

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO - PERMIANO
BACIA DO MARANHÃO

Tese Apresentada por

LUÍS ERCILIO DO CARMO FARIA JUNIOR

como requisito parcial à obtenção do grau em

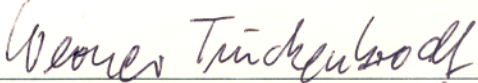
MESTRE EM CIÊNCIAS

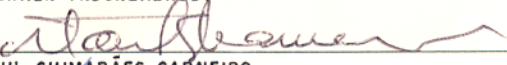
Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 17.10.79


WERNER TRUCKENBRODT (ORIENTADOR)


RAUL GUIMARÃES CARNEIRO


VICENTE J. FULFARO

Comitê de Tese

" À Graça e à Bárbara,
duas Razões para a
realização deste trabalho "

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Werner Truckenbrodt, Prof. Visitante do Departamento de Geologia e do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, orientador e incentivador da Tese, o agradecimento especial do autor pelos ensinamentos e críticas recebidas durante as incontáveis discussões em todas as etapas deste trabalho.

A Universidade Federal do Pará, em especial aos membros do Departamento de Geologia e do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, pela oportunidade de realizar o Mestrado em Geologia.

O autor sente-se também muito grato à Divisão Regional de Exploração da Região Norte DIREX-RENOR da Petrobrás S/A, em particular ao Dr. Ruy Bahia, pelo apoio básico e fundamental no conhecimento bibliográfico sobre a Bacia do Maranhão.

Agradece ainda aos estudantes Jorge Enrique Calderon, pela ajuda no Laboratório, Nilson Pinto Teixeira e Fernando Lemos, ajudantes no Campo. Do mesmo modo aos senhores Roberto Correa, Jair Paiva e Pedro Paulo Cristo, responsáveis pelas viaturas da Universidade Federal do Pará em diferentes campanhas no Campo e ao senhor Flávio Mota, pela arte gráfica deste trabalho.

Aos funcionários do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, especialmente aqueles que trabalham no Laboratório de Sedimentologia, pela atenção dedicada aos trabalhos realizados.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pela realização das microfotografias.

Finalmente, o autor gostaria de expressar sua gratidão ao Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro dado ao Projeto Parnaíba-Balsas do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, que possibilitou a realização deste trabalho.

ABSTRACT

The Pedra de Fogo Formation of the Early-Middle-Permian in the Maranhão Basin is characterized by a cyclic sedimentation with fine sandstone intercalated with siltstones, shales and carbonatic banks which have abundant silex beds and concretions. On surface this unit is divided into three members named Basal, Silex, Middle and Upper, Trisidela. Silicified oölites, pellets, coquinas with fish remains, stromatolitic beds and wood remains are found in the Pedra de Fogo Formation sediments.

The lithologies indicate a shallow, restricted, marine environment with two transgressions phases separated by a regression phase. The lateral facies changes reflect the sedimentary dynamism and suggest that the marine environment progressed from a transitional, deltaic to shallow neritic one.

The main source areas of the clastic sediments and some of the silica are located in the northeastern to the southern parts of the Basin and derived from the Borborema and São Francisco Provinces rocks. The Tocantins and Tapajós Provinces to the west and southeast have supplied material also.

The climate during the Pedra de Fogo sedimentation has varied from moderate to arid as a consequence of the northward South American continent slow migration.

The Maranhão had tectonic stability during the Permian. The marine incursions took place from west, through the Amazonas Basin. Based on the cyclothems thickness, it seems that the Pedra de Fogo sedimentation occurred from the water level oscillations in the Basin, which had also motivated the transgressions and regressions phases and whose origin should be related to the climatic changes during the Permian time.

RESUMO

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.

A elaboração detalhada de 20 perfis estratigráficos, na escala 1:20, durante os trabalhos de campo, juntamente com as análises granulométricas dos arenitos, petrografia de carbonatos, minerais pesados e arenitos, determinação do teor carbonático e a análise difratométrica da fração argila dos carbonatos, siltitos e folhelhos permitem adicionar à Formação Pedra de Fogo novos dados obtidos.

Em superfície divide-se esta Unidade em três partes: Membro Sílex Basal, Médio e Superior, Trisidela. Na sequência inferior intercalam-se siltitos e bancos carbonáticos contendo concreções silicosas. Na parte média, inferior, encontram-se pacotes de arenitos seguidos até o topo por ciclotemas de siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos com pequenas concreções silicosas. A sequência superior inicia-se com intercalações laminares de folhelhos e níveis descontínuos de sílex, contendo brechas intraformacionais, que passam para novos ciclotemas constituídos de arenitos finos e/ou siltitos, folhelhos e bancos dolomíticos contendo concreções silicosas. Ocorrem ainda, especialmente nas sequências inferior e superior da Formação Pedra de Fogo, níveis silicificados de oólitos, pellets, coquinas com restos de peixes e algas estromatolíticas. As madeiras silicificadas encontram-se nos sedimentos do topo da Formação Pedra de Fogo bem como da base da unidade superior, Formação Motuca.

