "hummocky", termo proposto por HARMS, SOUTHARD, SPEARING & WALKER em 1975 (in WALKER, 1979). Na estratificação sigmoidal, lâminas cruzadas, suavemente onduladas, coram-se a baixos ângulos, da ordem de 3 a 6°. O que define a estratificação "hummocky" são os estratos convexos para cima, podendo cruzar com outros estratos, convexos para baixo.

A caracterização textural e mineralógica dos arenitos da Formação Pedra de Fogo é abordada nos Capítulos II, III e IV. Cabe ressaltar, no estudo petrográfico destas rochas, a presença de quartzo com crescimento secundário, feldspatos, micas, grãos de sílica criptocristalina, além de turmalina, zircão e rutilo arredondados. Verifica-se a existência de cimento silicoso com sílica criptocristalina e, localmente, certa cimentação ferruginosa (limonítica).

5.3.2 - FORMAÇÃO MOTUCA

5.3.2.1 - Calcários

Os calcários estratificados (Estampa 4, Foto 3), associados a siltitos vermelhos, são mais abundantes na base da Formação Motuca na borda oeste da bacia (região de Carolina). Normalmente, os sedimentos apresentam-se perturbados com presença de gipsita e calcita secundária preenchendo fraturas. É comum a presença de intercalação de paligorskita.

Pseudoesparitos: os calcários podem se apresentar com textura grosseira (recristalização) semelhante a mármore metamórficos. Os cristais com dimensão de 200 a 300 micra são poligonais ou xenomórficos imbricados em mosaico (Estampa 6, Foto 3) com contato côncavo-convexo (interlobados - Estampa 7, Foto 1). Os cristais espáticos de calcita podem apresentar, no seu interior, pontuações de outro carbonato (dolomita ? - Estampa 7, Foto 1). Cabe destacar, para estas rochas, a presença de quartzo idiomórfico bipiramidado (autígeno), calcedônia, quartzo com inclusões de anidrita, e ainda barita em cristais xenomórficos (alguns com contor

no arredondado) ou euhedrais.

5.3.2.2 - Dolomitos

Os dolomitos afloram apenas na base da Formação Motuca próximo ao contato com a Formação Pedra de Fogo. Os de coloração rósea apresentam estratificação plano-paralela e intercalam-se em siltitos vermelhos. É comum apresentarem-se com fraturas preenchidas por gipsita fibrosa ou por calcita secundária.

Estes dolomitos caracterizam-se pela textura micrítica, podendo apresentar lentes com textura espática ("birdseyes" - Estampa 6, Foto 2), o que leva a classificá-los como dolomicritos e dolodismicritos.

5.3.2.3 - Silexitos

Os silexitos são maciços ou com estratificação plano-paralela. São formados por quartzo microcristalino (dimensão dos cristais em torno de 20 micra) e calcedônia granular (Estampa 7, Foto 2).

5.3.2.4 - Arenitos

Os arenitos da Formação Motuca são de granulação fina, argilosos, podendo ocorrer cimentação silicosa criptocristalina ou ferruginosa (limonítica). É comum a presença de quartzo com crescimento secundário.

São mal selecionados e constituídos de grãos angulosos a subarredondados. Predominam os grãos de quartzo monocristalinos. A presença subordinada de fragmentos de sílica criptocristalina, calcedônia e grãos arredondados de turmalina sugere derivação parcial de sedimentos preexistentes.

A presença de matriz (mais que 15%) e a má seleção e arredondamento são responsáveis pela classificação destas rochas em quartzo arenitos impuros ("wackes"), texturalmente imaturos.

5.3.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA

A Formação Sambaíba é constituída por arenitos compactos (silicificados) ou friáveis, muito bem estratificados com nítida bimodalidade dada pela alternância de leitos milimétricos de areia muito fina a areia média (Estampa 4, Foto 1). Apresentam-se bem selecionados com pouca matriz (menos que 15%) e os grãos são esféricos, variando de bem arredondados (areia média) a subarredondados (areia muito fina).

O arcabouço é formado predominantemente por grãos de quartzo monocristalino, aparecendo, ainda, alguns grãos policristalinos com textura equigranular em mosaico e fragmentos de sílex com sílica criptocristalina a calcedônia fina. Nota-se, também, a presença de zircões alongados bem arredondados.

A cimentação é principalmente silicosa e secundariamente ferruginosa. A primeira pode aparecer nas seguintes formas:

a - crescimento secundário mascarando o arredondamento dos grãos de quartzo;

b - sílica criptocristalina a quartzo microcristalino em mosaico (Estampa 6, Foto 1), preenchendo vazios intergranulares;

c - calcedônia em deposição colofôrmica formando auréola em volta dos grãos de quartzo (Estampa 6, Foto 1).

A presença de grãos de quartzo mostrando crescimento secundário sobre película limonítica, indica que a precipitação da sílica foi posterior à limonita.

Os fragmentos de sílex evidenciam retrabalhamento de sedimentos mais antigos (Formações Pedra de Fogo e Motuca).

Considerando que os arenitos apresentam textura predominantemente arenosa com menos de 15% de matriz, composição quartzoosa do arcabouço, boa seleção e arredondamento e cimentação silicosa, pode-se classificá-los como quartzo arenitos silicificados, textural e mineralogicamente maduros.

5.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DA PETROGRAFIA SEDIMENTAR

5.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

As rochas de origem clástica (siltitos e arenitos) da Formação Pedra de Fogo já foram estudadas nos Capítulos II, III e IV. Vale ressaltar, para estas rochas associadas às rochas carbonáticas na fácies siltico-carbonática, a presença de estruturas sedimentares que sugerem deposição em planície de maré (marcas de ondas, "flaser", "linsen" e gretas de contração). A presença, nas rochas carbonáticas e silicosas, de oólitos, "birdseyes", estrutura "tepee" e brecha de ressecamento corrobora a hipótese de sedimentação em águas calmas em planície de maré. A exposição e ressecamento decorrentes ensejam a formação de gretas de contração e "tepees". Localmente, sob águas rasas e agitadas, formar-se-iam os calcários oolíticos. Durante a sedimentação da fácies siltico-carbonática, o grande afluxo de terrígenos limitou a deposição dos calcários a delgadas camadas intercaladas em siltitos e arenitos. Os clásticos fornecidos à bacia eram, em geral, finos, provavelmente devido à existência de áreas fontes arrasadas e condições de calma tectônica.

O Arenito Cacunda (vide Capítulo II) teria sido depositado em dunas litorâneas, enquanto que arenitos com sigmóides (Rio Pedra de Fogo, Rodovia Pastos Bons - Nova Iorque) intercalados em rochas carbonáticas e siltitos, deveriam sua estrutura a ondas de tempestade em ambiente marinho raso.

As rochas carbonáticas foram submetidas a análises químicas e isotópicas e a interpretação genética encontra-se nos Capítulos VII e VIII.

Segundo FARIA JR. (1979), associados às seqüências carbonáticas, encontram-se, nas regiões central e oeste, horizontes silicificados com estrutura de crescimento antigravitacional típica de algas estromatolíticas. Tal observação reforça a hipótese de ambiente de planície de maré para a sedimentação da fácies siltico-carbonática da Formação Pedra de Fogo (vide Figura 42).

Acredita-se que o sílex presente nesta Formação seja, em

parte, de origem primária, como atestado pela presença de níveis laminados e de "intraclastos" silicosos em rochas carbonáticas. Alternativamente, uma silicificação da lama carbonática com endurecimento e fragmentação, constituiria o mecanismo dentro de um raciocínio sindiagenético. A silicificação deve ter sido bastante precoce, anterior ao ressecamento que ensejou as brechas intraformacionais e "tepees".

Uma análise bibliográfica sobre a gênese da estrutura "tepee" pode ser encontrada no trabalho de PETRI & COIMBRA (1982). Segundo DELLA FÁVERA & ULIANA (1981, in PETRI & COIMBRA, 1982), que descreveram "tepees" na Formação Pedra de Fogo, estas estruturas ocorreriam em carbonatos formados em ambientes intermarês e supramarês, através da exposição subaérea em clima árido e semi-árido. Concordando-se com as condições ambientais sugeridas pelos autores acima, pode-se salientar o fato dos fragmentos da estrutura "tepee" apresentarem-se normalmente silicificados.

O sílex metassomático (epigenético) é facilmente identificado em calcários oolíticos (Estampa 5, Foto 2) e fossilíferos silicificados.

Após o processo de silicificação, um novo e incipiente processo de carbonitização é atestado por pequena proporção de carbonato incluso em sílex. Não se trata, neste caso, de restos da rocha carbonática não silicificada, mas sim de cristais novos, já que, às vezes, apresentam seções rômbricas. Podem ocorrer: a) cimentando fraturas que atravessam o sílex; b) no interior de um nódulo de sílex e c) dispersos dentro do sílex.

Quanto à origem da sílica responsável por processos de silicificação volumosa, os autores têm levantado as seguintes hipóteses: 1) a sílica provém da dissolução de carapaças de organismos silicosos; 2) a sílica é liberada na alteração de rochas e cinzas vulcânicas e 3) a sílica é proveniente de áreas continentais sujeitas às condições alcalinas sob clima árido a semi-árido.

Assim, para FARIA JR. (1979), a origem das camadas inteiramente silicificadas e mesmo das quantidades consideráveis de sílica que substituíram parte dos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, só pode ser explicada por suprimento externo de sílica para

o local de deposição. Ele admite que as áreas continentais, fontes dos materiais terrígenos, estavam sob condições alcalinas de clima árido, portanto, eram capazes de promover a solubilidade da sílica necessária para a extensa silicificação que atingiu os sedimentos Pedra de Fogo.

DELLA FÁVERA (1980) acredita em vulcanismo contemporâneo à Formação Pedra de Fogo. SÁ et al. (1980), citando este autor, admitem apreciável influência vulcânica na sedimentação que teria fornecido grande porções de sílica responsável pela quantidade considerável de sílex, em parte sinsedimentar.

Acredita-se que o enriquecimento em sílica no ambiente sedimentar possa ter duas origens: a primeira, ligada ao enriquecimento por influências paleoclimáticas como já admitida por FARIA JR. (1979); a segunda estaria ligada à contribuição vulcânica. DELLA FÁVERA (1980) admite uma atividade vulcânica nesta época, mas não apresenta informações sobre sua natureza, ácida ou básica. No Capítulo IV demonstra-se a existência, neste período, de atividade vulcânica que é, todavia, de natureza básica.

O enriquecimento em sílica eventualmente pode estar parcialmente ligado à presença de cinzas riolíticas depositadas durante a sedimentação da Formação Pedra de Fogo. "Glass shards" têm sido verificados no Permiano da Bacia do Paraná por COUTINHO (1983, informação verbal), o qual admite que as cinzas são provenientes do norte da Argentina. Segundo COUTINHO, os "glass shards" têm natureza analcimítica e pela forma podem ser confundidos com espículas poliaxiais de esponjas. Apesar de não ter sido encontrado "glass shards" no Permiano da Bacia do Maranhão, acredita-se válida a colocação de tal hipótese para que futuros trabalhos possam comprová-la ou não.

5.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA

Os sedimentos carbonáticos da Formação Motuca (calcários e dolomitos) foram depositados em águas rasas (presença de "birdseyes") sob condições de alta salinidade. Esta condição é inferida das associações com evaporitos (gipsita) na base da Formação e ainda pela presença de barita, pseudomorfos de halita (Estam

pa 6, Fotos 4, 5 e 6) e quartzo com inclusões de anidrita. As análises geoquímicas e isotópicas (Capítulos VII e VIII) favoreceram a idéia de ambiente salino durante a geração das rochas carbonáticas da Formação Motuca.

Suas camadas encontram-se freqüentemente perturbadas. Entre as causas de distúrbio acusam-se: 1) presença de níveis evaporíticos com formação de pequenas estruturas diapíricas; 2) colapso por dissolução dos sais e 3) hidratação por intemperismo dos níveis ricos em argilas expansivas (montmorilonitas e paligorsquitas).

Acredita-se que a regressão do mar no Permiano Superior favoreceu o aparecimento de lagunas na região de Carolina-Filadélfia, as quais, sob condições climáticas semi-áridas, ambientaram a deposição química de gipsita e calcários.

Salienta-se o fato de que os calcários mais puros da Formação Motuca encontram-se associados à paligorsquita. Acredita-se que o Mg necessário para formação deste mineral tenha se tornado disponível durante o processo de recristalização carbonática (vide Capítulo VI). A presença de restos de dolomita no interior dos cristais de calcita reforça a hipótese da liberação do Mg da lama dolomítica durante a cristalização da calcita.

O sílex, não tão abundante na Formação Motuca como na Formação Pedra de Fogo, parece ter origem singenética, atestada pela presença de níveis gretados ou rompidos por deformações atectônicas. A presença de sílex singenético não exclui a possibilidade de processos epigenéticos de silicificação por soluções percolantes.

Os siltitos e arenitos da Formação Motuca já foram estudados nos Capítulos II, III e IV.

5.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA

Os arenitos quartzosos bimodais, compostos de grãos bem selecionados e arredondados e exibindo estratificações cruzadas tabulares de grande porte (vários metros) e alto ângulo de mergulho, levam à interpretação de condições eólicas de sedimentação.

A homogeneidade destes sedimentos de ambiente desértica é quebrada muito localmente por depósitos conglomeráticos com ventifactos (Estampa 4, Foto 2) de ocorrência dominante na parte basal da Formação na borda oeste da bacia (região de Araguaína-Carolina). Os conglomerados denunciam rios intermitentes que carreavam material grosseiro das áreas altas e bordejantes dos desertos, formando depósitos retrabalhados pelo vento. Tais depósitos conglomeráticos em desertos atuais recebem as denominações regionais de "serir" (Líbia) ou "reg" (Argélia).

CAPÍTULO VI

ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS

6.1 - INTRODUÇÃO

Embora se admita que a maioria dos argilominerais presentes nas rochas sedimentares seja de origem detrítica, refletindo as condições climáticas e tectônicas reinantes na área fonte, sabe-se que modificações importantes podem ser introduzidas, sejam elas por transformação ou por neoformação, ligadas às condições físico-químicas do ambiente deposicional e à composição das águas intersticiais agindo sobre o material original durante os processos diagenéticos.

A partir da identificação dos argilominerais presentes nas Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, foi possível inferir idéias sobre:

- a que condições tectônicas e climáticas estiveram expostas as áreas fontes destes sedimentos;
- quais foram as condições físico-químicas existentes no sítio deposicional;
- quais as modificações ou neoformações de minerais que ocorreram durante a diagênese dos sedimentos.

Trabalhos prévios sobre argilominerais das Formações em estudo são os de LIMA & LEITE (1978) e FARIA JR. (1979).

6.1.1 - MONTMORILONITA

O termo montmorilonita é empregado aqui como grupo, enquanto que alguns autores preferem a aplicação do termo esmectita para o grupo, reservando o termo montmorilonita para uma espécie mineral. Não obstante, montmorilonita é ainda usado correntemente como grupo e espécie mineral simultaneamente (CARROL, 1970 in RAMOS, 1980).

A montmorilonita nos ambientes sedimentares pode ter diversas origens: pode formar-se por alteração direta de material vul-

cânico (cinzas e tufos) nos solos em ambiente não lixiviante, ou ainda em lagos alcalinos onde a sedimentação química supera a deposição detrítica. A associação com minerais autógenos (gipsita, do lomita e paligorsquita) leva à suposição de que sejam formadas por precipitação química.

A montmorilonita é formada preferencialmente em ambientes mal drenados, com pH de neutro a alcalino, rico em câtions. O clima semi-árido é favorável ao desenvolvimento da montmorilonita a partir de íons em solução.

6.1.2 - CORRENSITA

LIPPMAN (1959 in MILLOT, 1970) define corrensita como argilomineral de camada mista regular clorita-montmorilonita e que aparece preferencialmente em sedimentos hipersalinos.

Segundo MILLOT (1970), a corrensita forma-se, de preferência, sob condições hipersalinas em associação às fâcies carboná-ticas e evaporíticas, pela fixação do Mg^{2+} nos retículos cristali-nos dos minerais degradados.

Ambientes ricos em magnésio seriam favoráveis à formação de corrensita ou de clorita recristalizada, cuja presença indicaria, portanto, águas salinas durante a sedimentação.

6.1.3 - PALIGORSQUITA

Em 1862, SAVCHENKOV estudou um mineral silicoso hidratado fibroso dos Urais, para o qual deu o nome de paligorsquita (GOULART & FRAZÃO, 1977). O termo atapulgita foi usado por DE LAPPARENT (1935, in BRADLEY, 1940) para um mineral com as mesmas características, proveniente da "terra-füller" de Attapul-gus (Georgia, U.S.A.), mas que ele, entretanto, acreditou possuir estrutura diferente da paligorsquita. HUGGINS et al. (1962), com o auxílio do microcópio eletrônico, verificaram que a atapulgita e paligorsquita eram, na realidade, um mesmo mineral, ambos com estrutura fibrosa, porém, diferenciados apenas no tamanho das fibras, curtas para a atapulgita e finas e flexíveis para a paligorsquita.

Segundo BRADLEY (1940), a sua estrutura é constituída por camadas de duas unidades tetraédricas silicosas, ligadas por uma unidade octaédrica central alumino-magnesianas por meio de oxigênios comuns. Estas camadas crescem em apenas uma direção, formando filetes segundo o eixo c. Os filetes estão ligados entre si pelas arestas longitudinais, o que resulta numa estrutura cristalina relativamente porosa. Magnésio e alumínio são os elementos dominantes nas posições octaédricas, podendo existir pequena substituição por ferro. Segundo WEAVER & POLLARD (1973), a variedade de fibras curtas (atapulgita) tem mais ferro que a variedade de fibras longas (paligorsquita).

Segundo TEODOROVICH (1961), a paligorsquita é um mineral de silicato de magnésio normalmente com a fórmula estrutural $\text{MgAl}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ou com a fórmula empírica $\text{MgOAl}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Segundo o autor, a razão Al/Mg é variável: a variedade rica em Al_2O_3 com razão Al/Mg = 1 é a paligorsquita (α quando Al > Mg, e β quando Al/Mg = 1); existem, entretanto, variedades pobres em Al_2O_3 que se aproximam da composição da sepiolita, denominadas pilolitas (α quando Mg/Al = 2 e β quando Mg/Al = 3). Acredita, o autor, que a β paligorsquita é a mais comum.

A maioria das ocorrências de paligorsquita citadas na literatura está associada a sedimentos. MILLOT (1964) cita diversas ocorrências em que este argilomineral está associado aos argilominerais montmorilonita e sepiolita nas rochas carbonáticas e sílex.

LA IGLESIA (1977) sintetizou paligorsquita a baixa temperatura e construiu um diagrama de estabilidade para este mineral, considerando as concentrações de SiO_4H_4 , Al^{3+} e Mg^{2+} . As experiências foram realizadas sob condições de pH variando de 6 a 9 e mostraram maior conteúdo de paligorsquita sob pH igual a 8. Abaixo de certa concentração de SiO_4H_4 , a paligorsquita é instável sob condições aquosas; por outro lado, aumentando a concentração de SiO_4H_4 , é atingido o limite de solubilidade da sílica monômera. Entre estes dois limites, encontra-se o campo de estabilidade da paligorsquita, e a cristalização se dá quando a relação Mg/Si situa-se entre 0,14 e 0,33.

Segundo MILLOT (1964), a paligorsquita é um mineral neo formado em sedimentos alcalinos ricos em sílica e magnésio. A pa ligorsquita é instável ao intemperismo químico e é facilmente de gradada a montmorilonita.

Paligorsquita é comumente associada com ou é um componente de carbonatos de cálcio, particularmente dolomitos. Condições de aridez são essenciais para a formação da paligorsquita sed imentar. Estas condições são, presumivelmente, responsáveis pela alta concentração de Mg e alto pH necessários para a formação da paligorsquita (WEAVER & POLLARD, 1973).

À medida que se afasta do continente, a caulinita detri tica é substituída pelo par montmorilonita-paligorsquita, de ori gem química. A seqüência sedimentar completa é formada por caulini ta, montmorilonita-caulinita, montmorilonita, montmorilonita-pa ligorsquita, paligorsquita e paligorsquita-sepiolita. Essa se qüência corresponde a uma transgressão, enquanto que a seqüência inversa corresponde à regressão. Os minerais mais aluminosos são os mais litorâneos e os mais magnesianos são os mais afastados do litoral (ELOUARD, 1959; SLANSKY, 1959; MILLOT et al., 1960 in MILLOT, 1964).

No Brasil, temos três tipos de ocorrências de paligors quita:

a) - associada a calcários tipo caliche, formados sob condições de clima semi-árido (Formação Caatinga e Grupo Bauru) PAIVA & NASCIMENTO (1957), SUGUIO (1973), SOUZA SANTOS (1975), SUGUIO & BARCELOS (1978) e SUGUIO et al. (1980).

SUGUIO & BARCELOS (1978) descrevem paligorsquita sob a forma de placas intercaladas a sedimentos areno-argilosos ou dis seminada nas frações pelíticas de sedimentos arenosos do Grupo Bauru. Admitem gênese ligada a lagos efêmeros de águas muito al calinas sob condições semi-áridas.

b) - associada à sedimentação evaporítica (Formação Motuca) LIMA & LEITE (1978) e SÃ et al. (1980).

c) - interessante ocorrência de paligorsquita foi descri ta por GOULART & FRAZÃO (1977) na usina hidroelétrica de Água Vermelha, em Fernandópolis (SP). Esta preenche grandes cavidades

de um derrame de basalto vesicular. Os autores sugerem origem hidrotermal para este argilomineral, face à ausência de indícios de intemperismo no basalto e à associação freqüente com zeólitas, calcedônia, esmectita, calcita e com montmorilonita ferrífera (nontronita).

6.1.4 - CAULINITA

As caulinitas nas rochas sedimentares podem ser de origem detrítica ou de neoformação. MILLOT (1964) considera que a caulinita forma-se nos continentes, em climas quentes e úmidos, caracterizando intensa alteração em meio ácido e com boa drenagem.

As caulinitas podem ser transportadas da área de formação para a bacia de deposição, tendendo, entretanto, à diminuição de freqüência, do ambiente continental para o marinho.

6.1.5 - GLAUCONITA

A glauconita é um mineral do grupo das ilitas tipicamente neoformado em ambiente definido. É característica de condições de deposição marinha, formando-se em ambiente mais ou menos redutor onde a ação bacteriana é intensa, especialmente se essas condições persistirem por longo tempo.

6.2 - MÉTODOS

A identificação dos argilominerais foi feita através do método de difração de Raio-X, além da Microscopia Eletrônica como método auxiliar.

A análise química das amostras foi executada por via úmida, com o intuito de determinar os teores dos principais componentes (óxidos) dos argilominerais presentes.

6.2.1 - ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X

Após a pipetagem para dimensionamento de partículas entre 0,062 e 0,004 mm, efetuou-se o sifonamento da suspensão com

partículas menores que 0,004 mm. O material sifonado foi colocado em um becker contendo uma lâmina de vidro no fundo. Após certo tempo, as partículas em suspensão decantaram-se sobre a lâmina de vidro com orientação preferencial mais adequada para identificação de argilominerais.

Após a montagem do material na lâmina, esta foi levada à exposição de Raio-X em aparelho Philips-Norelco com anticâtodo de cobalto $k \alpha 1$ para obtenção de difratogramas.

Testes suplementares de aquecimento e processos químicos como a glicolação (tratamento com etilenoglicol), foram necessários para a identificação dos diferentes argilominerais.

Cabe ressaltar que, nos diagramas obtidos, foram determinados picos não pertencentes a nenhum argilomineral conhecido. Após vários testes, verificou-se que tais picos pertenciam ao defloculante utilizado na pipetagem (pirofosfato de sódio). Isto tornou obrigatória a repetição de grande parte das amostras preparando-as pelo mesmo processo de decantação, mas agora sem a utilização de qualquer defloculante.

6.2.2 - MICROSCOPIA ELETRÔNICA

Os argilominerais como caulinita, montmorilonita, clorita e paligorskita são alguns dos minerais que possuem forma característica reconhecíveis sob microscópio eletrônico.

Foram obtidas fotos em Microscópio Eletrônico de Varredura marca Jeol Modelo J.S.M. - P 15, pertencente ao Instituto de Química UNESP - "Campus" Araraquara.

A amostra, quebrada em fragmento aproximadamente cúbico (corpo de prova), foi colocada em suporte apropriado e submetida à evaporação de alto vácuo para recobrimento de películas de carbono e ouro por vaporização de eletrodos.

O corpo de prova metalizado colocado no Microscópio Eletrônico após focalização em câmara de TV, teve sua superfície variada em aumentos crescentes até 10.000 X para selecionamento de pontos a serem fotografados.

6.2.3 - ANÁLISES QUÍMICAS

Os teores dos óxidos de ferro, alumínio e sílica foram determinados por via úmida, utilizando-se o método preconizado por VETTORI (1969).

Cabe salientar que, na digestão ácida, são atacados apenas os argilominerais, portanto, os teores de óxidos obtidos não se referem a teores totais na amostra, mas sim a teores nos argilominerais. Tais teores não podem ser utilizados como valores absolutos pois dependem, antes de mais nada, da porcentagem de argila da amostra. Exemplificando, uma amostra com alto teor de Al_2O_3 não significa obrigatoriamente presença de argila aluminosa, pois este alto teor de Al_2O_3 pode resultar da alta porcentagem de argila da amostra.

Os resultados obtidos só podem ser interpretados quando transformados em razões ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, por exemplo), pois as relações entre óxidos independem da quantidade de argila da amostra. A análise destas razões pode, então, indicar, por exemplo, argilas mais ou menos aluminosas.

Para amostras de paligorsquitas puras, foram realizadas análises químicas mais completas, onde foi possível obter os teores de SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 e CaO .

6.2.4 - ANÁLISE ESTATÍSTICA

6.2.4.1 - Diagrama triangular

As porcentagens dos óxidos foram, primeiramente, recalculadas considerando-se 100% a soma destes. Em seguida, foram lançadas em diagrama triangular, onde cada vértice corresponde a 100% de um dos óxidos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2).

6.2.4.2 - Análise Fatorial

A partir dos dados obtidos da análise química, realizou-se a Análise Fatorial conforme métodos descritos no Capítulo VII.

6.3 - RESULTADOS OBTIDOS

6.3.1 - ARGILOMINERAIS (TABELA 26)

6.3.1.1 - Formação Pedra de Fogo

LIMA & LEITE (1978) citam a ocorrência de ilita e caulinita na Formação Pedra de Fogo.

Segundo FARIA JR. (1979), a esmectita é o mais abundante dos argilominerais na Formação Pedra de Fogo e está presente em toda seqüência estratigráfica. Secundariamente, aparecem ainda ilita, caulinita, interestratificados ilita-montmorilonita e clorita-montmorilonita (corrensita). O autor cita ainda a ocorrência de glauconita nos arenitos esverdeados da Formação Pedra de Fogo.

No presente trabalho, foi possível a identificação dos seguintes argilominerais: ilita, caulinita, montmorilonita, clorita e traços de paligorskita. Além dos grupos de argilominerais simples, ocorrem, em algumas amostras, o argilomineral interestratificado ou de camada mista denominado corrensita (clorita-montmorilonita). Cabe destacar a presença de caulinitas sanfonadas (Estampa 11, Fotos 3, 4 e 5) nas bordas NE e SW da bacia, enquanto que na porção central da bacia onde predominam rochas carbonáticas, a caulinita apresenta-se com formas degradadas (Estampa 11, Foto 2).

As diferenças encontradas no conteúdo de argilominerais, quando da comparação dos dados deste trabalho com os obtidos por FARIA JR. (1979), são explicáveis pelo fato deste autor ter feito a sua investigação especialmente nos sedimentos carbonáticos da Formação Pedra de Fogo, enquanto que neste trabalho (Figura 41) foram analisadas tanto amostras pertencentes à fácies siltico-carbonática (porção central da bacia) como também amostras da fácies siltico-arenosa (bordas da bacia). Comparando apenas os resultados obtidos para amostras da fácies carbonática, verifica-se a presença de caulinita degradada, montmorilonita, clorita, ilita e corrensita, resultados estes próximos dos encontrados por FARIA JR. (1979). A estes resultados soma-se, ainda, a observa

ção, em lâminas petrográficas de rochas carbonáticas (Capítulo V), de montmorilonita autógena e glauconita em algumas amostras da Formação Pedra de Fogo.

6.3.1.2 - Formação Motuca

A Revista MARANHÃO, Realidade e Perspectiva (1972) assina la a ocorrência de paligorsquita no município de Riachão (a 90 km de Balsas e 100 km de Carolina) e em Carolina, no riacho do Cavalo Morto.

LIMA & LEITE (1978) citam a presença de ilita, esmectita e paligorsquita nos sedimentos da Formação Motuca.

Segundo SÁ et al. (1980), numerosos indícios de paligorsquita foram evidenciados na área de Carolina-Riachão (MA). Este argilomineral ocorre essencialmente na zona intermediária, química, da Formação Motuca, sob forma de leitos milimétricos concordantes com a estratificação dos siltitos e rochas carbonáticas. A paligorsquita pode também preencher pequenas fraturas, em posição discordante com o acamamento geral. São geralmente finas placas flexíveis, estriadas e fibrosas, de coloração esbranquiçada, às vezes, ligeiramente esverdeada ou avermelhada.

Na Formação Motuca, encontrou-se os seguintes argilominerais: caulinita, ilita, montmorilonita e paligorsquita.

A montmorilonita foi detectada por Raio-X, utilizando-se de etilenoglicol e confirmada a partir de microfotografias (Estampa 10, Fotos 3 e 4). Cabe ressaltar, para algumas amostras, a associação deste mineral com paligorsquita (Estampa 10, Foto 5).

Para a paligorsquita, presente na região de Araguaína (GO), Carolina (MA) e Riachão (MA), vale destacar as ocorrências em Oiteiro (Riachão), Alto Bonito (Riachão) e Araguaína. Amostras destas ocorrências foram analisadas ao microscópio eletrônico, onde detectou-se um mineral fibroso com fibras longas e flexíveis (Estampa 11, Foto 1). Porém, a partir de microfotografias, não é possível a diferenciação entre paligorsquita e sepiolita. Posteriormente, com o uso do Raio-X, verificou-se tratar-se de paligorsquita. As análises químicas deste argilomineral revelaram teores de

Óxidos perfeitamente compatíveis com outras paligorsquitas (Tabela 27).

6.3.1.3 - Formação Sambaíba

Segundo LIMA & LEITE (1978): "Os psamitos da Formação Sambaíba são constituídos essencialmente de quartzo, ocasionalmente sílex, caulim e outros minerais de argila".

Foram analisadas frações argilosas (matriz) de arenitos pertencentes à Formação Sambaíba. O único argilomineral presente é a caulinita que se apresenta com aspecto "sanfonado", demonstrando nítida origem autógena (Estampa 10, Fotos 1 e 2).

6.3.2 - ANÁLISES QUÍMICAS

No diagrama triangular (Figura 42), que relaciona teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2 , podemos destacar as seguintes observações:

- as amostras de paligorsquita (Grupo H) da Formação Motuca apresentam os maiores teores de SiO_2 ;
- as argilas mais aluminosas são as da Formação Pedra de Fogo na borda NE-E da bacia (Grupo B);
- os menores teores de Fe_2O_3 são apresentados pelas amostras da Formação Sambaíba (Grupo S), pelas paligorsquitas da Formação Motuca (Grupo H) e pelas caulinitas sanfonadas da Formação Pedra de Fogo - borda NE-E (Grupo B);
- os maiores teores de Fe_2O_3 são apresentados pelas amostras da Formação Motuca (Grupos D, E, F e G). Tais resultados podem indicar que o argilomineral do grupo da montmorilonita presente nestas amostras é a nontronita.

Quanto aos valores da relação SiO_2/Al_2O_3 , verifica-se, para a Formação Motuca, aumento de valores quando caminha-se de leste para oeste, coincidindo com a variação no conteúdo de argilominerais das amostras (caulinita a leste e montmorilonita e paligorsquita a oeste).

Para a Formação Pedra de Fogo, verifica-se os menores valores da relação SiO_2/Al_2O_3 para amostras provenientes da borda

leste, valores intermediários para amostras da borda sudoeste e maiores valores para amostras da região de Carolina, onde a caulinita se associa com montmorilonita e traços de paligorskita.

6.3.3 - ANÁLISE FATORIAL

A Análise Fatorial (Modo R e Modo Q) foi aplicada a da dos químicos de argilominerais das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Tal análise estatística apresentou limitações de vido ao pequeno número de variáveis (porcentagens de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2), tendo, mesmo assim, sido importante no estágio inicial de interpretação das variações de composição química e mineralógica das amostras, possibilitando inclusive a separação de grupos (Tabela 26).

6.4 - ANÁLISE PALEOAMBIENTAL E GÊNESE DOS ARGILOMINERAIS

Embora nenhuma composição particular do argilominerais seja diagnóstica de um ambiente de deposição, a investigação des ses minerais tem contribuído para o estudo de ambientes deposicionais, origem e direção de transporte dos sedimentos, condições tectônicas, diagênese, reconstrução paleogeográfica e correlação.

6.4.1 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Atribui-se uma origem detrítica para as ilitas e caulinitas degradadas da Formação Pedra de Fogo. O processo de soterramento a que foi submetida esta Formação foi pouco expressivo, não favorecendo a formação epigenética de ilita. Admite-se uma origem epigenética para as caulinitas sanfonadas presentes em arenitos porosos e permeáveis desta Formação. A associação da caulinita sanfonada com cimento de barita nestes arenitos sugerem condições mais salinas, propícias mais à formação de montmorilonita que de caulinita, o que reforça a hipótese de origem epigenética para estas caulinitas sanfonadas.

Como minerais autógenos, temos os argilominerais corrensita, montmorilonita, glauconita e traços de paligorskita, ligados à presença de barita como cimento e crescimento secundário de

feldspatos.

A presença de processos de dolomitização e silicificação das rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo mostra a existência de Mg e sílica durante a gênese destes sedimentos. Com a presença destes elementos em solução, dever-se-ia esperar a formação de paligorsquita, um argilomineral raro nesta Formação. A opção do Mg para a dolomitização dos carbonatos e não pela formação de silicatos magnesianos (paligorsquita) está ligada ou às condições levemente ácidas existentes no sítio deposicional por aporte de águas continentais, condições estas em que a paligorsquita é instável, ou à existência de excesso de sílica levando ao limite de solubilidade e deposição de sílica e deixando o Mg disponível para a dolomitização dos calcários e formação de corrensita. As duas hipóteses não são antagônicas e não se descarta a possibilidade da existência simultânea dos dois processos.