A mineralogia da Formação Pedra de Fogo reflete sua variabilidade litológica. Os minerais argilosos mais frequentes são esmectitas e ilitas e, subordinadamente, os interestratificados ilita-montmorilonita e clorita-montmorilonita. A caulinita é também frequente mas, encontra-se como produto de alteração, recente a subrecente, das rochas intemperizadas. Em escala reduzida ocorre a clorita. O quartzo e os feldspatos são essencialmente de origem clástica e ocorrem sob a forma de grãos subarredondados a arredondados. Nos arenitos, o quartzo é encontrado como grãos monocristalinos mas, também, aparecem aqueles policristalinos. Os feldspatos são potássicos e os plagioclásios sódicos (oligoclásio). As micas são raras mas, a muscovita é abundante em alguns arenitos da sequência supe-

rrior na região oeste da Bacia. Calcedônia, quartzino e massas microcristalinas de sílica são produtos diagenéticos das rochas silicificadas. Os minerais pesados por ordem de abundância são: granada, turmalina, 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 sempre presentes zircão, turmalina e rutilo. Dolomita e calcita são os carbonatos encontrados, além é claro das rochas carbonáticas, nos arenitos, siltitos e folhelhos. A dolomita é mais abundante e constitui mais de 90% do carbonato total. Ocorre como cristais romboédricos e subeudrais de dimensões variando entre 40 e 80 μ . A calcita é mais comum como cimento nos arenitos. A substituição de dolomita por calcita, no cimento de alguns arenitos, sugere processo de dedolomitização ligado com o intemperismo.

Os fragmentos de rochas mais comuns são as "placas" de sílex que compoem as brechas intraformacionais. Microscopicamente identificam-se grãos líticos de chert, quartzo policristalino, argila, folhelhos e/ou siltitos.

Os arenitos Pedra de Fogo são normalmente finos a muito finos, pobremente selecionados, com assimetria positiva a muito positiva devido a abundância das frações finas e com curtose muito leptocúrtica. A composição dos arenitos inclui os tipos mineralógicos e grãos líticos anteriormente descritos. Além destes, é válido ressaltar a presença de glauconita nos arenitos verdes. Classificam-se os arenitos Pedra de Fogo em Subarcósios, Sublitoarenitos e Arenitos Líticos (Chert Arenitos) de acordo com as relações quantitativas entre quartzo, feldspatos e grãos líticos. A aplicação do método estatístico de SAHU (1964) indica que estes arenitos depositaram-se num ambiente de média a baixa energia possivelmente de mar raso. Os tipos de contatos entre os grãos dos arenitos Pedra de Fogo demonstram que estes não foram submetidos a processos diagenéticos de profundidade.

As rochas carbonáticas ocorrem principalmente no Membro Sílex Basal e na sequência Superior, Trisidela. Constituem-se de extensas camadas que ajudam nas correlações de campo. Associadas à estas, são comuns camadas silicificadas de restos fósseis, pellets e algas estromatolíticas. As rochas carbonáticas Pedra de Fogo são compostas essencialmente de dolomita e, subordinadamente, de calcita. Os clásticos normalmente são: quartzo, feldspatos potássicos, chert e os argilominerais esmectitas e ilitas. Classificam-se em Dolomito arenoso, quando impuras, e Dolomito médio cristalino, aquelas com menos de 5% de clásticos.

A silicificação na Formação Pedra de Fogo está representada pela abundância das espécies e estruturas de sílica encontradas. Ocorrem desde concre-

ções e/ou nódulos milimétricos a centimétricos ("bolachas") até camadas inteiramente silicificadas (horizontes de pellets, etc...). Acredita-se que processos iniciais de silicificação sejam responsáveis pela formação das "placas" de sílex que constituem as brechas intraformacionais. As concreções e nódulos são típicos de processos diagenéticos de substituição dos carbonatos pela sílica. A origem das camadas inteiramente silicificadas estaria ligada aos processos intempéricos desenvolvidos nas áreas continentais. As áreas fornecedoras dos materiais terrígenos foram também a fonte de parte da sílica da Formação Pedra de Fogo, pois, sob condições alcalinas do clima árido, aumenta a solubilidade da sílica. Os processos tardios de silicificação estão representados pelos cristais anédricos desenvolvidos nos "poros", entre as pellets, do sílex oolítico. Esta silicificação tardia é possivelmente resultante das diferenças nas condições químicas uma vez que, conforme o que já foi citado anteriormente, faltam evidências de soterramento profundo nestes sedimentos.

A Formação Pedra de Fogo depositou-se num ambiente marinho, restrito, raso, tipo Epicontinental, no qual desenvolveram-se, durante a sedimentação desta Unidade, duas fases transgressivas intercaladas por uma regressão. Referidas fases estão representadas pelas sequências inferior e superior, transgressivas, e média, inferior, regressiva. As variações faciológicas laterais refletem a dinâmica sedimentar e permitem supor que o ambiente marinho tenha variado de transicional, deltáico, no leste e sul, a nerítico raso, no centro e oeste.

As principais áreas fornecedoras dos sedimentos clásticos e de parte da sílica, situaram-se de nordeste a sul da Bacia, e seriam constituídas de rochas das Províncias Borborema e São Francisco. Subordinadamente, áreas emersas no oeste e sudoeste, compostas de rochas das Províncias Tocantins e Tapajós, forneceram materiais para a bacia de deposição.

O clima durante a sedimentação Pedra de Fogo variou de temperado a semi-árido consequência da migração lenta do continente sulamericano na direção norte. A Bacia do Maranhão esteve parte do Permiano sujeita às condições semi-áridas a áridas de desertos em torno da latitude 30° S.

Durante este Período a Bacia do Maranhão permaneceu estável tectonicamente. A lenta subsidência desta bacia intracratônica prosseguiu sem influenciar fortemente a deposição Pedra de Fogo. As invasões marinhas desenvolveram-se a partir do oeste, através da Bacia do Amazonas, a qual ligava-se à Bacia do Maranhão através do eixo Marajó de direção sudeste. Assim, com base ainda nas espessuras dos ciclotemas, supõe-se que a sedimentação cíclica da Formação Pedra de Fogo tenha-se desenvolvido a partir de oscilações do nível das águas na Bacia, responsá-

veis também pelas fases transgressivas e regressivas, e cujas origens estariam li
gadas às variações climáticas desenvolvidas durante o Permiano.

SUMÁRIO

<u>AGRADECIMENTOS</u>	pág. i
-----------------------------	--------

<u>ABSTRACT</u>	ii
-----------------------	----

<u>RESUMO</u>	iii
---------------------	-----

PARTE A. GEOLOGIA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

1 - <u>INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Objetivos	1
1.2 - Área Trabalhada	1
1.3 - Metodologia	2
2 - <u>LITOLOGIA E ESTRATIGRAFIA</u>	4
2.1 - Generalidades	4
2.2 - Trabalhos Anteriores	4
2.3 - Perfis Estratigráficos Elaborados	8
2.3.1 - Perfil Riacho Pedra de Fogo	9
2.3.2 - Perfil Riacho Salobre	11
2.3.3 - Perfil Trisidela de Balsas	13
2.3.4 - Perfil Chapada da Arara	14
2.3.5 - Perfil Bom Jesus	15
2.3.6 - Perfil Km 19 (Carolina-Balsas)	16
2.3.7 - Perfil Morro Pelado	17
3 - <u>DISCUSSÃO</u>	18

PARTE B. SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

1 - <u>MINERALOGIA</u>	22
1.1 - Minerais Argilosos	22
1.1.1 - Esmeclita (Montmorilonita)	22
1.1.2 - Ilita	23

1.1.3 - Interestratificado Ilita-Montmorilonita	pág.23
1.1.4 - Interestratificado Clorita-Montmorilonita (Corrensita)	23
1.1.5 - Caulinita	24
1.2 - Quartzo	25
1.3 - Feldspatos	25
1.4 - Micas	26
1.5 - Calcedônia	26
1.6 - Minerais Pesados	27
1.6.1 - Frequência e Características Individuais	27
1.6.2 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica	29
1.6.3 - Discussão	31
1.7 - Carbonatos	32
1.7.1 - Dolomita	32
1.7.2 - Calcita	32
1.7.3 - Carbonato Total	32
 2 - <u>FRAGMENTOS DE ROCHAS</u>	 33
 3 - <u>PETROGRAFIA DE ARENITOS</u>	 34
3.1 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica	34
3.2 - Granulometria	34
3.2.1 - Metodologia e Implicações	34
3.2.2 - Análise dos Resultados	35
3.3 - Composição e Classificação	36
3.4 - Discussão	37
 4 - <u>PETROGRAFIA DE CARBONATOS</u>	 38
4.1 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica	38
4.2 - Composição e Classificação	38
4.3 - Discussão	39
 5 - <u>SILICIFICAÇÃO</u>	 39
5.1 - Silicificação Diagenética Inicial	40
5.1.1 - Brechas Intraformacionais (Intraclásticos de Sílex)	40
5.1.2 - Nódulos e Concreções Silicosas (Bolachas)	41
5.1.3 - Silicificação de Algas, Fósseis, Oólitos e Pellets	42