A presença de sulfato e fosfato no sítio deposicional deve ter influenciado na gênese dos argilominerais. Na Formação Motuca, a paligorsquita está associada à presença de sulfatos (gip sita e barita), enquanto que a sua ausência na Formação Pedra de Fogo pode estar ligada à presença de fosfatos.

Fosfatos e glauconita são intimamente relacionados e testemunham condições de agitação intensa e originam-se em conjunto. Pelo contrário, paligorsquita e fosfatos são separados em camadas alternadas onde os níveis de paligorsquita são pobres em fosfato, a não ser que se trate de seixos ou oólitos remanescentes, enquanto que os níveis de fosfato não contêm paligorsquita. Isto acarreta separação entre a paligorsquita e a glauconita, pois, mesmo quando presentes numa mesma unidade, situam-se em níveis diferentes. A montmorilonita é mais tolerante, sendo acompanhante habitual da paligorsquita, além de ser o mineral principal do cimento de fosfatos (JEANNETTE et al., 1959 e SLANSKY et al., 1959 in MILLOT, 1964).

6.4.2 - FORMAÇÃO MOTUCA

O mapeamento das variações mineralógicas da Formação Motuca (Figura 41) permitiu reconhecer três províncias: a primeira, com caulinita, contorna aproximadamente a borda leste da bacia; a

segunda, caracterizada pela associação montmorilonita e caulinita, encontra-se a oeste da primeira, na direção do provável centro de posicional da bacia na época de deposição da Formação Motuca; a terceira, caracterizada pela associação paligorskita-montmorilonita, situando-se na porção oeste da bacia, associa-se à presença de calcários, gipsita e sílex e mostra deposição química (argilas neoformadas) sob condições alcalinas e alta salinidade.

Tal distribuição dos argilominerais da Formação Motuca sugere uma fonte principal situada a leste, fenômeno este comprovado pela constituição mais arenosa desta Formação neste setor da bacia e ainda pela ausência de sedimentação química (calcários e gipsita). O uso de minerais pesados para o estabelecimento de áreas fontes confirma o retroafirmado, mostrando uma direção de aporte de material clástico de leste para oeste durante a sedimentação da Formação Motuca (Capítulo IV).

A caulinita apresenta maior preponderância nas unidades detríticas, sendo que a paligorskita se manifesta nas litologias de origem química. Tal fato sugere que a caulinita possa ser considerada de origem detrítica, isto é, herdada da área fonte, enquanto que a paligorskita seria um silicato neoformado sob as condições geoquímicas do meio. A presença de argilominerais magnesianos (paligorskita) resulta de forte evaporação de soluções cujos elementos solúveis seriam provenientes de um continente estável submetido a clima seco.

Tratam-se, portanto, de dois conjuntos opostos: o primeiro, representado pela caulinita e o segundo pela paligorskita. Ambos os conjuntos devem responder a fenômenos distintos; no caso de termos intermediários (montmorilonitas) é provável que sejam resultado da imposição dos fenômenos que originam os conjuntos opostos. A associação de montmorilonita com paligorskita sugere que, no caso presente, parte da montmorilonita seja também de neoformação no sedimento ou produto de transformação de micas em condições de baixa lixiviação.

A distribuição dos argilominerais em províncias se refere à predominância de um ou de outro mineral não significando, portanto, que um argilomineral da província leste (caulinita) não possa ocorrer, em menores proporções, nas demais províncias. A

ilita ocorre indiscriminadamente nas três províncias, o que anula a sua utilização como um fator de reconhecimento da província.

A distribuição dos minerais de argila nos sedimentos da Formação Motuca delimitou áreas que estiveram sujeitas a influências extrabasinais e ficaram marcadas por influxo mais volumoso de material detrítico continental durante a deposição. Destaca-se uma proveniência a leste, indicada pela distribuição da caulinita.

As áreas onde predominaram as influências intrabasinais na composição mineralógica das argilas são identificadas pela presença de paligorskita-montmorilonita. Esta situação ocorre principalmente na base da Formação Motuca, região oeste da bacia (Riachão-Carolina-Araguaína), onde a distribuição destas argilas coincide com áreas de sedimentação sob condições de alta salinidade, comprovadas pelas ocorrências de gipsita (Filadélfia, GO).

O clima reinante na área fonte e na bacia deposicional deveria ser árido a semi-árido, com alternância de estações úmidas e longas estações secas que teriam propiciado a fixação dos óxidos e hidróxidos de ferro, com conseqüente coloração avermelhada, e a dissolução e posterior concentração de íons favoráveis à formação de montmorilonitas durante períodos de evaporação maiores que a precipitação.

Segundo SÃ et al. (1980), como material precursor para a formação de paligorskita da Formação Motuca, não podem ser totalmente descartados os produtos vulcânicos, tendo em consideração a influência vulcânica na sedimentação durante o Permo-Triássico, como já admitiu DELLA FÁVERA (1980). Acredita-se que esta possível atividade vulcânica poderia ter ação indireta, acarretando alta disponibilidade de sílica no meio deposicional, mas dificilmente atuaria diretamente na gênese da paligorskita. Vale lembrar que evidências de vulcanismo estão presentes na Formação Pedra de Fogo (Capítulo IV), onde existem traços de paligorskita, enquanto que na Formação Motuca, onde este mineral é mais frequente, não foi encontrado, até o momento, nenhum indício de atividade de vulcânica.

Acredita-se que a paligorskita da Formação Motuca tenha

duas origens ou esteja ligada à deposição em ambiente alcalino, com alta salinidade e disponibilidade de sílica e magnésio, onde o fato dos calcários da Formação Motuca associados à paligorsquita serem puros sem nenhuma evidência de dolomitização, faz pensar que o Mg existente no meio deposicional tenha sido totalmente retido pela sílica para a formação da paligorsquita (gênese singenética), ou ligada à transformação da lama micrítica, de caráter dolomítico, em formas pseudoesparíticas de calcita, liberando Mg para reagir com a sílica e formar a paligorsquita (gênese sindiagenética) presente em fraturas.

A hipótese de autigênese para os argilominerais montmorilonita e paligorsquita da Formação Motuca fica reforçada quando se verifica que os arenitos desta Formação apresentam barita como cimento e crescimento secundário dos grãos de feldspatos. Todos estes minerais autógenos evidenciam condições de alta salinidade na história deposicional desta unidade.

6.4.3 - FORMAÇÃO SAMBAÍBA

A presença de caulinita vermicular (aspecto de acordeon) ou sanfonada, preenchendo os espaços vazios entre os grãos detríticos dos arenitos da Formação Sambaíba, vem reforçar a hipótese de origem epigenética para este mineral (vide Capítulo II) ligada à alteração de feldspatos por águas percolantes levemente ácidas. Os arenitos constituem uma litologia preferencial para epigênese da caulinita em virtude da maior permeabilidade e da porosidade que propicia os espaços vazios para a precipitação deste mineral a partir das soluções.

As condições para a formação singenética da caulinita são incompatíveis com o ambiente desértico reinante durante a deposição da Formação Sambaíba. Tal consideração, ligada ainda ao fato da caulinita vermicular não suportar transporte, corroboram a hipótese de origem epigenética para a caulinita da Formação Sambaíba.

CAPÍTULO VII

COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO E MOTUCA

7.1 - INTRODUÇÃO

Vários autores têm-se dedicado ao estudo de elementos traços como indicadores de paleoambientes (DEGENS et al., 1957 e 1958; KEITH & DEGENS, 1959 e POTTER et al., 1963). Tais estudos foram realizados em rochas argilosas, e é provável que os mecanismos de concentração e dispersão dos elementos nas rochas argilosas sejam um pouco diferentes daqueles que atuam nos calcários.

CHESTER (1965) mostrou que, em grande parte, os elementos traços contidos nos calcários são devido aos materiais detríticos, argilosos, especialmente Cr, V e Ba. A distribuição do Ni não é muito afetada pela fração detrítica.

Cabe ressaltar os estudos realizados no Brasil por CAROZZI et al., 1975 (Devono-Eocarbonífero da Bacia do Maranhão); SUGUIO, 1973 (Grupo Bauru); SUGUIO et al., 1974b (Formação Estrada Nova da Bacia do Paraná); RODRIGUES & QUADROS, 1976 (Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná); e, ainda, o excelente trabalho de SILVA FILHO, 1980 (Carvão e rochas associadas da Formação Rio Bonito).

O uso de elementos traços na elucidação de ambientes antigos deve ser feito quando o teor do elemento na rocha depende apenas da salinidade do meio, e não de outros fatores como presença do elemento no material detrítico e de processos diagenéticos. Tal exigência tem levado os autores a estudarem amostras argilosas sem material carbonático (POTTER et al., 1963), pois o carbonato é mais susceptível a modificações quando submetido a processos diagenéticos, enquanto que materiais argilosos parecem ser mais estáveis. É conhecido o fato da diminuição de teores de alguns elementos, como o Sr, em rochas carbonáticas sujeitas a processos de dolomitização e dedolomitização. Deve ser enfatizada a importância do conhecimento da natureza e a abundância do material argiloso presente, pois sabe-se que os argilominerais apre-

sentam diferenças quanto ao poder de adsorção iônica.

Em interpretações paleoambientais, o B tem sido utilizado como um elemento indicador de paleossalinidade. CAROZZI et al. (1975), numa análise simplista, afirmam que: "Para o Paleozóico, valores em geral de 200 ppm em boro indicam condições marinhas francas e valores mais baixos expressam influências fluviais". Mas, segundo SILVA FILHO (1980): "O teor de boro de uma rocha depende, primeiramente, do tipo da mesma, pois rochas argilosas contêm maior quantidade deste elemento que rochas arenosas ou carbonatadas. Por sua vez, os materiais argilosos terão mais ou menos boro em função da salinidade e da temperatura do meio, da sua granulometria e da natureza dos argilo-minerais que neles se fazem presentes... É óbvio que quanto mais salino for o meio, mais boro haverá disponível; as argilas mais finas, pela sua maior capacidade de adsorção, terão maior quantidade de boro do que as mais grossas; finalmente foi verificado que, dos argilo-minerais, a illita é o que apresenta maior capacidade de adsorção do elemento em questão".

Tem-se aplicado o estudo conjunto dos elementos traços na análise paleoambiental devido às limitações apresentadas quando da utilização de um único elemento. DEGENS et al. (1957) propõem o uso do diagrama binário Ga X B e o diagrama triangular Rb X B X Ga.

KEITH & DEGENS (1959) afirmam que B, Li, F, Sr, S e possivelmente Ni apresentam teores mais altos em folhelhos marinhos, enquanto que Ga e Cr são mais altos em folhelhos de água doce.

Segundo POTTER et al. (1963), a partir de análise discriminante utilizando-se os elementos traços (B, Cr, Cu, Ga, Pb, Ni e V), é possível a discriminação entre sedimentos argilosos marinhos e continentais. Nesta discriminação, o B e o V são os elementos mais efetivos.

7.2 - MÉTODOS

7.2.1 - ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas, referentes a amostras totais sem

separação de carbonatos e/ou fração argilosa, foram realizadas no CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CNEN-USP-ESALQ, Piracicaba, SP), utilizando-se o método de absorção atômica por espectrometria de plasma (Tabela 28).

Foram feitas determinações dos elementos maiores, isto é, os que apresentam médias superiores a 0,1% (Ca, Mg, Fe, Al, Na e K) e traços, elementos com médias inferiores a 0,1% (P, B, Ba, Cr, Cu, Mn, Pb, Zn, Ni, Zr, Sr, Ti e V). Devido à ausência de padrões, alguns elementos considerados importantes, como Rb e Ga, não foram analisados. Dos elementos traços, o Cu não apresentou teores significativos, não sendo, portanto, utilizado nas interpretações.

7.2.2 - ANÁLISE ESTATÍSTICA

7.2.2.1 - Diagramas de dispersão

A correlação entre variáveis foi feita utilizando-se do coeficiente de Pearson. Montou-se, inicialmente, uma matriz de similaridade, considerando amostras das Formações Pedra de Fogo e Motuca e, posteriormente, organizou-se nova matriz considerando apenas amostras da Formação Pedra de Fogo. Destas matrizes, foram escolhidos os pares com correlação acima de 0,60 (em módulo) para impressão gráfica (diagrama de dispersão).

Na análise paleoambiental, além dos teores de elementos maiores e traços, utilizou-se ainda da relação V/B (POTTER et al., 1963), apesar desta relação ter sido estabelecida para rochas argilosas. Na confecção de um primeiro gráfico V/B, foram lançadas todas as amostras (Formações Pedra de Fogo e Motuca) sem considerar suas composições; em um segundo gráfico (Formação Pedra de Fogo), adotou-se a metodologia de POTTER et al. (1963), onde os valores de B e V foram recalculados eliminando-se o carbonato presente, desprezando-se amostras com teores de $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ acima de 50%.

7.2.2.2 - Análise de agrupamento

A análise de agrupamento multivariante hierárquico ("Cluster Analysis") foi efetuada para correlação de amostras, uti

lizando-se a Distância Euclideana como índice de similaridade (vi de Capítulo II). O resultado é apresentado na forma de dendrograma.

7.2.2.3 - Análise Fatorial

A técnica da Análise Fatorial foi desenvolvida por pesquisadores na área da psicologia experimental para descrever um grande número de variáveis, através de um número reduzido de fatores que fornecessem medidas fundamentais do intelecto, a partir de testes de inteligência e outros testes de capacidade mental (YAMAMOTO et al., 1980).

O objetivo da Análise Fatorial é interpretar a estrutura dentro de uma matriz de variância-covariância de um conjunto de dados multivariantes, através da extração dos componentes principais: autovalores e autovetores (DAVIS, 1973).

Os componentes principais podem ser extraídos tanto da matriz de correlação entre variáveis (Modo R) ou entre amostras (Modo Q). A Análise Fatorial pelo Modo R é feita a partir das amostras lançadas no espaço das m - variáveis e pelo Modo Q quando as variáveis são lançadas no espaço das n - amostras. A dispersão dos pontos nesses espaços configura um hiper elipsóide, onde os eixos principais são autovetores e os comprimentos desses eixos são os autovalores.

Os fatores são transformações dos componentes principais, de tal modo que as orientações são as mesmas dos autovetores originais e seus comprimentos são iguais às raízes quadradas dos autovalores. Os autovalores representam a proporção da variância explicada pelos autovetores.

O modelo fatorial pode ser expresso pela seguinte relação:

$$x_j = \sum_{r=1}^p l_{jr} \cdot f_r + e_j$$

onde:

f_r = é o r-ésimo fator

l_{jr} = é a carga da j-ésima variável no r-ésimo fator

e_j = variação única da multivariável x_j

p = é o número de fatores, inicialmente especificado

A Análise Fatorial requer que o número de fatores seja conhecido previamente à análise. Entre as várias sugestões apresentadas por DAVIS (1973), adotou-se, neste trabalho, a manutenção de todos os fatores que tenham autovalores maiores que 1,00, ou seja, aqueles que tenham variância maior que as variáveis originais padronizadas.

Uma outra definição importante no modelo fatorial é a comunalidade, que é igual à soma dos quadrados das cargas dos fatores de uma determinada variável:

$$h_j^2 = \sum_{r=1}^p l_{jr}^2$$

onde h_j^2 = é a comunalidade da variável j .

Se o número de fatores for igual ao número de variáveis originais, então as comunalidades serão iguais às variâncias originais (com valor 1,00) pois as variáveis foram padronizadas. Entretanto, como p (número de fatores) é sempre menor que m (número de variáveis originais), as comunalidades serão sempre menores que as variâncias originais e, portanto, proporcionam um índice de eficiência do conjunto de fatores. Assim, se forem necessários muitos fatores para explicar grande parte da variância original, ou se as comunalidades dos primeiros poucos fatores forem baixas, o modelo fatorial provavelmente não é apropriado.

Embora o modelo fatorial necessite de somente p fatores para explicar grande parte da variabilidade original dos dados, todos os m fatores são calculados a partir da extração dos m componentes principais. Assim, a interpretação do significado dos

fatores importantes pode ser dificultada pela presença de m - p eixos fatoriais indesejáveis. A interpretação dos p eixos fatoriais do modelo pode ser facilitada pela rotação fatorial, que consiste em girar os fatores para posições melhores à interpretação. A técnica utilizada no programa de DAVIS (1973) é denominada esquema VARIMAX de Kaiser que opera sobre as cargas fatoriais de maneira que estejam próximas de ± 1 ou próximas de zero.

7.3 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

7.3.1 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS

A Tabela 29 mostra a análise estatística efetuada para a caracterização das distribuições de cada elemento. Pelos testes de aderência aplicados (qui-quadrado e Lilliefors, vide Capítulo VIII), verificou-se que as distribuições dos elementos Mn, Zn, Ti, Cr, Ba, B, Al e Fe podem ser consideradas, com grande probabilidade, como tendo distribuições log-normais, enquanto que os elementos Sr, Ni, P e Zr apenas se aproximam de uma distribuição log normal. As distribuições dos elementos K e Ca podem ser consideradas tanto normal como log normal. Já os elementos Mg e Pb seguem uma distribuição normal. O Na apenas se aproxima de uma distribuição normal, enquanto que o V parece não seguir nenhuma das duas distribuições (normal ou log normal). Os resultados acima mostram tendência dos elementos maiores e traços a acompanharem uma distribuição log normal.

Comparando-se os valores médios obtidos com valores médios de rochas carbonáticas (segundo TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961), verifica-se que:

- os valores médios de P, Mg, Mn e Ni são equivalentes aos obtidos por TUREKIAN & WEDEPOHL (1961);
- os valores médios de Al, B, Ba, Cr, Fe, K, Na, Pb, Zn, Zr e Ti são mais altos do que os obtidos por TUREKIAN & WEDEPOHL (1961);
- os valores médios de Ca, Sr e V são menores do que os de TUREKIAN & WEDEPOHL (1961).

A maioria dos valores médios obtidos apresenta-se com valores mais altos do que os obtidos por TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) em razão das altas porcentagens de material terrígeno argiloso, demonstrando que estes elementos estão ligados à presença de argilominerais. Apenas os elementos maiores Ca e Mg e os traços P, Mn, Ni, Sr e V independem da presença de material terrígeno argiloso e estão ligados ao material carbonático.

A matriz de correlação entre variáveis (vide Capítulo II), montada a partir de amostras das Formações Pedra de Fogo e Motuca (Tabela 30), apresentou, como resultado, somente três pares de variáveis com correlação positiva superior a 0,60: Mg x Cr (0,90 - Figura 43), Fe x Ti (0,73) e Zr x Ti (0,90 - Figura 44).

Para amostras da Formação Pedra de Fogo, verifica-se as correlações positivas (Tabela 31) para Ca x Cr (0,70), Ca x Mg (0,78), Ca x Mn (0,66 - Figura 45), Cr x Mg (0,86), Mg x Mn (0,64), Fe x Ti (0,71) e Zr x Ti (0,90); e as correlações negativas para Ca x Zr (-0,67), Ca x Ti (-0,76) e Mg x Zr (-0,61).

Verifica-se, na Figura 46, que as rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo são essencialmente dolomíticas, enquanto que na Formação Motuca predominam os calcários.

Para amostras da Formação Pedra de Fogo, a razão Ca/Mg situa-se preferencialmente entre 1,5 e 2,5, dentro do campo de dolomitómagmáticos e calcíticos (segundo CHILINGAR, 1957 e BISSEL & CHILINGAR, 1967). Salienta-se que a razão Ca/Mg independe da porcentagem de terrígenos presentes nas amostras.

A alta consistência dos valores da razão Ca/Mg para rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo é um argumento para se admitir a dolomitização como precoce, pois acredita-se que processos epigenéticos de dolomitização levariam a grande dispersão dos valores da relação Ca/Mg. Segundo CHILINGAR (1957), a ampla variação da razão Ca/Mg a pequenas distâncias indica epigênese, isto é, uma dolomitização secundária.

7.3.2 - ANÁLISE FATORIAL - MODO Q

A Análise Fatorial (Modo Q) foi aplicada para elementos maiores, traços e maiores + traços, utilizando-se o cos θ como me

dida de similaridade entre amostras. Foram considerados apenas dois fatores e os autovalores obtidos encontram-se na Tabela 32, juntamente com a porcentagem da variância explicada.

As cargas (após a rotação) correspondentes a cada amostra (Tabela 33) foram lançadas em gráfico, colocando-se, na abscissa, o valor da carga no Fator I e, na ordenada, o valor da carga para o Fator II. Cabe salientar que, em tal gráfico, o ângulo formado entre os raios correspondentes a duas amostras indica a similaridade entre ambas e a magnitude do raio é dada pela raiz quadrada da communalidade, que é igual à somatória do quadrado das cargas e se aproxima de 1 quando os fatores considerados apresentam alta porcentagem de explicação da variância.

No gráfico para elementos maiores (Figura 47), as amostras apresentam communalidade próxima de 1 e se distribuem em sentido anti-horário, indo de termos mais ricos em terrígenos (siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo) para termos mais carbonáticos (dolomitos arenosos da Formação Pedra de Fogo e calcários da Formação Motuca). É possível uma discriminação em grupo 1 (siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo), grupo 2 (arenitos dolomíticos e dolomitos arenosos da Formação Pedra de Fogo) e, finalmente, o grupo 3, constituído por calcários da Formação Motuca.

O gráfico para elementos traços (Figura 48) mostra dois grupos, o primeiro englobando os siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo, e o segundo, os arenitos dolomíticos da mesma Formação (com baixos valores de communalidade) e os calcários da Formação Motuca. Neste gráfico, só é possível a discriminação dos siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo devido ao fato de os elementos traços estarem associados à presença de terrígenos argilosos.

O gráfico para elementos maiores + traços (Figura 49) mostra o mesmo comportamento do gráfico para elementos maiores (Figura 47), evidenciando que a discriminação entre os grupos de amostras é feita principalmente a partir dos elementos maiores.

7.3.3 - ANÁLISE FATORIAL - MODO R

A Análise Fatorial pelo Modo R foi aplicada para elementos maiores, traços e maiores + traços, utilizando-se do coeficiente de correlação de Pearson como medida de similaridade. Foram considerados os fatores com autovalores maiores que 1. Os fatores, autovalores e as porcentagens da variância explicada encontram-se na Tabela 34.

Os diagramas fatoriais apresentaram melhores resultados após a rotação dos fatores e procurou-se analisar os conjuntos de amostras discriminados na Análise Fatorial pelo Modo Q. Tais conjuntos (siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo; arenitos dolomíticos e dolomitos arenosos da Formação Pedra de Fogo; e calcários da Formação Motuca) foram perfeitamente discriminados apenas em alguns dos diagramas. A interpretação destes gráficos foi possível a partir da decomposição dos fatores, considerando-se o balanço de cargas e as respectivas implicações geoquímicas.

A interpretação desses fatores pode ser facilitada lançando-se, em gráfico, as cargas fatoriais em função das variáveis estudadas. Cada fator representa uma combinação linear das variáveis e as cargas fatoriais são os coeficientes dessa equação. Portanto, as variáveis mais importantes em cada um dos fatores terão cargas próximas de ± 1 .

Na análise pelo Modo R, os diagramas fatoriais são muito úteis para se observar o interrelacionamento entre os grupos de amostras. Esses diagramas nada mais são que planos ao longo de dois dos eixos fatoriais, onde as amostras são projetadas.

7.3.3.1 - Elementos maiores

Apenas os três primeiros fatores, que explicam 72% da variabilidade inicial, foram considerados. Na Figura 51, encontra-se a distribuição das cargas desses fatores em relação às variações consideradas: Al, Ca, Fe, K, Mg e Na.

O Fator I, que por si só explica 35% da variabilidade dos dados, apresenta dupla variação, ou seja, altos valores nesse fator

refletem as altas porcentagens de Fe + K (presença de terrígenos argilosos), enquanto baixos valores indicam altas porcentagens em Mg (presença de dolomitos).

Da mesma forma, o Fator I e o Fator III apresentam dupla variação. Altos valores no Fator III indicam altas porcentagens em terrígenos argilosos, devido às cargas positivas de Al e Fe. Baixos valores e valores negativos desse fator são devidos a altas porcentagens de calcários (carga negativa de Ca).

Pela análise dos diagramas fatoriais, pode-se verificar que o Fator III (Figura 53) é o que melhor discrimina os três conjuntos de amostras. Os siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo apresentam altos valores para este fator, o que pode ser interpretado como consequência de altas porcentagens de terrígenos argilosos responsáveis pelo incremento em Al + Fe. Os baixos valores para o Fator III, apresentados por calcários da Formação Motuca, associam-se ao incremento em Ca.

O diagrama Fator I x Fator III (Figura 54) mostra os mais altos valores de fatores para siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo, o que vem confirmar a associação dos elementos Fe + Al (Fator III) e Fe + K (Fator I) com a presença de material terrígeno argiloso. Os baixos valores para o Fator I (incremento em Mg) são apresentados pelos dolomitos da Formação Pedra de Fogo e por duas amostras dolomíticas (MA-52A e MA-32A) da Formação Motuca (referentes a sua porção basal na transição para a Formação Pedra de Fogo).

7.3.3.2 - Elementos traços

Para os elementos traços, os cinco primeiros fatores explicam 74% da variabilidade inicial dos dados (Tabela 34). A Figura 50 mostra as cargas destes fatores em função das variáveis estudadas: P, B, Ba, Cr, Mn, Pb, Zn, Ni, Zr, Sr, Ti e V.

O Fator V está relacionado à variação de Zr e Ti nas rochas. Provavelmente esses elementos estão ligados à presença de terrígenos argilosos.

O Fator IV apresenta íntimo relacionamento entre P e Sr.

O Fator III apresenta a variação de Ca, Ni e V.

O Fator II indica variação de Mn e Zn.

O Fator I relaciona-se à presença de B, Ba e Pb nas rochas.

A partir da análise de todos os diagramas fatoriais, verifica-se que o único fator discriminante é o Fator V (Figura 55) que está diretamente relacionado ao aumento de teores de Zr e Ti. Estes elementos estão ligados à presença de material terrígeno argiloso, o que justifica o fato dos siltitos e margas da Formação Pedra de Fogo apresentarem maiores valores para o Fator I. Cabe ressaltar que o Fator IV (Sr e P) parece se relacionar com a presença de colofânio (restos esqueléticos fosfáticos) na rocha, pois a amostra MA-13, rica neste material, é a que apresenta maior valor para o fator em questão.

7.3.3.3 - Elementos maiores + traços (Figura 52)

Os elementos maiores e traços foram reunidos num único conjunto de dados e submetidos à Análise Fatorial a fim de verificar o interrelacionamento entre os mesmos.

Assim, partindo-se de dezoito variáveis, somente seis fatores foram necessários para explicar 73% da variância desse conjunto de dados.

O Fator I, que explica 24% da variabilidade, apresenta forte correlação entre Al, Fe, Zr e Ti com cargas positivas e Ca com carga negativa. A associação entre os elementos Al e Fe com Zr e Ti vem comprovar a hipótese (aventada anteriormente) de que esses últimos estariam ligados à presença de material terrígeno argiloso. Ca está ligado a rochas carbonáticas (calcários e dolomitos). Portanto, este fator pode separar as rochas terrígenas (com fatores positivos) das rochas carbonáticas com cargas negativas.

O Fator II é resultante da variação de V, Ni, Cr e Mg.

O Fator III associa-se principalmente à presença de Na nas rochas.

O Fator IV apresenta-se associado principalmente à variação de B e Ba e, secundariamente, a K e Pb.

O Fator V, para esse conjunto, é igual ao Fator IV de elementos traços, representando a variação de P e Sr.

O Fator VI apresenta forte correlação dos elementos Mn e Zn.

Observa-se, nos diagramas fatoriais (Fator I x Fator II; Fator I x Fator IV; e Fator I x Fator III), que os siltitos e margas da Formação Pedra de Fogo apresentam maiores valores para o Fator I (principal fator discriminante), confirmando que os elementos Al, Fe, Zr e Ti estão ligados à presença de material terrígeno argiloso. Os calcários da Formação Motuca apresentam os menores valores para o Fator I, isto pode ser justificado pela ausência de material terrígeno argiloso nestes calcários (Figura 56).

Na Figura 57 (Fator I x Fator V) ocorre a separação entre os três agrupamentos de amostras. Nota-se um aumento do Fator V (incremento em P e Sr) indo dos siltitos e margas dolomíticas da Formação Pedra de Fogo para as rochas carbonáticas mais puras da Formação Motuca. A observação acima sugere uma associação dos elementos P e Sr com a presença de carbonatos, principalmente calcários. Tais elementos estariam ainda ligados ao aparecimento de colofânio.

A Figura 58 (Fator I x Fator VI) discrimina perfeitamente as rochas ricas em terrígenos argilosos das rochas carbonáticas, mas não é possível a separação entre os dolomitos e calcários, mostrando a associação dos elementos Mn e Zn com carbonatos calcíticos ou dolomíticos.

7.3.4 - ANÁLISE DE AGRUPAMENTO ("CLUSTER ANALYSIS")

A partir do dendrograma (Figura 59), é possível verificar a existência de dois grupos de amostras (Grupos A e B) e uma amostra não correlacionada às demais.

A amostra não correlacionada (MA-41) corresponde ao calcário mais puro existente na Formação Motuca, com baixos teores de Mg e elementos traços, destacando-se a sua textura espática

que denuncia nítido processo de neoformismo diagenético (recristalização).

O Grupo A é formado por margas e siltitos com cimentação carbonática (dolomítica) e/ou silicosa, ricos em terrígenos argilosos. São, portanto, as rochas carbonáticas mais impuras da Formação Pedra de Fogo e afloram na borda oeste da bacia. Pertencem a este grupo, as amostras MA-22A, MA-22B, MA-22C, MA-37A, MA-37B, MA-38B e MA-13, esta última diferenciando das demais pela abundância em restos fosfáticos (colofânio).

O Grupo B é formado por dolomitos silticos e/ou arenosos e arenitos e/ou siltitos dolomíticos com certa cimentação silicosa da Formação Pedra de Fogo, e mais os calcários da Formação Motuca. Podem ser destacados os subgrupos B1, B2 e B3.

O Subgrupo B1 é formado por calcários da Formação Motuca (amostras MA-35A, MA-35B, MA-35C e MA-35D). Tratam-se de calcários com textura desde micrítica a esparítica com pouco material terrígeno, sem silicificação. A razão do agrupamento destas amostras liga-se ao fato de serem calcários razoavelmente puros da Formação Motuca, independente da textura e de processos de neoformismo diagenético (recristalização).

O Subgrupo B2 é formado por rochas dolomíticas impuras da Formação Pedra de Fogo (amostras MA-28A, MA-28D, MA-30A, MA-58C, MA-62D e MA-64) com material terrígeno arenoso e/ou siltico e cimentação silicosa.

O Subgrupo B3 é formado por arenitos dolomíticos e dolomitos silicosos da Formação Pedra de Fogo (amostras MA-28B, MA-28C, MA-28E, MA-28F, MA-28G, MA-30B, MA-31A, MA-31B, MA-31D, MA-36B, MA-58A, MA-58G, MA-58H, MA-62C2, MA-62F, MA-89B e MA-90). Neste subgrupo, destaca-se, além da presença de "tepees" nas amostras MA-58H e MA-58G, que evidencia silicificação precoce em condições de grande evaporação, também a presença da amostra MA-32A pertencente à base da Formação Motuca.

O Grupo B é formado ainda por amostras da Formação Pedra de Fogo provenientes da borda este da bacia (MA-58B, MA-62C1, MA-88 e MA-89A). Tratam-se de dolomitos puros, com menores porcentagens de terrígenos e sílica, apresentando textura espática,

produto do processo de neomorfismo diagenético (dolomitização e recristalização). A coloração avermelhada destas rochas sugere deposição sob condições mais oxidantes.

7.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

7.4.1 - CARACTERIZAÇÃO DOS GRUPOS DE AMOSTRAS

A partir da aplicação da Análise Fatorial - Modo Q, verificou-se que as amostras podem ser separadas em três grupos: o primeiro, englobando amostras da Formação Motuca; o segundo, os dolomitos da Formação Pedra de Fogo; e o terceiro, as margas e siltitos dolomíticos da Formação Pedra de Fogo. Foi possível, ainda, definir quais os fatores responsáveis por esta discriminação, onde podemos destacar que:

- as margas e siltitos dolomíticos da Formação Pedra de Fogo caracterizam-se pelos altos valores de Al, Fe, Ti e Zr, elementos estes ligados à presença de material terrígeno argiloso.
- os dolomitos apresentam valores médios dos elementos Al, Fe, Ti e Zr, devido ao fato de o material terrígeno destas rochas ser predominantemente silicoso (quartzo detrítico ou sílica como cimento), o que não acarreta a adsorção dos elementos referidos acima. A razão Ca/Mg é o fator discriminante para separá-los dos calcários da Formação Motuca.
- os calcários da Formação Motuca apresentam os mais baixos valores para Al, Fe, Ti e Zr, devido a quase ausência de material terrígeno. Cabe destacar os altos valores de Mn e Zn para estas rochas e para os dolomitos da Formação Pedra de Fogo, o que vem mostrar a associação destes elementos com a presença de material carbonático, independentemente de ser calcário ou dolomito. Já os elementos P e Sr mostram valores máximos para os calcários da Formação Motuca, evidenciando nítida associação com a presença de Ca.

A análise de correlação de amostras (dendrograma) mostra

boa correlação das rochas mais impuras da Formação Pedra de Fogo (margas e siltitos dolomíticos) aflorantes na borda oeste da bacia (Grupo A). No Grupo B, destaca-se a boa correlação das amostras da Formação Motuca, com exceção das pertencentes à base desta Formação. Pertencem ainda ao Grupo B, os dolomitos mais puros da Formação Pedra de Fogo aflorantes na borda leste da bacia.