5.2 - Silicificação Tardia pág.42

6 - CONCLUSÕES E INTERPRETAÇÕES 43

7 - BIBLIOGRAFIA 52

APÊNDICES

Apêndice 1 : Tabelas 1-4

Apêndice 2 : Estampas 1-11

ANEXO

Figuras : 5-12

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 01. Mapa de Localização dos Perfis e Área de Afloramento da Formação Pedra de Fogo

Figura 02. Coluna Geológica da Bacia do Maranhão

Figura 03. Seção Tipo da Formação Pedra de Fogo

Figura 04. Legenda dos Perfis Estratigráficos

Figura 05. Perfil Riacho Pedra de Fogo

Figura 06. Perfil Riacho Salobre

Figura 07. Perfil Trisidela de Balsas

Figura 08. Perfil Chapada da Arara

Figura 09. Perfil Bom Jesus

Figura 10. Perfil Km 19 - Carolina-Balsas

Figura 11. Perfil Morro Pelado

Figura 12. Correlação Entre Perfis Estratigráficos Elaborados

Figura 13. Curvas Difratométricas da Amostra PB/11/13, Perfil Km 19

Figura 14. Curvas Difratométricas da Amostra PB/11/01, Perfil Km 19

Figura 15. Curvas Difratométricas da Amostra PB/2/07, Perfil Riacho Salobre

Figura 16. Curvas Difratométricas da Amostra PB/2/11, Perfil Riacho Salobre

Figura 17. Curvas Difratométricas de Amostras dos Perfis Chapada da Arara e Bom' Jesus

Figura 18. Curvas Acumulativas da Distribuição Granulométrica dos Arenitos Pedra de Fogo (Amostra Total)

Figura 19. Curvas Acumulativas da Distribuição Granulométrica dos Arenitos Pedra de Fogo (Fração Areia)

Figura 20. Curvas Acumulativas da Distribuição Granulométrica dos Arenitos Piauí (Amostra Total)

Figura 21. Curvas Acumulativas da Distribuição Granulométrica dos Arenitos Piauí (Fração Areia)

Figura 22. Resultado da Aplicação do Método Estatístico Sahu

Figura 23. Mapa Paleogeográfico das Áreas Fornecedoras dos Materiais Depositados na Formação Pedra de Fogo

PARTE A. GEOLOGIA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Objetivos

A Formação Pedra de Fogo, do Permiano da Bacia do Maranhão, segundo AGUIAR (1971, p.116) "é caracterizada por uma sedimentação cíclica, reconhecida por Barbosa e Gomes (1957) na área do rio Tocantins. Cada ciclo é constituído, da base para o topo, por arenitos amarelados, siltitos, calcários oolíticos ou concrecionários e folhelhos esverdeados com restos vegetais e lentes de calcário".

A participação nos trabalhos de mapeamento realizados pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará, durante o ano de 1976, na região centro-sul do Maranhão (ABREU et al., 1977 - "PROJETO BALSAS"), incentivaram o autor a estudar detalhadamente as variações faciológicas da Formação Pedra de Fogo, identificar suas espécies minerais e determinar as propriedades texturais dos sedimentos que a constituem, com a finalidade de estabelecer as condições físicas e químicas de seu ambiente deposicional.

As informações colhidas durante os trabalhos de campo, juntamente com os resultados obtidos no laboratório, possibilitam a suposição das condições paleogeográficas e diagenéticas sob as quais formaram-se os sedimentos permianos daquela Unidade.

1.2 - Área Trabalhada

Considerou-se como área de trabalho, dentro dos objetivos, a área aflorante da Formação Pedra de Fogo na Bacia.

Esta sequência estratigráfica aflora principalmente na região central da Bacia do Maranhão numa extensa faixa de 600 km de direção leste-oeste, com largura média de 80 km. Nas proximidades das atuais bordas leste e oeste os afloramentos seguem preferencialmente a direção norte-sul.

Na fig.1 pode-se observar a área aflorante da Formação Pedra de Fo-

¹ - Denominada também como Bacia do Piauí-Maranhão, Bacia do Meio-Norte e Bacia do Parnaíba.

go, os locais onde realizaram-se os perfis estratigráficos e as rodovias percorridas durante os trabalhos de campo.

1.3 - Metodologia

Os resultados deste trabalho baseam-se no estudo de 20 perfis estratigráficos realizados durante os trabalhos de campo e selecionados, na maioria, a partir das pesquisas bibliográficas dos relatórios técnicos do arquivo da Divisão Regional de Exploração, Região Norte (DIREX-RENOR), da PETROBRÁS S/A.

As observações, diferenças e, especialmente, as coincidências entre os perfis e correlações constantes neste trabalho e os incluídos nas obras pesquisadas, são simplesmente resultado de observações pessoais e utilização dos termos descritivos, significando, portanto, que não são réplicas dos trabalhos anteriores.

A elaboração dos perfis no campo efetuou-se na escala 1:20 com o objetivo de observar detalhadamente a litologia e as estruturas sedimentares presentes.

Foram coletadas um total de 213 amostras, em média com 1 kg de peso, e algumas maiores para possibilitar o estudo das estruturas no laboratório. A distância vertical entre coletas vizinhas orientou-se principalmente pela parte homogênea e foi em média 2 m, com exceção nos arenitos espessos e pacotes uniformes que foram amostrados em intervalos maiores.

Os trabalhos no laboratório abrangeram análises granulométricas dos arenitos, microscopia de arenitos, carbonatos e minerais pesados, determinação do teor carbonático e análises por difratometria de Raios-X da fração argila dos arenitos, carbonatos, siltitos e folhelhos.

Foram confeccionadas lâminas delgadas para estudos petrográficos dos carbonatos e arenitos cimentados e compactados.

A determinação do teor carbonático realizou-se através da "bomba de MÜLLER" (MÜLLER and GASTNER, 1971), medindo-se a pressão de CO_2 que resultou da reação de 1 g de amostra, homogênea, pulverizada, com 10 ml de HCl diluído. O manômetro da "bomba" foi padronizado com 1 g de CaCO_3 p.a - 100% carbonato total. Além das rochas carbonáticas¹ este método foi aplicado para siltitos e folhelhos carbonáticos.

1 - Amostras dolomíticas produzem 8% mais CO_2 devido o menor peso atômico do magnésio.

A estimativa semi-quantitativa e a diferenciação entre dolomita e calcita foi feita microscopicamente através da coloração com alizarina-S da superfície das seções delgadas (MULLER, 1967). No caso dos sedimentos de granulometria fina através da difração de Raios-X, utilizando-se a razão das alturas dos picos de calcita (104) e dolomita (104).

Os arenitos menos compactos, frequentemente ferruginosos, foram desagregados mecanicamente com rolo de borracha e/ou gral e pistilo de porcelana, e depois, quando necessário, tratados com ditionito de sódio para eliminação dos óxidos de Fe (MEHRA e JACKSON, 1960). Teores carbonáticos presentes foram eliminados com ácido monocloroacético. Mediante a peneira 0,062 mm as frações silte e argila foram separadas a úmido da areia, posteriormente lavadas e secas em estufa a 50°C.

A fração areia foi peneirada a seco fornecendo frações de aproximadamente 1/2 ϕ de intervalo. Das frações 62 a 125 μ ("fina") e 125 a 250 μ ("grossa") foram separados os minerais pesados na maneira clássica utilizando-se bromoformio como líquido pesado.

A determinação das propriedades texturais, principalmente do quartzo, realizou-se na fração 125 a 250 μ em função da granulação normalmente fina dos arenitos.

A investigação dos argilominerais foi feita especialmente nos sedimentos carbonáticos, devido ao efeito conservador do carbonato para as argilas. O conteúdo carbonático foi retirado com ácido monocloroacético diluído, que pouco ataca os minerais argilosos.

A separação da fração argila realizou-se através de sedimentação em cilindros de Atterberg, utilizando-se pirofosfato de sódio (0,9 g/l) como meio antifloculante. Em casos necessários, especialmente para siltitos compactos, auxiliou-se na desagregação o tratamento com ultrasom e/ou água oxigenada.

Os argilominerais foram determinados através da difração de Raios-X, aplicando amostras feitas segundo a técnica "pipette-on-glass slide" (3,5 g/cm³) para melhorar as reflexões basais.

Na identificação dos minerais argilosos seguiu-se BROWN (1961), utilizando-se lâminas secas, normalmente sem controle de umidade, na faixa de 2° a 36° 2 θ , amostras glicoladas (48 h) e calcinadas (550°C/2 h) ambas na faixa de 2° a 14° 2 θ e, em casos específicos, de 2° a 30° θ .

Foi usado um goniômetro Phillips com radiação de Cu K α e filtro de Ni. As condições normais foram as seguintes: velocidade do goniômetro 1° 2 θ /min,

fendas $1^{\circ}/0,1 \text{ mm}/1^{\circ}$ e $35 \cdot \text{Kv}/35 \text{ mA}$. Em casos necessários a velocidade mais lenta do goniômetro serviu para melhorar a dissolução dos picos.