7.4.2 - ANÁLISE PALEOAMBIENTAL

7.4.2.1 - Comportamento do Mn

Cabe ressaltar, na Formação Pedra de Fogo, as relações diretas entre Mn x Ca (Figura 45) e/ou Mg. Segundo alguns autores (RONOV & ERMISBHINA, 1959 in WOLF et al., 1967), calcários com baixos teores de Mn formam-se em zonas sujeitas à aridez climática, enquanto que, para outros autores, o aumento de teor de Mn está ligado ao aumento da profundidade da água. Verifica-se apenas que este elemento parece não estar ligado à presença de material clástico, sendo, pois, mais freqüente nas rochas carbonáticas mais puras (calcários e dolomitos). Quanto às condições deposicionais, é muito difícil uma interpretação segura, entretanto, acredita-se que sedimentos marinhos apresentem valores mais altos de Mn do que sedimentos de água doce (KEITH & DEGENS, 1959).

7.4.2.2 - Comportamento do Ti e Zr

A análise dos diagramas de dispersão dos elementos acima mostra uma correlação positiva, onde a maior abundância de um determina também o aumento no teor do outro (Figura 44).

A Tabela 28 mostra que estes elementos são mais abundantes nas amostras ricas em terrígenos, notadamente as da Formação Pedra de Fogo, onde em rochas mais carbonáticas o teor destes elementos torna-se bastante reduzido, evidenciando relações inversas entre estes elementos e Ca e/ou Mg.

A ocorrência ampla de Ti em sedimentos e sua relação com o Fe tem sido estudada. KEITH & DEGENS (1959) não encontraram diferenças no conteúdo de Ti de folhelhos marinhos e de água doce antigos, porém, estudos feitos por eles em lamas recentes do Havaí mostraram conteúdo decrescente em TiO_2 à medida que se afas

tava da fonte de sedimento (basalto alterado), muito denso, e as argilas mais leves. Acreditam os autores que o Ti e Zr são de menor utilidade na caracterização paleoambiental, pois suas distri-buições são mais afetadas pela composição das rochas da área fonte do que pela composição do ambiente deposicional.

7.4.2.3 - Comportamento do Sr

A grande maioria dos elementos traços está ligada aos argilominerais e poucos são os que se associam a carbonatos; destes, o que tem sido mais estudado é o Sr.

Sabe-se que, durante a deposição de carbonatos, este elemento pode atingir o teor de 10.000 ppm para aragonita e menores valores para a calcita. Além da salinidade e temperatura, tem-se verificado que, dependendo da presença e do tipo de organismos presentes, os teores de Sr podem variar. É conhecido o fato de recifes de algas e corais estarem enriquecidos deste elemento.

Se por um lado, altos teores de Sr em rochas carbonáticas levam a traçar condições de alta salinidade e temperatura (maior evaporação), os baixos teores já não evidenciam condições antagônicas, pois este elemento, apresenta grande mobilidade durante os processos diagenéticos, como: dolomitização, dedolomitização (recalcitização) e ainda recristalização. Todos estes processos levam à diminuição de teores, tornando difícil a interpretação de valores baixos que podem indicar ou condições de ambiente de sedimentação (águas de salinidade baixa), ou ação de processos posteriores (diagênese).

WEDEPOHL (1969 in SCHÖLL, 1976) propõe a utilização da relação $(Sr/Ca) \times 1.000$ para interpretação paleoambiental. Segundo o autor, carbonatos marinhos recentes apresentam valores próximos de 20, sendo que, com a diagênese, estes valores reduzem-se para 1 e 2. Valores mais altos evidenciam ambiente evaporítico (alta salinidade).

Antes da discussão do significado da presença de Sr nas rochas carbonáticas estudadas, cabe salientar os seguintes pontos:

- Foram estudadas amostras com diferentes teores e tipos de materiais detríticos.

- Pode ser observado, principalmente para amostras da Formação Pedra de Fogo, a presença de efetivos processos de dolomitização e, em alguns casos, a presença de incipientes processos de recalcitização (dedolomitização).

Nota-se, para os calcários da Formação Motuca, a existência de processos diagenéticos (recristalização) que devem ter levado à diminuição dos valores iniciais de Sr.

Formação Pedra de Fogo

As rochas carbonáticas são principalmente dolomitos com textura espática e diferentes quantidades de materiais terrígenos.

Os teores de Sr variam de 51 a 883 ppm, e os valores da relação $(\text{Sr}/\text{Ca}) \times 1.000$ variam de 0,50 a 8,03 (Tabela 35). O valor médio da relação acima é igual a 2,69 e, considerando a perda de Sr na dolomitização e recristalização, esta relação é ainda alta o suficiente para sugerir condições de alta salinidade na gênese destes sedimentos.

Formação Motuca

Apresenta principalmente calcários recristalizados e, sobordinadamente, calcários e dolomitos micríticos.

Os teores de Sr variam de 109 a 594 ppm e os valores da relação $(\text{Sr}/\text{Ca}) \times 1.000$ variam de 0,46 a 2,65 (Tabela 35). Tais resultados, típicos de carbonatos depositados sob condições de salinidade não muito alta (água doce), são incompatíveis com a gênese dos evaporitos presentes nesta Formação. Destaca-se que, mesmo em secção delgada, é possível observar a presença de barita e gipsita nestes calcários (Amostra MA-41).

LIMA & LEITE (1978) citam teores relativamente altos de Sr (3.000 ppm) para calcários e pelitos vermelhos da Formação Motuca e, a partir da constatação da ocorrência de barita em horizontes siltico-argilosos vermelhos, sugerem condições áridas na deposição desta Formação.

Considerando o retroafirmado, resta-nos admitir que os processos de recristalização e dolomitização levaram à diminuição

dos teores de Sr, isto é, os baixos valores da relação (Sr/Ca) X 1.000 (média = 1,31) não estão ligados à deposição em condições de baixa salinidade, mas sim a processos diagenéticos.

Relação Sr e P

Os altos valores em Sr e P das amostras da Formação Pedra de Fogo em parte se ligam a condições de alta salinidade, pois pode-se observar (Amostra MA-58G) que alguns dolomititos apresentam tabletes hexagonais imbricados, sugerindo dolomitização precoce a partir da aragonita. Altos teores de Sr no meio deposicional coadunam com deposição primária de aragonita.

O que vem reforçar a hipótese da existência de condições de alta evaporação na Formação Pedra de Fogo é a presença de estrutura "tepee" nas amostras (MA-58B e MA-62A) com teores altos de Sr. Esta estrutura, como se sabe, é associada a condições de alta evaporação em planície de maré ("Sabkhas" litorâneo).

Por outro lado, verifica-se também uma associação entre altos teores de Sr e a presença de colofânio, que foi observado tanto em lâmina petrográfica (MA-13) como na análise do resíduo pesado (MA-31A) da Formação Pedra de Fogo. Trata-se de restos esqueléticos e excrementos de peixes.

Segundo LIMA & LEITE (1978), "horizontes com restos de peixes e conchas, com matriz areno-argilosa, de cor cinza escura, revelaram, na parte superior da Formação Pedra de Fogo, na região oeste, associações geoquímicas peculiarmente anômalas com P_2O_5 (17,4%), F (18.000 ppm), Ca (20%), Pb (300 ppm), As (300 ppm), Ba (5.000 ppm), La (1.000 ppm), Sr (1.500 ppm), V (500 ppm) e Y (1.500 ppm)".

Como foi apresentado anteriormente, o Sr pode estar ligado a carbonato biodetrítico (algas e corais), mas pode-se afirmar que este elemento, que substitui facilmente o cálcio na estrutura cristalina de carbonatos, pode também se associar a fosfatos de cálcio (colofânio). Acredita-se, inclusive, que no caso dos fosatos, o Sr perde a mobilidade durante a diagênese, pois estes não se sujeitam a processos de dolomitização e recristalização.

Cabe ressaltar que algumas amostras, como a MA-58G, apresentam tanto evidências de efeito de evaporação ("tepee"), quanto presença de colofânio, o que vem sugerir, no caso de pequenos transporte, que os fósseis (dentes e espinhos de nadadeiras de tubarão) tenham vivido sob condições de águas salgadas, como já admitido por RAGONHA (1978).

7.4.2.4 - Comportamento do B e V

Os teores de B e V estão ligados à presença de material terrígeno e independem da presença de carbonatos. Acredita-se que o B esteja ligado à presença de argilas com alto poder de retenção iônica (montmorilonita e ilita), enquanto que o V, além da ligação acima, se associaria também à presença de matéria orgânica. O incremento em tais elementos pode indicar aumento de salinidade durante a gênese dos sedimentos, dependendo da quantidade e tipo de argilomineral presente.

Os teores de B e V de amostras das Formações Pedra de Fogo e Motuca foram lançados no gráfico V/B (proposto por POTTER et al., 1963). Cabe ressaltar que tal gráfico, que discrimina os ambientes marinho e de água doce, apresenta certa limitação no estudo de rochas carbonáticas, pois foi desenvolvido a partir do estudo de amostras argilosas.

No gráfico V/B (Figura 60), verifica-se que a grande maioria das amostras localiza-se dentro do campo de "ambiente marinho". Prefere-se dizer que tais amostras evidenciam sedimentação sob condições salinas, pois V/B são, antes de tudo, traçadores de paleossalinidade, e condições salinas de sedimentação não são exclusivas de ambiente marinho.

Formação Pedra de Fogo

As amostras desta Formação apresentam maiores porcentagens de terrígenos, mas o material argiloso presente é predominantemente caulínítico com baixo poder de retenção iônica.

Para amostras desta Formação, os valores de V/B foram recalculados eliminando-se os teores de carbonatos. Com os valo

res recalculados, foi construído um segundo gráfico V/B (Figura 61), encontrando-se a quase totalidade das amostras dentro do campo "marinho" (alta salinidade), o que concorda com a hipótese de sedimentação em ambiente salino de planície de maré ("Sabkhas" li torâneo).

Formação Motuca

O fato das amostras carbonáticas da Formação Motuca evidenciarem condições salinas de deposição é perfeitamente compatível com a presença de evaporitos nesta Formação. A alta salinidade estaria ligada à sedimentação em mares residuais sob condições de semi-aridez climática.

Apesar do pouco material terrígeno presente nas amostras, os valores altos de V/B resultam do fato destes terrígenos serem materiais de alto poder de adsorção iônica (montmorilonita e paligorsquita) e do ambiente deposicional ter sido altamente salino.

Na amostra MA-41, nota-se a ausência de V e baixo teor de B, explicado pelo fato de tratar-se de um calcário puro sem material terrígeno.

CAPÍTULO VIII

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DAS FORMAÇÕES PEDRA DE FOGO E MOTUCA

8.1 - INTRODUÇÃO

Composições isotópicas de carbono e oxigênio têm sido usadas na identificação de ambientes geradores de rochas carbonáticas.

CLAYTON & DEGENS (1959) analisaram a fração carbonática de trinta amostras de folhelhos e arenitos do Carbonífero dos Estados Unidos. Os melhores resultados foram obtidos para os folhelhos, com uma diferença de 6^o/oo no δC^{13} entre os de origem marinha e os de água doce.

Os resultados do estudo isotópico de 504 amostras, de idades variando desde o Prê-Cambriano até o Quaternário, levaram KEITH & WEBER (1964) a estabelecerem um limite de $\delta C^{13} = -2^{\circ}/oo$ para diferenciar os calcários depositados em ambiente marinho dos de água doce. Foi constatado que 85% das amostras de origem marinha apresentaram valores de δC^{13} acima de $-2^{\circ}/oo$, enquanto que 84% dos calcários de água doce apresentaram valores de δC^{13} menores que $-2^{\circ}/oo$.

Segundo WEBER et al. (1964), as análises de razões isotópicas de C^{13}/C^{12} de nódulos de siderita (penecontemporâneos) em folhelhos mostraram separação completa entre os grupos de água doce e marinho, e parcial entre os de ambiente marinho e os de marinho restrito. Os limites obtidos foram de $\delta C^{13} = -2,5^{\circ}/oo$ para separação entre os de ambiente marinho mais os de marinho restrito (δC^{13} maior que $-2,5^{\circ}/oo$) e de água doce (δC^{13} menor que $-2,5^{\circ}/oo$) e de $\delta C^{13} = +1^{\circ}/oo$ para separação entre ambiente marinho (δC^{13} maior que $+1^{\circ}/oo$) e marinho restrito (δC^{13} entre $+1^{\circ}/oo$ e $-2,5^{\circ}/oo$).

A composição isotópica de oxigênio também pode fornecer informações sobre o ambiente geológico de sedimentação. Sabe-se que as águas meteóricas apresentam valores de δO^{18} menores que a média dos oceanos, enquanto águas que sofrem intensa evaporação

tendem a ser isotopicamente enriquecidas, isto é, mostram incremento de δO^{18} .

Na utilização de valores de δC^{13} e δO^{18} de carbonatos para estudo de ambiente de formação, devem ser lembradas as possíveis alterações na composição isotópica ocorridas após a precipitação. Se, por um lado, os processos diagenéticos levam à diminuição de valores de δO^{18} , por outro lado, a presença de meta no pode elevar os valores originais de δC^{13} .

KEITH & WEBER (1964), através do estudo de 504 amostras de carbonatos do Fanerozóico, mostraram que as de origem continental não apresentam, para o oxigênio, nenhum padrão de desenvolvimento regular e que as de origem marinha, pelo contrário, apresentam diminuição da quantidade de oxigênio 18 à medida que se tornam mais antigas (Figura 62).

Segundo CLAYTON & DEGENS (1959), KEITH & WEBER (1964) e SCHIDLOWSKI et al. (1975), tal decréscimo relacionar-se-ia com a elevada temperatura média dos oceanos antigos ou, como hipótese mais provável, a efeitos pós-deposicionais de recristalização, acompanhados de trocas isotópicas entre o oxigênio primário dos carbonatos e o de águas continentais, mais leves. O fato dos carbonatos continentais não apresentarem padrão de decréscimo nos valores de δO^{18} ao longo do tempo geológico, pode sugerir que há preservação dos valores primários sem modificações por diagênese. A pergunta que se faz é por que apenas os carbonatos marinhos sofriam modificações e os carbonatos continentais não? Uma tentativa de explicação seria a de que os valores originais de δO^{18} de carbonatos marinhos são altos e muito diferentes de valores de águas percolantes ou superficiais, o que levaria a modificações diagenéticas, enquanto que os valores originais de carbonatos continentais são baixos e pouco diferentes dos valores de δO^{18} de águas percolantes, não acarretando, portanto, grandes modificações.

TORQUATO & FRISCHKORN (1982) advogam que os valores de δO^{18} de uma formação carbonatada são de origem primária e permanecem praticamente inalterados durante a diagênese, sendo ótimos indicadores para a determinação do período de formação das rochas onde se encontram. As afirmações acima baseiam-se principalmente nos resultados de δO^{18} encontrados nos calcários da Formação Caa

tinga (idade terciária/quaternária) semelhantes aos encontrados nos calcários do Grupo Bambuí, do qual o Calcário Caatinga é proveniente de dissolução e retrabalhamento. Segundo estes autores, tal semelhança mostraria a estabilidade de δO^{18} mesmo com a dissolução e reprecipitação, e que se houvesse trocas com águas superficiais mais leves conforme pretendem os outros autores (KEITH & WEBER, 1964 e outros), os valores esperados para o Calcário Caatinga deveriam ser comparáveis aos dos carbonatos atuais com valores de δO^{18} compreendidos entre zero e - 2.

Os argumentos apresentados por TORQUATO & FRISCHKORN (1982) não são convincentes e não resistem a uma análise crítica mais apurada, pois, segundo os mesmos autores, o Calcário Caatinga apresenta valores de δO^{18} que diferem dos valores esperados para carbonatos recentes (de zero a - 2), mas não consideram o fato de que carbonatos marinhos recentes apresentam os limites acima (de zero a - 2), enquanto que, em carbonatos atuais continentais, os valores de δO^{18} oscilam de - 8 a 10^0 /oo, valores estes próximos aos encontrados para o Calcário Caatinga. Segundo BRITO NETO (1967 e 1972), SOUZA LEAL (1971) e SUGUIO et al. (1980), os calcários da Formação Caatinga são de origem continental, o que vem reforçar o acima exposto e os valores de δC^{13} (em torno de - 3,5 a - 10^0 /oo) encontrados por TORQUATO & FRISCHKORN mostram nitidamente uma origem continental para os mesmos.

De acordo com KEITH & WEBER (1964), para calcários e fósseis pós-jurássicos, o reconhecimento da origem do carbonato como marinho ou continental pode ser feito utilizando-se o parâmetro Z, definido segundo a equação abaixo (para resultados do δC^{13} e δO^{18} referidos ao padrão PDB):

$$Z = 2,048 (\delta C^{13} + 50) + 0,498 (\delta O^{18} + 50)$$

para:

Z maior que 120, os carbonatos são marinhos

Z menor que 120, os carbonatos são de água doce

Z em torno de 120, não é possível definir a origem

MAIZA et al. (1982) utilizaram o parâmetro Z de KEITH & WEBER (1964), porém, apresentaram modificações no cálculo, pois na análise de δO^{18} foi utilizado padrão SMOW.