2 - LITOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

2.1 - Generalidades

A Formação Pedra de Fogo é constituída predominantemente de siltitos intercalados com bancos dolomíticos, arenitos finos carbonáticos e folhelhos, en contrando-se em toda a sequência nódulos e/ou concreções e camadas silicosas.

Em subsuperfície comumente ocorre gipso nas proximidades da base (KE GEL, 1953). A cor predominante é o cinza subordinadamente com tonalidades esverdeadas, arroxeadas e amarronzadas.

Na parte basal ocorrem associados aos carbonatos níveis silicificados com estruturas de algas (?) e nas proximidades do topo horizontes silicificados com restos fósseis (coquinas), estrutura de algas (?) e oolíticos e/ou peletoidais. Acima destes, nas partes mais superiores desta Formação e mesmo na base da unidade superior Formação Motuca, restos de madeira silicificada, incluindo os Psaronius, ocorrem em siltitos avermelhados e arenitos finos vermelhos.

A Coluna Geológica da Bacia do Maranhão (fig.2), composta a partir de AGUIAR e NAHASS (1969) e CAROZZI et al (1975), apresenta a Formação Pedra de Fogo no Eo-Meso-Permiano, entre as Formações Piauí, Neo-Carbonífero, e Motuca, Neo-Permiano.

2.2 - Trabalhos Anteriores

PLUMMER (1946) denomina de Formação Pedra de Fogo as camadas constituídas na maior parte de "flint" (sílex ou chert), aflorantes no Riacho Pedra de Fogo entre Pastos Bons e Nova York no Maranhão (fig.3).

Inclui nesta unidade outra seção, localizada na estrada São Domingos a Benedito Leite (MA), que contém chert intercalado com siltitos, folhelhos e camadas com fósseis (ostracóides). Inclui ainda os Psaronius que encontra na região de Balsas e Riachão, distante 140 km oeste da localidade tipo do Riacho Pedra de Fogo (fig.1).

Segundo PLUMMER (1946, p.41) a Formação Pedra de Fogo - "em muitos aspectos é uma das mais notáveis séries de camadas de chert concrecionário, piso

Fig. 3

REDUÇÃO
DO

ORIGINAL

AO

TAMANHO

" CARTA "

lítico e oolítico contendo conglomerados intraformacionais e grandes troncos de madeira petrificada. No conjunto é uma das mais interessante e difícil de interpretar dentre as Formações do Norte do Brasil". Suas dúvidas sobre a origem da Formação Pedra de Fogo refletem-se quando propõe 4 ciclos de sedimentação para a Bacia (PLUMMER, 1946, p.72), referindo-se aos ambientes deposicionais das outras unidades não comentando o aspecto genético no último ciclo caracterizado pela de posição carbonática Pedra de Fogo.

BARBOSA e GOMES (1957, p.22) com base nos afloramentos descritos pro poem: "o exame da sucessão de camadas aqui apresentada mostra logo, especialmente pela repetição periódica de níveis de calcário com chert, que estamos em presença de um megaciclotema, segundo MOORE (1950). Trata-se realmente de um empilhamento cíclico, repetindo-se as mesmas condições de deposição de tempos em tempos. Cada um desses ciclos é representado por um ciclotema, que, no caso presente, se inicia com um depósito arenoso com ou sem pedregulhos, seguido de sedimentos finos (siltitos, folhelhos, arenitos finos) e terminado por calcário com chert".

BARBOSA e GOMES (1957, p.25) sugerem um ambiente único, deltáico para a Formação Pedra de Fogo em virtude de que a presença de "Naiadites" Prionosuchus, Ctenachantus, paleoniscídeos, Psaronius e coníferas levaram PLUMMER, PRICE e KEGEL a propor ambiente de água doce ou salobre enquanto que CAMPBELL (1949) ' sem considerar os biotas acima propõe ambiente marinho.

OLIVEIRA (1961) apresenta fatos e idéias muito importantes sobre a Formação Pedra de Fogo. "A madeira fóssil Psaronius sòmente foi encontrada nas vizinhanças do topo da Formação Pedra de Fogo" (OLIVEIRA, 1961, p.44). "A parte inferior da formação é marinha como atestam a litologia e a fauna encontrada. As sucessões de arenitos, folhelhos e calcários, por serem relativamente puros, refletem mais um caráter oscilante do nível do mar do que variações de intensidade e conteúdo dos agentes transportadores" (OLIVEIRA, 1961, p.48).

OLIVEIRA (1961) registra também a existência de conglomerados e brechas intraformacionais na parte superior da formação e supõe que - "os frequen - tes conglomerados e brechas intraformacionais atestam elevações e exposições ao ar em ambiente melhor definido como de transição, com flora de Psaronius, e outras madeiras se desenvolvendo localmente com exuberância" (OLIVEIRA, 1961,p.48). Considera a origem do sílex (chert) como epigenética e reconhece a dificuldade ' de explicar o alto teor e a facilidade de precipitação da sílica contida nas águas depositantes da Formação Pedra de Fogo. Supõe a deposição dos evaporitos ,

em sub-bacias interiores, a partir da restrição do mar no início do Permiano, e justifica a sedimentação das seqüências superiores em ambiente de transição e lagunar com a flora de *Psaronius* e outras madeiras.

MESNER e WOOLDRIDGE (1962) propoem para a seqüência estratigráfica da Bacia do Maranhão 3 Ciclos Sedimentares diferenciados segundo condições climáticas e caracteres estruturais e tectônicos. A Formação Pedra de Fogo fica então situada no Ciclo Médio e é caracterizada pelas camadas e nódulos de chert, alguns dos quais pisolíticos, pela abundância de madeira silicificada *Psaronius*, anidritas e pela coloração predominante cinza esverdeado dos sedimentos. Ainda segundo MESNER e WOOLDRIDGE (1962), esta Formação contém algumas camadas que podem ser marinhas, mas consideram a maior parte da Unidade depositada em mar interior remanescente, com frequentes ciclos evaporíticos e deposição continental eólica e fluvial. Sugerem também que as condições climáticas devem ter variado de úmidas (folhelhos escuros e troncos de árvores) até áridas (espessas anidritas).

MOORE (1964) faz um reconhecimento da margem sudeste da Bacia e destaca na litologia da Pedra de Fogo intercalações de siltitos, argilitos, arenitos finos com chert e bancos calcários e dolomíticos. Atribui origem marinha de águas claras e rasas aos calcários e siltitos carbonáticos que contém restos de peixes. Aos folhelhos e siltitos vermelhos do topo (incluídos atualmente na Formação Motuca) propõe o ambiente continental com base nos restos de plantas e madeira silicificada. Reconhece uma origem secundária para o chert da Formação.

FARIA (1964) trabalha no leste, e define como Formação Pedra de Fogo, a espessa unidade de siltitos e folhelhos que contém sílex oolítico e pisolítico (bolachas) na base, situada acima do arenito "Saraiva" (Formação Piauí) e abaixo dos siltitos e folhelhos do Membro Motuca da Formação Pastos Bons. Ressalta o contato inferior da Formação representado pela zona de "bolachas".

AGUIAR (1964), seguindo BARBOSA e GOMES (1957), reconhece uma sucção cíclica na área de Balsas, centro da Bacia, com 4 ciclos principais, cada ciclo iniciado por um arenito que passa para silito, calcário ou chert, seguido de folhelhos intercalados com chert e alguns leitos de calcário. Diferencia as concreções silicosas de cada ciclo pelas formas. Propõe a deposição em ambiente não marinho, de água salobra, com possíveis invasões marinhas, e supõe condições evaporíticas com deposição de camadas de anidritas. Procura também explicar a deposição cíclica através de tectonismo oscilatório na Bacia.

CUNHA (1964) defende a deposição cíclica de AGUIAR (1964) e considera toda a seção Pedra de Fogo como um megaciclotema seguindo BARBOSA e GOMES (1957). Atribui origem singenética para as concreções silicosas (bolachas), des-

crevendo variações nas formas, é epigenéticas para as camadas de coquinas, oólitos e madeiras silicificadas. Destaca a ocorrência das brechas intraformacionais no terço médio na região sudeste de Balsas.

Segundo CUNHA (1964, p.25) "na seção Pedra de Fogo estão expostas camadas de fácies marinho de água rasa e subordinadamente camadas de fácies continental, provavelmente fluvial e lacustre. De fácies marinho são as camadas de calcário, oólitos, as coquinas e evaporitos dos poços. Os folhelhos poderão pertencer ao ambiente marinho dada a extensão e uniformidade de espessamento dos mesmos. De fácies continental são os arenitos com restos de plantas, com zonas de saibro e as camadas silicificadas, contendo troncos de madeira. Do exposto, concluímos que os sedimentos foram depositados em ambiente parálico, em plataforma pouco estável que resultou na deposição cíclica e nas estruturas de escorregamentos".

Percebe-se nos trabalhos seguintes que a abundância do sílex, a sucessão cíclica e a variabilidade litológica da Formação Pedra de Fogo, influenciam diretamente nas explicações sobre a origem e o ambiente deposicional.

"Oscilações periódicas da plataforma de deposição ocasionaram restrições (evaporitos) e breves invasões marinhas, originando sedimentação cíclica. A amplitude das oscilações foi sempre muito pequena, pois as camadas são sempre bastante homogêneas, de pequena espessura e grande distribuição horizontal" (NORTHFLEET, 1965, p.31).