Segundo estes autores, o parâmetro Z pode ser calculado segundo a equação abaixo:

$$Z = 2,048 (\delta C^{13} + 50) + 0,48309 (\delta O^{18} + 20.679)$$

$$\text{onde } \delta O^{18} \text{ SMOW} = 1,03086 \delta O_{PDB}^{18} + 30,86.$$

MURATA et al. (1969), citando KEITH & WEBER (1964) e GRAF (1960), apresentam um gráfico δC^{13} x δO^{18} com delimitação de campos para carbonatos de água doce e marinhos, com os seguintes limites:

a) carbonatos marinhos: δC^{13} : - 4 a + 3°/oo
 δO^{18} : - 3 a + 4°/oo

b) carbonatos de água doce: δC^{13} : - 3 a - 18°/oo
 δO^{18} : - 20 a - 7°/oo

No Brasil, GIOVANI et al. (1974), citando KEITH & WEBER (1964), apresentam um gráfico δC^{13} x δO^{18} onde os campos para carbonatos marinhos e de água doce são limitados pelos seguintes valores:

a) marinhos: δC^{13} : - 1 a + 3°/oo
 δO^{18} : - 2 a - 5°/oo

b) água doce: δC^{13} : - 3 a - 10°/oo
 δO^{18} : - 1 a - 8°/oo

Estes limites foram usados posteriormente por SUGUIO (1973b) e SUGUIO et al. (1974b, 1975 e 1980), também referenciando o trabalho de KEITH & WEBER (1964). Entretanto, estes autores definem não um campo limitado, mas uma função discriminante (parâmetro Z) que permite separar os carbonatos predominantemente marinhos daqueles predominantemente continentais, sendo este o critério utilizado no presente trabalho.

8.2 - MÉTODOS

8.2.1 - ANÁLISE ISOTÓPICA

As amostras foram, inicialmente, britadas e moídas até atingir granulação inferior a 100 mesh (0,149 mm). Após a decomposição por ácido fosfórico, o CO_2 extraído foi analisado em espectrômetro de massa pertencente ao CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, SP).

As variações na concentração de isótopos foram medidas por técnicas refinadas de espectrometria de massa e os resultados estão referidos ao padrão internacional PDB - "Peedee Fm. Belemnite americana" (Chicago Belemnite Standard) usado como referência de escala. Define-se (segundo CRAIG, 1953 e 1957) como valor de δ°/oo a relação:

$$\delta^{\circ}/\text{oo} = \frac{R_{(\text{amostra})} - R_{(\text{padrão})}}{R_{(\text{padrão})}}$$

$$\text{onde } R = \text{C}^{13} / \text{C}^{12} \text{ ou } \text{O}^{18} / \text{O}^{16}$$

Para cada amostra, foram feitas duas ou três medidas, calculando-se as médias e aplicando-se as correções devidas, conforme indicado por SUGUIO (1973b).

8.2.2 - ANÁLISE ESTATÍSTICA

Para análise de distribuição de cada parâmetro, (δC^{13} , δO^{18} e Z) calculou-se:

- o valor máximo e mínimo
- a tendência central da distribuição (mediana, moda e média)
- o grau de espalhamento (variância, desvio médio e desvio padrão)
- o coeficiente de variação, igual ao desvio padrão dividido pela média

- o grau de assimetria
- a agudez da parte central da curva (curtose).

Foram testadas a normalidade e log-normalidade das curvas de distribuição usando os testes de qui-quadrado e de Lilliefors (1967).

8.2.2.1 - Teste de qui-quadrado

O teste de qui-quadrado (χ^2) pode ser usado para determinar quão aproximadamente as distribuições teóricas, como a normal, a binominal, etc., se ajustam às distribuições empíricas, isto é, as obtidas por meio dos dados amostrais (SPIEGEL, 1972).

Na prática, as frequências esperadas são calculadas com base em uma hipótese H_0 (considerando, por exemplo, uma distribuição normal). Se, para essa hipótese, o valor de χ^2 calculado for maior do que alguns valores tabelados em função do grau de liberdade (tais como $\chi^2_{0,95}$ ou $\chi^2_{0,99}$, que são os valores críticos nos níveis de significância de 0,05 e 0,01, respectivamente), concluir-se-á que as frequências observadas diferem, de modo significativo, das esperadas e rejeitar-se-á H_0 no nível de significância correspondente. Caso contrário, dever-se-á aceitá-la ou, pelo menos, não a rejeitar. Este processo é denominado teste de qui-quadrado da hipótese ou significância.

Para o conhecimento dos valores tabelados de χ^2 (qui-quadrado), torna-se necessário o cálculo do grau de liberdade (v). O grau de liberdade pode ser calculado pela expressão abaixo:

$$v = k - m - 1$$

onde k = número de classes

m = número de parâmetros conhecidos (média e desvio padrão)

O número de classes pode ser calculado (segundo STURGES, 1926) pela fórmula:

$$k = 1 + 3,322 \log_{10} n$$

onde n é igual ao número de pontos (amostras).

8.2.2.2 - Teste de Lilliefors (1967)

Para se testar a normalidade, LILLIEFORS (1967) introduziu modificação no teste proposto por KOLMOGOROV-SMIRNOV (in CAMPOS, 1979), ampliando o seu uso para casos em que a média e a variância não são especificadas, mas sim, estimadas através dos dados.

Se X é uma variável contínua, o teste é exato; em caso contrário, ele é apenas aproximado.

Sua vantagem sobre o teste de χ^2 (qui-quadrado) é que ele pode ser aplicado, sem restrições, para pequeno número de amostras. Além disso, o tratamento pode ser feito individualmente, não se perdendo informações devido a agrupamentos, como ocorre no teste de χ^2 .

Estrutura-se o teste, analogamente ao de KOLMOGOROV-SMIRNOV, a partir de Z (variável reduzida), ao invés da variação original.

Cumpramos observar que, muitas vezes, a amostra sabidamente não tem distribuição normal, mas pode-se verificar, através do teste de normalidade, se seria razoável estudar os dados através da distribuição normal, admitida como não discrepante da verdadeira distribuição que nos é desconhecida, isto é, as diferenças entre a função de distribuição normal e a verdadeira função de distribuição são insignificantes e, conseqüentemente, não detectáveis (CAMPOS, 1979).

As tabelas (CONOVER, 1971) permitem determinar, a um certo nível α , uma faixa de confiança para a desconhecida função de distribuição, isto é, uma faixa dentro da qual, a um coeficiente de confiança $1 - \alpha$ de probabilidade, devem recair os pontos da função de distribuição que está sendo pesquisada.

Por outro lado, a aceitação da hipótese H_0 não significa que a distribuição padrão seja normal, mas apenas indica que esta é uma razoável aproximação da distribuição desconhecida.

8.3 - RESULTADOS OBTIDOS

Foram analisadas vinte e três amostras da Formação Pedra

de Fogo e sete amostras pertencentes à Formação Motuca. Os resultados dessas determinações podem ser vistos na Tabela 36.

Calculou-se os parâmetros estatísticos que definem as distribuições (Tabela 37), tanto para o total de amostras como para amostras das Formações Motuca e Pedra de Fogo, separadamente.

Os valores de δO^{18} e δC^{13} foram lançados no gráfico de KEITH & WEBER (1964) para a identificação do ambiente deposicional (Figura 63).

Obteve-se, ainda (Tabela 36), os valores do parâmetro Z (segundo KEITH & WEBER, 1964) e, a partir destes resultados, realizou-se uma análise estatística (Tabela 37).

8.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Verifica-se, na Figura 63, que tanto as amostras da Formação Motuca como as da Formação Pedra de Fogo situam-se na transição entre ambiente marinho e de água doce. Isto pode ser confirmado pelos valores obtidos para o parâmetro Z (em torno de 120). Sabe-se que tal parâmetro foi estabelecido a partir de amostras de idade pós-triássica, mas, segundo os autores que o definiram (KEITH & WEBER, 1964), ele pode ser usado para amostras mais antigas.

Nota-se que 63% das amostras mostram δC^{13} com valores pouco superiores ao limite estabelecido por KEITH & WEBER (1964) para separação entre deposição marinha e de água doce ($\delta C^{13} = -2$ ‰). Estes valores não sugerem deposição marinha franca, o que está de acordo com os ambientes admitidos para a Formação Pedra de Fogo (planície de maré e lagunar) e Formação Motuca (continental com mares residuais).

A afirmação acima é corroborada quando comparamos os valores obtidos com os limites propostos por WEBER et al. (1964), pois 63% das amostras situam-se dentro do ambiente marinho restrito e o restante dentro do ambiente de água doce. Tais limites foram estabelecidos analisando-se nódulos sideríticos em folhelhos, o que não impede que sejam usados no estudo de rochas carbonáticas.

A existência de condições de alta evaporação no sítio

deposicional é evidenciada pelos altos valores de δO^{18} . Lançando-se os valores de δO^{18} das amostras no gráfico obtido por KEITH & WEBER (1964), verifica-se (Figura 63) que a grande maioria é maior que os valores de calcários permianos, de origem marinha, mesmo admitindo perda de O^{18} pela diagênese. Isto vem reforçar a hipótese de condições de alta evaporação na gênese dos calcários das Formações Pedra de Fogo e Motuca.

Admitindo-se os valores de δO^{18} como primários, conforme proposto por TORQUATO & FRISCHKORN (1982), os calcários das Formações Pedra de Fogo e Motuca seriam de idade cenozóica e não do Permo-Triássico (Figura 62). Esta é mais uma razão para se afirmar que os valores de δO^{18} de rochas carbonáticas refletem as condições físico-químicas reinantes no sítio deposicional mais as modificações oriundas da diagênese.

O retroafirmado coaduna perfeitamente com a existência de níveis evaporíticos intercalados nas duas Formações em pauta.

Os testes de qui-quadrado (X^2) e Lilliefors foram usados para se testar a normalidade ou log normalidade das curvas de distribuição dos valores de δO^{18} , δC^{13} e Z.

Para $v = 3$ (grau de liberdade), os valores de X^2 calculados (Tabela 37), tanto para a Formação Pedra de Fogo como para o total de amostras (Formação Pedra de Fogo e Formação Motuca), situam-se entre os valores de X^2 tabelados para os níveis de significância de 0,95 (X^2 tabelado = 0,352) e 0,99 (X^2 tabelado = 0,115). Conclui-se, então, que a hipótese H_0 (os valores de δC^{13} , δO^{18} e Z das amostras das Formações Pedra de Fogo e Motuca aproximam-se de uma distribuição normal) pode ser aceita no nível de significância de 0,95 e rejeitada no nível de significância de 0,99.

O teste de Lilliefors mostra rejeição de H_1 (os valores de δC^{13} , δO^{18} e Z não acompanham uma distribuição normal) tanto na análise de amostras da Formação Pedra de Fogo como para o total de amostras (Formação Pedra de Fogo e Formação Motuca).

Para análise da distribuição log normal, considerou-se apenas o parâmetro Z, visto que os parâmetros δC^{13} e δO^{18} apresentam valores negativos. O teste X^2 mostra uma aceitação da hipótese H_0 (distribuição log normal) a um nível de significância

de 95% e rejeição da mesma no nível de significância de 99%, tanto para a Formação Pedra de Fogo como para a análise geral dos dados. O teste de Lilliefors mostra uma rejeição de H_1 (os valores não obedecem a uma distribuição log normal) a um nível de significância de 95%, tanto para a Formação Pedra de Fogo como para a análise geral dos dados. Verificou-se, então, que os valores do parâmetro Z se aproximam de uma distribuição log normal.

CAPÍTULO IX

PALEOCORRENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA

9.1 - INTRODUÇÃO

O estudo de paleocorrentes deposicionais a partir de estratificações cruzadas tem sido efetuado por vários autores. No Brasil, para sedimentos gondwânicos, destacam-se os trabalhos de ALMEIDA (1954), BIGARELLA & SALAMUNI (1961, 1967a, 1967b e 1967c), BIGARELLA et al. (1965 e 1966), BIGARELLA & VAN EEDEN (1970, 1971), BIGARELLA (1970, 1973a e 1973b) e BOSSI et al (1977). Para a Formação Sambaíba, salienta-se o trabalho de NORTHFLEET & MELO (1967).

Procurou-se analisar as estratificações cruzadas da Formação Sambaíba com o intuito de identificar as paleocorrentes deposicionais. As Formações Motuca e Pedra de Fogo, embora apresentem estratificações cruzadas, estas são de pequeno porte e frequentes apenas em alguns níveis estratigráficos aflorantes em setores restritos da bacia, como, por exemplo, o Arenito Cacunda (região de Carolina-Araguaína, vide Capítulo II), dificultando uma análise regional de paleocorrentes deposicionais.

Durante a execução deste trabalho, não foram medidas estratificações cruzadas da Formação Sambaíba aflorante na região a sudoeste de Alto Parnaíba (Lizarda - Figura 64) e, para completar o estudo, introduziu-se dados desta região obtidos por NORTHFLEET & MELO (1967).

Os autores acima, a partir de medições de estratificações cruzadas da Formação Sambaíba, aplicando a média móvel para dados da região a sudoeste de Alto Parnaíba e norte de Balsas, identificaram um possível alto regional a que denominaram de "Estrutura Positiva do Sul de Balsas", que, segundo os autores, teria atuado como fonte parcial para os sedimentos da Formação Sambaíba.

9.2 - MÉTODOS E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

9.2.1 - CÁLCULO DO RUMO E CONSISTÊNCIA DO VETOR MÉDIO

Procurou-se obter o máximo de medidas por afloramento, mas, mesmo assim, a maioria dos pontos apresenta pequeno número de medidas devido ao fato da Formação Sambaíba apresentar estratificações cruzadas de grande porte (vários metros).

Para uma análise visual dos resultados, estas foram lançadas em histogramas circulares (Figura 65).

Os valores azimutais obtidos em cada afloramento foram agrupados em classes de 10° e submetidos a análise estatística segundo o Método de Pincus (in SUGUIO, 1973a) para cálculos de rumo e consistência do vetor resultante.

Segundo o Método de Pincus, o rumo do vetor resultante é obtido pela fórmula abaixo:

$$\bar{\alpha} = \arctg \left(\frac{\sum_{i=1}^n \text{sen } \alpha_i}{\sum_{i=1}^n \text{cos } \alpha_i} \right)$$

onde

$\bar{\alpha}$ = é o vetor resultante (médio) em azimuth.

A consistência do vetor resultante pode ser calculada segundo a seguinte fórmula:

$$a = \frac{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n \text{cos } \alpha_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n \text{sen } \alpha_i \right)^2}}{n}$$

onde

a = consistência do vetor resultante

n = número de medidas

Construiu-se ainda, um histograma circular lançando-se todas as medidas efetuadas em diversos afloramentos (Figura 64). Para esta distribuição, calculou-se o rumo e consistência (a) do vetor médio regional e o desvio padrão calculado segundo a fórmula proposta por MARDIA (1972) onde o desvio padrão regional é igual a $\sqrt{-2 \times \ln a}$.

Para os mergulhos, calculou-se o valor médio, transcrevendo-se, ainda, o valor máximo obtido em cada afloramento (Tabela 38).

9.2.2 - MÉDIA MÓVEL

O procedimento de médias móveis é utilizado convencionalmente na estatística para suavização ("smoothing") de séries temporais (a variável independente é o tempo: dias, meses, anos, etc. ...). Basicamente, consiste em tomar um determinado ponto (nó da malha ou centro da célula em casos bidimensionais) e calcular a média ponderada neste ponto em relação aos vizinhos mais próximos (traçar uma circunferência no centro da célula e considerar todos os pontos que estiverem nesta área de influência). Movendo-se de um nó para outro, o procedimento é sucessivamente repetido até a varredura completa da célula. O ponderador varia conforme a situação: em casos de dados regularmente distribuídos, são atribuídos pesos aos dados e, em casos de dados irregularmente distribuídos, o ponderador deve ser uma função da distância.

O ponderador utilizado foi o inverso do quadrado da distância (IQD). Tratando-se de dados angulares, a média, na realidade, é uma média trigonométrica (soma vetorial), onde os ângulos ou vetores são decompostos em suas componentes seno e co-seno do ângulo (conforme a relação abaixo):

$$AZMM = \arctg \left(\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\sin r_i}{d_i^2} \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\cos r_i}{d_i^2} \right)} \right)$$

onde

r_i = azimuth do vetor médio em cada ponto

d_i = distância do nó da malha ao ponto de medida

AZMM = azimuth da média móvel.

Neste trabalho, adotou-se uma malha quadrada de 1,5 por 1,5 cm (15 km) onde a área de influência, isto é, a distância máxima do nó da malha foi de 2,5 cm (25 km).

Para cada nó, foram medidas a distância entre o nó e o ponto observado e o azimuth do vetor médio neste ponto.

9.2.3 - DIAGRAMAS DE PROJEÇÕES POLARES

As várias medidas de estratificação cruzada, efetuadas em cada afloramento, foram lançadas em diagrama de projeção polar em função de rumo e mergulho (Figura 66).

Utilizou-se da proposta por GLENNIE (1970), modificada por BOSSI et al. (1977), para identificação de tipo de duna (Figura 67).

9.3 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

O padrão de paleoventos da Formação Sambaíba foi deduzido a partir das estruturas internas (estratificações cruzadas) dos arenitos eólicos. O valor médio das direções de inclinação dos estratos cruzados indica o sentido do transporte de areia e, conseqüentemente, a direção do paleovento responsável pela deposição.

Os vetores resultantes das medições de estratificações cruzadas dos treze afloramentos estudados situam-se nos quadrantes SW e NW, evidenciando paleocorrentes de NE e SE (Figura 64). Numa

primeira interpretação, pode-se dizer que os ventos que atuaram no deserto Sambaíba provinham de E.

Os mergulhos (originais) médios por afloramento variam de 12° a 22° , enquanto que os valores máximos situam-se de 25° a 34° (Tabela 38). Os altos valores de mergulho para as estratificações cruzadas, atingindo inclusive o limite de estabilidade para areias finas (34°), é mais um argumento a favor da hipótese de que os estratos cruzados referem-se a estruturas internas de dunas do antigo deserto Sambaíba.

Quanto à consistência do vetor resultante (médio) por afloramento, verifica-se que esta varia de baixos valores (0,25) até valores muito altos (0,99), predominando valores de alta consistência. Dos treze afloramentos estudados, dez apresentam consistência superior a 0,83 (Tabela 38). Observa-se na Figura 64, que apresenta todas as medições realizadas nos vários afloramentos, alta consistência (0,72) para paleocorrentes provenientes de NE.

Nota-se, na Figura 66, para cinco afloramentos, onde o número de medidas de estratificações cruzadas propiciou a classificação do tipo de duna, uma predominância de barcanas (quatro ou cinco casos) com apenas um caso de longitudinal ("seif"). No caso, a duna longitudinal é a responsável pelo baixo valor de consistência do vetor resultante (0,34) devido à distribuição bimodal (duas direções de paleocorrentes = SE e NE).

Segundo BIGARELLA & SALAMUNI (1961, 1967b e 1967c), BIGARELLA & VAN EEDEN (1970, 1971) e BIGARELLA (1973a e 1973b), os arenitos eólicos das Formações Botucatu e Sambaíba foram depositados num paleodeserto de baixa latitude, onde podem ser identificados: a) paleoventos alíseos de SE (Arenito Sambaíba); b) paleoventos alíseos de "retorno" procedentes de norte e nor-nordeste (região setentrional do paleodeserto Botucatu); e c) paleoventos de oeste (região meridional do paleodeserto Botucatu).

Tal análise do padrão de circulação dos paleoventos levou os mesmos autores a sugerir a presença do Atlântico Sul durante a época de deposição dos arenitos Botucatu e Sambaíba. Neste Atlântico Sul sugerido, situar-se-ia uma célula de alta pressão

responsável pelos paleoventos alíseos de SE.

A determinação de um vetor resultante (para todas as medidas efetuadas), evidenciando paleocorrentes principalmente de NE, confronta com a hipótese defendida pelos autores acima. Este vetor resultante evidenciaria paleoventos alíseos de NE e não paleoventos alíseos de SE. Quanto à existência de um possível Atlântico Norte nesta época, como célula de alta pressão responsável pelos paleoventos alíseos de NE, é prematuro conjecturar sobre tal hipótese baseando-se apenas em paleocorrentes deposicionais.

O mapa de interpretação de paleocorrentes da Formação Sambaíba (Figura 64), construído a partir da aplicação da média móvel sobre dados de estratificação cruzada, mostra um alto na região de Carolina-Araguaína, que teria influenciado no padrão regional das correntes, provocando uma bifurcação para NE e SW, contornando-o. A existência deste alto durante a sedimentação da Formação Sambaíba é reforçada pela espessura desta Formação, que varia de 100 metros entre Riachão-Carolina e está reduzida a 15 metros em Araguaína. Entre Carolina-Araguaína, descreve-se, ainda, a existência de níveis conglomeráticos com seixos facetados ("ventifactos"), que refletiriam depósitos de borda do deserto Sambaíba (Capítulo V).

Acredita-se que este alto da região de Araguaína possa ter continuidade com a estrutura positiva a sul de Balsas descrita por NORTHFLEET & MELO (1967) e que, segundo estes autores, afetou camadas permianas (Formação Pedra de Fogo), modificou paleocorrentes triássicas (Formação Sambaíba) e teria sido produzida entre o Permiano e o Triássico, provavelmente no Permiano Superior.

Acredita-se que tal estrutura tenha existido desde o Permiano, tendo atuado como uma região menos negativa na época Pedra de Fogo, responsável pela separação das fácies continental e marinha (Figura 41 do Capítulo VI); positiva na época Motuca, restringindo a sedimentação desta unidade a N e ainda positiva, mas com característica de sela, isto é, uma feição intrabasinal na época Sambaíba influenciando no padrão regional das paleocorrentes a S e a N desta estrutura.

CAPÍTULO X

CONCLUSÕES FINAIS

10.1 - PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO MARANHÃO

O Permo-Triássico da Bacia do Maranhão é representado pelas Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

A Formação Pedra de Fogo é constituída por:

1) arenitos siltico-argilosos quartzosos a subarcoseanos, siltitos e argilitos, de origem continental, flúvio-lacustre, aflorantes nas porções sudoeste, sul e leste da bacia. Nestas rochas, a caulinita é o argilomineral presente.

2) Siltitos, dolomitos, margas, sílex e arenitos de origem marinha epicontinental, onde predomina deposição em planície de maré sob condições de salinidade alta ("Sabkas" litorâneos). Ocasionalmente, ocorrem pequenas intercalações de evaporitos.

3) Destaca-se ainda para esta Formação, o aparecimento de arenitos bem selecionados e arredondados, oriundos de dunas litorâneas que recobriram as fácies de planície de maré com a regressão do mar permiano.

Acredita-se que o sílex presente nesta Formação seja, em parte, de origem primária, como atestada pela presença de níveis laminados e de "intraclastos" silicosos em rochas carbonáticas. Alternativamente, uma silicificação da lama carbonática com endurecimento e fragmentação constituiria o mecanismo dentro de um raciocínio sindiagenético, silicificação esta bastante precoce, anterior ao ressecamento que ensejou as brechas intraformacionais e "tepees". Por outro lado, o sílex metassômático (epigenético) é facilmente identificado em calcários oolíticos e fossilíferos silicificados.

A alta consistência dos valores para a razão Ca/Mg para rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo leva a admitir dolo-mitização precoce (sindiagenética) para estas.

No topo dessa Formação, destaca-se a abundância de restos vegetais silicificados, o que poderia evidenciar condições

climáticas mais úmidas. Acredita-se que tal vegetação tenha se desenvolvido mesmo sob condições de aridez climática, restringindo-se à área litorânea com a regressão do mar permiano no final da sedimentação desta Formação.

A Formação Motuca é constituída por sedimentos clásticos avermelhados ("red beds"); arenitos siltico-argilosos, quartzosos, subarcoseanos e arcoseanos, além de siltitos argilosos. Como matriz destas rochas, a caulinita e a montmorilonita são os argilominerais presentes. Pertencem ainda a esta Formação, sedimentos de natureza química (calcários, dolomitas e gipsitas), mais frequentes nas porções basais desta Formação no setor oeste da bacia, associados à presença dos argilominerais montmorilonita e paligorskita.

Os sedimentos clásticos desta Formação originaram-se por deposição flúvio-lacustre, enquanto que a sedimentação química associava-se a mares residuais, por regressão do mar permiano, que, sob condições climáticas semi-áridas, propiciaram a deposição inclusive de evaporitos e de argilominerais fibrosos (paligorskitas).

A Formação Sambaíba, o grande deserto triássico da Bacia do Maranhão, apresenta-se litologicamente homogênea, com altos valores de correlação entre amostras provenientes de diferentes áreas. É formada por arenitos maduros textural e mineralogicamente, bem selecionados, quase sem matriz, quartzosos, com grãos arredondados e esféricos. Destaca-se o aparecimento de estratificações cruzadas de grande porte, formadas por paleoventos oriundos de leste e, ainda, a presença de níveis conglomeráticos com seixos facetados ("ventifactos"), descritos na borda oeste da bacia ("reg").

10.2 - DERIVAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Acredita-se que sedimentos preexistentes tenham atuado como área fonte parcial na derivação das Formações Pedra de Fogó, Motuca e Sambaíba. Tais sedimentos seriam responsáveis pelo aparecimento de zircões e turmalinas, muito bem arredondadas, nas três Formações.

Rochas metamórficas de baixo grau teriam contribuído, em parte, na derivação das três Formações, fornecendo turmalinas com crescimento secundário e zircões róseos.

Rochas metamórficas de médio a alto grau, situadas a sudoeste (Grupo Estrondo e Grupo Tocantins) e a noroeste (Grupo Ceará e/ou Grupo Independência e crono-correlatos), forneceram, para as Formações Pedra de Fogo e Motuca, turmalinas prismáticas ricas em inclusões, granadas, estaurolitas e raros grãos de cianita, sillimanita e andaluzita (esta, presente apenas na Formação Pedra de Fogo). A influência destas rochas foi, entretanto, pouco expressiva para a Formação Sambaíba.

Destaca-se, para a Formação Pedra de Fogo, o aparecimento de augitas e fragmentos de rochas, sugerindo derivação de vulcânicas básicas contemporâneas.

10.3 - EVOLUÇÃO TECTO-SEDIMENTAR

10.3.1 - ARQUEAMENTO DO ALTO PARNAÍBA

Identifica-se, neste trabalho, uma feição tectônica na borda sul da Bacia do Maranhão, aqui denominada de Arqueamento do Alto Parnaíba.

O arqueamento, inexistente durante a sequência devono-mississippiana (Figura 68a), teria iniciado timidamente a sua história no Permiano com a deposição da Formação Pedra de Fogo. Como área menos negativa na época Pedra de Fogo (Figura 69b), foi responsável pela separação das fácies continental e marinha. Esta feição adquiriu caráter positivo na época da Formação Motuca (Permo-Triássico), restringindo a sedimentação desta unidade a norte (Figura 68c), ocasionando uma configuração semi-circular da bacia na forma de um arco com concavidade voltada para noroeste.

No Triássico, esta estrutura, ainda com caráter positivo, mas com característica de sela, isto é, uma feição intrabasinal, influenciou no padrão regional das paleocorrentes que geraram a Formação Sambaíba (Figura 68d).

O comportamento do Arqueamento do Alto Parnaíba, como área positiva na época Motuca, é responsável pela sedimentação da

Formação Sambaíba em discordância sobre a Formação Pedra de Fogo ao sul, enquanto que, na porção norte, temos uma sedimentação contínua e concordante que vai das Formações Pedra de Fogo à Sambaíba durante todo o Permo-Triássico.

No Juro-Triássico, o arqueamento influenciou no comportamento do magmatismo básico responsável pelas rochas vulcânicas da Formação Mosquito (Figura 68e).

As Formações Corda e Pastos Bons depositaram-se apenas no setor norte da bacia em razão do caráter positivo do arqueamento durante o Jurássico (Figura 68f).

Na passagem do Jurássico para o Cretáceo, a atuação deste arqueamento foi responsável pelos diques básicos da Formação Sardinha ao norte e pelas intrusões do Redondão (quimberlito), Apicuns e demais diatremas associadas (região de Gilbuês) à margem sul do arqueamento (Figura 68g).

No Cretáceo (Figura 68h), como estrutura positiva, o arqueamento do Alto Parnaíba separou as deposições das Formações Areado e Urucuia (Bacia de São Francisco) ao sul e das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru (Bacia do Maranhão) ao norte.

Acredita-se que o Arqueamento do Alto Parnaíba possa estar relacionado às estruturas antigas reativadas durante o Fanerozóico (Alinhamentos de Patos e Pernambuco).

10.3.2 - LINEAMENTO TOCANTINS-ARAGUAIA

Segundo KEGEL (1966, in PETRI & FÚLFARO, 1983), "o lineamento Tocantins-Araguaia separa os sedimentos da bacia de rochas pré-cambrianas. Constitui uma estrutura complexa, composta de diversas linhas de falhas de direção norte-sul. O contato entre os sedimentos e o Pré-Cambriano é retilíneo, sugerindo nitidamente truncamento da bacia...A existência de diversos blocos de falhas rebaixados, onde se preservaram relíquias de depósitos paleozóicos, comprova sua natureza tectônica".

A Bacia estendeu-se mais para oeste durante a sedimentação da Formação Pedra de Fogo e, na época Motuca, houve reativação de falhas com direção N-S que limitavam a sedimentação desta

unidade a oeste (lineamento Tocantins-Araguaia). Este alto teve continuidade na época Sambaíba, sendo responsável pela diminuição de espessura destas duas unidades a oeste.

10.4 - CORRELAÇÃO DA BACIA DO MARANHÃO COM AS BACIAS DO PARANÁ E AMAZONAS

Acredita-se que a Formação Pedra de Fogo seja crono-correlata aos Subgrupos Guatã (Formações Rio Bonito e Palermo) e Tatuí e Formações Irati, Estrada Nova/Corumbataí da Bacia do Paraná e à Formação Nova Olinda da Bacia Amazônica.

A Formação Motuca equivale lito e cronologicamente às Formações Rio do Rastro, Grupo Rosário do Sul (Formações Caturrita, Santa Maria e Sanga do Cabral) e Pirambóia da Bacia do Paraná e à Formação Andirá da Bacia Amazônica.

As Formações Sambaíba (Bacia do Maranhão) e Botucatu s.s. (Bacia do Paraná) são lito e cronologicamente correlacionadas, faltando unidade equivalente na Bacia Amazônica.

BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO, C.J.E. - 1980 - Representacion grafica ternaria de parame-
tros estadisticos y su aplicacion en el analisis de ambien-
tes sedimentarios. Revista del Inst. Mexic. del Petroleo
Vol. XII, nº 01, pp.08-13
- AGUIAR, G.A. - 1964 - Semi-detallhe da região sudoeste de Balsas.
Rio de Janeiro. PETROBRÁS, Relatório Técnico, 218, 40 pp.
- AGUIAR, G.A. - 1971 - Revisão geológica da bacia paleozóica do Ma-
ranhão. XXV Congr. Bras. de Geol., São Paulo, Vol.3, pp.113-122
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma
brasileira. XXIII Congr. Bras. de Geol., Salvador, pp.29-46
- ANDRADE, S.M. - 1972 - Geologia do sudeste de Itacajá, Bacia do
Parnaíba (Estado de Goiás). Tese de doutoramento apresenta-
da à Escola de Engenharia de São Carlos, USP, (Inédita)
- BARBERENE, M.C. & DAEMON, R.F. - 1974 - A primeira ocorrência de
Amphibia (Labyrinthodontia) na Formação Rio do Rastro. Im-
plicações geocronológicas e estratigráficas. XXVIII Congr.
Bras. de Geol., Porto Alegre, Vol.2, pp.251-261
- BARCELOS, J.H. - 1975 - Sedimentação e subambientes deposicionais
da Ilha Comprida, São Paulo. Dissertação de mestrado apre-
sentada ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo,
155 pp. (Inédita)
- BIGARELLA, J.J. - 1970 - Continental drift and paleocurrent analy-
sis (A comparison between Africa and South America). 2nd
Int.Symp.on the Strat.and Paleont. of the Gondwana System
Proceedings and Papers, pp.73-97, South Africa
- BIGARELLA, J.J. - 1973a - Paleocorrentes e deriva continental.
Bol.Paran.de Geoc., Univ.Fed.do Paraná, Setor de Tecnologia,
Dep.de Geoc., nº 31, pp.141-224
- BIGARELLA, J.J. - 1973b - Paleocurrents and the problem of conti-
nental drift. Geol.Rundschau 62(2):447-477
- BIGARELLA, J.J. & vand EEDEN, O.R. - 1970/71 - Mesozoic paleowind
patterns and the problem of continental drift. Bol. Paran.
Geocien. 27/28:115-144. Curitiba

- BIGARELLA, J.J.; MABESOONE, J.M.; LINS, J.C.C. & MOTA FILHO, F. O.
- 1965 - Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteiras Formations (Parnaíba Basin, Brazil). Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1:259-296. Amsterdam
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1961 - Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. Geol.Soc.Am.Bull. 72:1089 - 1106
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1967a - Some paleogeographic features of the Brazilian Devonian. Bol.Par.Geoc.21/22: 133 - 151. Curitiba
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1967b - A review of South American Gondwana Geology. In Reviews prepared for the First Symposium on Gondwana Stratigraphy. Mar del Plata. Argentina. Intern.Union of Geol.Sciences.Committee for the study of Geologic Documentation
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1967c - Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Parana Basin. In BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & PINTO, I.D. (Ed.) - Problems in: Brazilian Gondwana Geology. Pap.Max.Roesner Ltda.Curitiba, pp. 235-301
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & MARQUES FILHO, P.L. - 1966 - Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. Bol.Un.Fed.Paran.Geol. 18:114 pp.Curitiba
- BISSEL, H.J. & CHILINGAR, G.V. - 1967 - Classifications of sedimentary carbonate rocks. In: Developments in Sedimentology 9A - Carbonate Rocks (Origin, Occurrence and Classification) Elsevier Publishing Company
- BOSSI, G.E.; PICCOLI, A.E.M.; PILLATI, F.; THOMAZ, S.L.; JABUR, I.C.; RODRIGUES, M.A. & MEDEIROS, E.R. - 1977 - Paleocorrentes da Formação Botucatu nas folhas de Montenegro, Novo Hamburgo, Taquara, Gravataí e São Leopoldo, RS. Acta Geologica Leopoldensia. Estudos Tecnológicos, nº 3, Vol.II. Univ.do Vale do Rio dos Sinos, pp.83-104
- BRADLEY, W.F. - 1940 - The structural scheme of atapulgite. Am.Mineral., 25(6):405-410

- BRAMLETTE, M.N. - 1929 - Natural etching of detrital garnet. Am. Mineralogist, t.14, 336-337 pp.
- BRITO NEVES, B.B.de - 1967 - Água subterrânea na região central da Bahia: condicionamento e demanda. CONESP-SUDENE, Rel. Tecn.nº21, Recife, PE
- BRITO NEVES, B.B.de - 1972 - Inventário hidrogeológico básico do nordeste. Folha nº 24, Aracaju (SE). Série Hidrogeológica nº 26, SUDENE, Dep.Rec.Nat., Div.Hidrogeológica, Recife, PE, 284 pp.
- CAMPOS, H. - 1979 - Estatística experimental não paramétrica. ESALQ, 343 pp.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.T.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R. & CONTREIRAS, C.J.A. - 1975 - Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Petrobrás, Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, nº7, 48 pp.
- CARVALHO, A.M.G. - 1967 - Atapulgita em alguns depósitos sedimentares portugueses: Considerações estratigráficas e morfoclimáticas. Finisterra: Rev.Port.Geogr., II(4):174-200, Lisboa
- CHESTER, R. - 1965 - Geochemical criteria for differentiating reef from non-reef facies in carbonate rocks. Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., V.49(3):258-276
- CHILINGAR, G.V. - 1957 - Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. J.Sedim.Petrol.27(2):187-189
- CLAYTON, R.N. & DEGENS, E.T. - 1959 - Use of carbon isotope analysis of carbonates for differentiating fresh-water and marine sediments. Amer.Assoc.Petroleum Geol.Bull.43:890-897
- COIMBRA, A.M. - 1976 - Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas-fonte. Dissertação de mestrado apresentada ao DPE - IG/USP, 2 Vol. (inédita)
- CONOVER, W.J. - 1971 - Practical Nonparametric Statistics. Nova York. John Wiley & Sons, Inc.
- COUTINHO, J.M.V. - 1974 - O Pré-Cambriano do Vale do Rio Doce como fonte alimentadora de sedimentos costeiros. An.do XXVIII Congr.Bras.de Geol., Porto Alegre (RS), V.5, pp.43-56

- COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A.M. - 1974 - Os pesados do Barreiras na costa oriental brasileira: estudo de áreas-fonte. An.do XXVIII Congr.Bras.de Geol., Porto Alegre (RS), V.5, pp.27-41
- CRAIG, H. - 1953 - The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochim.et Cosmochim.Acta 3, 53 pp.
- CRAIG, H. - 1957 - Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim.et Cosmochim.Acta 12, 133 pp.
- CUNHA, F.M.B. & CARNEIRO, R.G. - 1972 - Interpretação fotogeológica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. XXVI Congr. Bras. de Geol., Belém (PA), V.3, pp.65-79
- DAVIS, J.C. - 1973 - Statistics and data analysis in Geology. 1st ed., New York, John Wiley & Sons Inc., 550 pp.
- DEGENS, E.T.; WILLIAMS, E.G. & KEITH, M.L. - 1957 - Environmental studies of Carboniferous sediments. Part I: Geochemical criteria for differentiating marine and fresh-water shales. Bull.Am.Ass.Petrol.Geol. 41(11): 2427-2455
- DEGENS, E.T.; WILLIAMS, E.G. & KEITH, M.L. - 1958 - Environmental studies of Carboniferous sediments. Part II: Application of geochemical criteria. Bull.Am.Ass.Petrol.Geol. 42(5): 981-997
- DELLA FAVERA, J.C. - 1980 - Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba. XXXI Congr. Bras.de Geol., Bol.nº 2 (Resumo das Comunicações), Camboriú (SC), 357 pp.
- FARIA JUNIOR, L.E.C. - 1979 - Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão. Tese de mestrado apresentada no curso de pós-graduação de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará (inédita)
- FARIA JUNIOR, L.E.C. & SCHITZER, W.A. - 1980 - A irradiação de grãos de quartzo - um novo método de análise sedimentológica aplicado aos arenitos permo-carboníferos da Bacia do Maranhão. XXXI Congr.Bras.de Geol., Camboriú (SC), V.2:2004-2009
- FOLK, R.L. - 1962 - Spectral subdivision of limestone types, in: W. E.Ham., ed., Classification of carbonate rocks: AAPG Memoir 1, pp.62-84

- FOLK, R.L. & WARD, W.C. - 1957 - Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sed. Petrol.* 27:3-26
- FRIEDMAN, G.M. - 1961 - Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sed. Petrol.*, V.31, pp.514-529
- FÚLFARO, V.J. & LANDIM, P.M.B. - 1973 - Interpretação do tectonismo cratônico: o craton brasileiro e a Bacia Sedimentar do Paraná. XXVII Congr. Bras. de Geol., Aracaju (SE), Resumo das Comunicações, pp.187-188
- GHIGNONE, J.J. - 1972 - Ensaio da paleogeologia do nordeste e as seqüências sedimentares. XXVI Congr. Bras. de Geol., Belém (PA), V.3, pp.21-28
- GIOVANI, W.F.; SALATI, E.; MARINI, O.J. & FRIEDMAN, I. - 1974 - Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *Geological Society of America, Bull.* V.85, pp.41-44
- GLENNIE, K.W. - 1970 - Desert sedimentary environments. *In: Developments in Sedimentology*. 14. New York, Elsevier
- GOMES, J.I. - 1968 - Fossas tectônicas do Brasil. *Anais da Acad. Bras. de Ciênc.*, Rio de Janeiro, 40:255-271 (Suplemento)
- GOULART, E.P. & FRAZÃO, E.B. - 1977 - Nota sobre a ocorrência de paligorskita em basalto da região da Usina de Água Vermelha, São Paulo e Minas Gerais. *Atas do I Simp. Reg. de Geol. SBG/NSP*, pp.404-423
- GRAF, D.L. - 1960 - Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks, Part IV A: Isotopic composition and chemical analysis. *Illinois State Geological Survey, Circular* 308
- GRIM, R.E. - 1968 - *Clay Mineralogy*. MacGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 596 pp.
- HUBERT, J.F. - 1962 - A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 32, pp.440-450
- HUGGINS, C.W.; DENNY, M.V. & SHELL, H.R. - 1962 - Properties as palygorskite, an asbestiform mineral. *U.S. Bur. Mines, Rept. Invest.*, 6071, 8 pp.

- KEENE, J.B. - 1983 - Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments. *Sedimentology*, 30, 449-454 pp.
- KEITH, M.L. & DEGENS, E.T. - 1959 - Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. *Research in Geochemistry*. P. H. Abelson (Ed.) Wiley N.Y., 38-61 pp.
- KEITH, M.L. & WEBER, J.N. - 1964 - Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 28, pp. 1787-1816
- KRUMBEIN, W.C. - 1934 - Size frequency distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.*, V.4, pp. 65-77
- KRUMBEIN, W.C. - 1941 - The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. *J. Geol.*, t.49, pp. 482-520
- LA IGLESIA, A. - 1977 - Precipitación por disolución homogénea de silicates de aluminio y magnesio a temperatura ambiente. *Síntese de la paligorskita. Estudios Geol.*, V.33, pp. 535-544, Madrid
- LILLIEFORS, H.W. - 1967 - On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *Jour. Am. Stat. Assoc.* 62:399-402
- LIMA, E.A.M. & LEITE, J.F. - 1978 - Projeto de estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. *Relatório CPRM/DNPM, Vol. I e II*
- MABESOONE, J.M. - 1968 - Minerais pesados dos sedimentos do Grupo Barreiras em Pernambuco, Brasil. *Geologio Internacia, Praha*, 1:37-43
- MACKENZIE, D.B. & POOLE, D.M. - 1962 - Provenance of Dakota Group Sandstones of the Western Interior. *Wyoming Geological Association Symposium on Early Cretaceous Rocks*, 17th Annual Field Conference, pp. 62-71
- MAIZA, P.J.; BENGOCHEA, A.L.; VALENCIO, S.A. & PANARELLO, H.O. - 1982 - Valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y otras evidencias genéticas de los yacimientos calcáreos al borde norte del macizo de Somun Cura, Provincia Rio Negro, Argentina. 59^o Congr. Latino Americano de Geol., V.II:653-669, Buenos Aires (Argentina)
- MARANHÃO, REALIDADE E PERSPECTIVA - 1972 - Governo do Estado do Maranhão

- MARDIA, K.V. - 1972 - Statistics of directional data. Academic Press, London, 355 pp.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. - 1964 - Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. Bol. Tec. da Petrobrás, Rio de Janeiro, 7(2):137-164
- MILLOT, G. - 1964 - Géologie des Argiles. Masson et Cie Editeurs, Paris, 499 pp.
- MILLOT, G. - 1970 - Geology of clays. New York, Springer, 429 pp.
- MOIOLA, R.F. & WEISER, D. - 1968 - Textural parameters. An evolution. J. Sed. Petrol., V.38, pp.45-53
- MURATA, K.J.; FRIEDMAN, I. & MADSEN, B.M. - 1969 - Isotopic composition of diagenetic carbonates in Marine Miocene Formations of California and Oregon. Geological Survey Professional Paper 614-B, 24 pp., Washington
- NORTHFEET, A.A. & MELO, M.T. - 1967 - Geologia da região norte de Balsas - Maranhão. Belém, PETROBRÁS, 55 pp. il. (Relatório Técnico, 268)
- PAIVA NETO, J.E. & NASCIMENTO, C.A. - 1957 - Minerais de argila do arenito Bauru (Cretáceo) do Estado de São Paulo. Bol. Soc. Bras. Geol., V.6(2)
- PARKS, J.M. - 1966 - Cluster analysis applied to multivariate geology problem. Journal of Geol., 74:703-715
- PETRI, S. & COIMBRA, A.M. - 1982 - Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores. Quinto Congr. Latinoamer. de Geol. Tomo II. Buenos Aires, Argentina. pp.353-371
- PETRI, S. & FÚLFARO, J.V. - 1983 - Geologia do Brasil. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 631 pp.
- PETTIJOHN, F.J. - 1976 - Rocas Sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 3^a ed., 731 pp.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. - 1972 - Sand and sandstone. New York, Springer-Berlag, 618 pp.
- POMERANCEBLUM, M. - 1978 - Dumortierita - Primeira ocorrência em sedimentos detríticos no Brasil. XXX Congr. Bras. de Geol., Soc. Bras. de Geol., Núcleo Nordeste, Boletim nº 01. Resumo das Comunicações, 115 pp.

- POTTER, P.E.; SHAMP, N.F. & WITTERS, J. - 1963 - Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 27:669-694
- PRICE, L.I. - 1948 - Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, Estado do Maranhão. *Div. Geol. Minas, Bol.* 124, 32 pp.
- RAGONHA, E.W. - 1978 - Chondrichthyes do Membro Taquaral (Formação Irati) no Estado de São Paulo. Tese de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências, USP (inédita)
- RAMOS, A.N. - 1980 - Argilominerais e diagênese da sequência clástica do Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar - aspectos estratigráficos e ambientais. *Petrobrás, Ciência Técnica Petróleo*, Seção Exploração de Petróleo nº 10, Rio de Janeiro, 59 pp.
- REYNOLDS, D.L. - 1929 - Some new occurrences of authigenic potash feldspar. *Geol. Mag.*, t. 66, 390-399
- RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. - 1976 - Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. XXIX Congr. Bras. Geol., V. 2:351-379, Ouro Preto (MG)
- SÁ, J.H.S.; LEMOS, R.L.; KOTSCHUBEY, B.; VILLAS, R.N.N.; SUCASAS JR., P.; BARRIGA, V.; COSTA, M.L.; COIMBRA, A.M. - 1979 - Projeto Araguaína. Convênio DNPM/UFPa
- SÁ, J.H.S.; BEMERGUY, R.L.; TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHUBEY, B.; SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B.; GAMA JR., T.; MAIA, F.L.; COIMBRA, A.M. - 1980 - Projeto Carolina. Convênio DNPM/UFPa
- SAHU, B.K. - 1964 - Depositional mechanism from size analysis of clastic sediments. *Journ. of Sed. Petrol.*, 34:73-83
- SCHIDLOWSKI, M.; EICHMANN, R. & JUNGE, C.E. - 1975 - Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Research*, 2(2):1-69
- SCHÖLL, W.U. - 1976 - Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. XXIX Congr. Bras. de Geol. V. 2:207-232, Ouro Preto, MG
- SHEPARD, F.P. - 1954 - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journ. of Sed. Petrol.*, 24(3):151-158
- SILVA FILHO, B.C. - 1980 - Elementos traços nos carvões e rochas sedimentares associadas na Bacia de Morungava-RS: Comportamento geoquímico e utilização para caracterização paleoambiental. *Acta Geol. Leopoldensia, Est. Tecnol.* nº 12, V. IV:45-94

- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. & FÚLFARO, V.J. - 1974 - Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. XXVIII Congr. Bras. de Geol., Aracaju (SE), Vol. 4, pp. 61-85
- SOKAL, R.R. & SNEATH, P.H.A. - 1963 - Principles of numerical taxonomy. W.H. Freeman and Co.
- SOUZA LEAL, A. de - 1971 - Inventário hidrogeológico do nordeste. Folha nº 19, Aracaju, Série Hidrogeológica nº 33, SUDENE, Dep. Rec. Nat., Div. Hidrogeológica, 242 pp., Recife, PE
- SOUZA SANTOS, P. - 1975 - Tecnologia de argilas. Ed. E. Blücher - Ed. USP, 2 Vol., São Paulo, 485 pp.
- SPIEGEL, M.R. - 1972 - Estatística. Traduzido por Pedro Cosentino do original "Schaum's Outline of Theory and Problems of Statistics". Coleção Schãum, 580 pp.
- STURGES, H.A. - 1926 - The choice of a class interval. Journ. Am. Stat. Ass. 21:65-66
- SUGUIO, K. - 1973a - Introdução à Sedimentologia. Ed. E. Blücher Ltda e Ed. USP, 317 pp.
- SUGUIO, K. - 1973b - Formação Bauru - Calcários e sedimentos detríticos associados. Tese de Livre Docência apresentada ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Inst. de Geoc. da USP. 2 Vol. (inédita)
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. - 1978 - Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru (Cretáceo Superior) da Bacia do Paraná. XXX Congr. Bras. Geol. V. 3:1170-1182, Recife, PE
- SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H. & MATSUI, E. - 1980 - Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). XXXI Congr. Bras. de Geol., V. 1:607-617, Camboriú, SC
- SUGUIO, K.; BERENHOLC, M. & SALATI, E. - 1975 - Composição química e isotópica dos calcários e ambientes de sedimentação da Formação Bauru. Bol. IGUSP, Vol. 6, pp. 55-75
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M. & GUARDADO, L.R. - 1974a - Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná. Bol. IGUSP, Vol. 4 pp. 85-116, São Paulo
- SUGUIO, K.; SALATI, E. & BARCELOS, J.H. - 1974 - Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. Rev. Bras. Geoc. 4:142-166

- SWAN, D.; CLAQUE, J.J. & LUTERNANER, J.L. - 1978 - Grain size statistics I: Evaluation of the Folk and Ward graphic measures. Journ.Sed.Petrol., V.48(3):863-878
- TEODOROVICH, G.I. - 1961 - Authigenic minerals in sedimentary rocks. Translation from the Russian. New York, Consultants Bureau, 120 pp.
- TESTER, L.C. & ATWATER, G.I. - 1934 - The occurrence of authigenic feldspar in sediments. Journ.Sed.Petrol., t.4, pp.23-31
- TORQUATO, J.R. & FRISCHKORN, H. - 1982 - Sobre o mecanismo da variação da composição isotópica do oxigênio e do carbono através dos tempos geológicos. XXXII Congr.Bras.Geol., V.2:729 - 737, Salvador (BA)
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. - 1961 - Distribution of the elements in some major units of the Earth's Aust. Bull. Geol. Soc.Amer.72:175-192
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. - 1948 - Note on the occurrence of authigenic feldspars on non-metamorphic sediments. Am.J.Sci., t.246, pp.569-572
- VETTORI, L. - 1969 - Métodos de análises de solo. Ministério da Agricultura, Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo. Bol. Técn. nº7, Rio de Janeiro
- WALKER, R.G. - 1979 - Facies models 7 - Shallow marine sands. In: WALKER, R.G. (ed). Facies models. Geoscience: 75-89. Canadá, Reprint.Ser.1, 3rd printing, 1980
- WEAVER, C.E. & POLLARD, L.D. - 1973 - The chemistry of clay minerals. Developments in Sedimentology 15 Elsevier, 213 pp.
- WEBER, J.N.; WILLIAMS, E.G. & KEITH, M.L. - 1964 - Paleoenvironmental significance of carbon isotopic composition of siderite nodules in some shales of pennsylvanian age. Journ.Sed. Petrol.34(4):814-818
- WENTWORTH, C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30:377-392
- WOLF, K.H.; CHILINGAR, G.V. & BEALES, F.W. - 1967 - Elemental composition a sedimentary carbonates. In: Carbonates Rocks (Physical and Chemical Aspects); Editors: G.V.Chilingar e outros, Elsevier Publ.Co.; Developments in Sedimentology 9B, Netherlands

YAMAMOTO, J.K.; GOULART, E.P. & HASUI, Y. - 1980 - Análise estatística dos dados químicos do complexo alcalino de Anitápolis - SC. XXXI Congr. Bras. Geol., V.2, pp.1272-1280, Camboriú, SC

YAMAMOTO, J.K.; SUGUIO, K. & COIMBRA, A.M. - 1977 - Caracterização sedimentológica do perfil geológico entre Rifaina e Franca. Atas do I Simp. de Geol. Reg. Soc. Bras. Geol. Núcleo de São Paulo, São Paulo, pp.282-302