NORTHFLEET (1965) atribui ao sílex origem secundária, baseado na equivalência das camadas carbonáticas aos níveis de sílex da base da Formação, e supõe ainda que as formas das concreções dependem da pureza do calcário original (SUJKOWSKI, 1958 em NORTHFLEET, 1965).

"Os sedimentos da Formação Pedra de Fogo foram depositados em ambiente costeiro (lacustrino-lagunar). A deposição operou-se ora em águas rasas e movimentadas (oólitos e concreções), ora em águas paradas e mais profundas (marcas de vermes). A salinidade das águas foi variada, passando de forte (evaporitos) a fraca (salobra) e muito fraca (água doce), testemunhada pela presença de moluscos de estherias muito bem preservadas" (OJEDA e BEMBOM, 1966, p.35).

"O ambiente de deposição foi mais provavelmente misto (marinho e continental). O ambiente marinho (estuários), estaria testemunhado pela ocorrência de evaporitos descritos em subsuperfície e possivelmente pelos calcários (às vezes coquinóides). Em ambiente continental (lagunar), teriam sido depositados os siltitos e folhelhos, esverdeados e pretos" (OJEDA e PERILLO, 1967, p.36).

MELO e PRADE (1968) trabalham na região de Boa Esperança, limite entre o Maranhão e Piauí, rio Parnaíba (fig.1), e estabelecem uma nova seção tipo no mesmo local de PLUMMER (1946) (fig.3). As principais modificações são: a inclusão do pacote de sílex basal e, acima deste, cerca de 40 m de arenitos denominados de "arenito Custódio". O contato superior, discordante, com a Formação Pastos Bons, também situa-se 10 m acima do contato anterior proposto por PLUMMER (1946).

AGUIAR e NAHASS (1969, p.1): "Evitamos as discussões em torno de ambiente de sedimentação, denominação e idade das formações". Na análise estrutural AGUIAR e NAHASS (1969) admitem que a Bacia do Maranhão provavelmente ligava-se à Bacia do Amazonas, através do eixo Marajó de direção sudeste, e à Bacia do Paraná, pelo eixo Ipu-Santa Filomena de direção sudeste.

MABESSONE (1977), seguindo ALMEIDA (1969), divide a sedimentação da Bacia do Maranhão em duas fases: Talassocrática, do Siluriano Superior ao Carbonífero Inferior, e Geocrática, do Carbonífero Superior ao Triássico Médio. Inclui a Formação Pedra de Fogo na segunda fase e divide-a em dois litossomas: um inferior composto de chert pisolítico e um superior constituído de siltitos cinza com concreções de sílex. Admite que este último, devido a origem, não ocorre continuamente em toda a Bacia. Propõe para a deposição Pedra de Fogo, por comparação com ambiente recente e com base em fósseis, um ambiente lacustrino com clima variando de semi-árido a árido, e supõe que o chert da base foi formado a partir da silicificação de calcários originados de algas de ambiente lacustrino.

2.3 - Perfis Estratigráficos Elaborados

Encontram-se descritos a seguir os perfis elaborados, mais representativos da Formação Pedra de Fogo, nas atuais bordas e centro da Bacia, assim como as variações da sequência estratigráfica desta Unidade. Os demais perfis elaborados (fig.1) e utilizados nas interpretações, cujas amostras também foram analisadas, não estão incluídos no texto por constituírem-se de partes daqueles aqui apresentados.

Procurou-se situar sempre com precisão os perfis realizados na sequência de superfície da Formação Pedra de Fogo, tendo sido abandonados aqueles cuja localização estratigráfica careceu de exatidão.

Adotou-se também como critério, a fim de observar as variações faciológicas, a realização, inicialmente, de perfis na região central da Bacia e, posteriormente, nas proximidades das bordas leste e oeste.

As descrições detalhadas dos perfis e os resultados das análises efetuadas encontram-se condensados nas figuras 5 a 11.(ANEXO).

Nos quadros que constituem referidas figuras, pode-se encontrar as idades, denominações e espessuras das sequências aflorantes, assim como as ilustrações e descrições das litologias. Representa-se além disso: o conteúdo de areia nos sedimentos, as cores predominantes das sequências, seus teores carbonáticos, sua mineralogia principal determinada a partir de interpretação semi-quantitativa difratométrica, conteúdo de minerais pesados presentes nos arenitos e as estruturas sedimentares reconhecidas nos afloramentos e nas amostras de mão.

A coluna "Unidade", encontrada nos citados quadros, tem por finalidade de separar intervalos ou pacotes rochosos uniformes e/ou intimamente relacionados e, também, a alternância complexa de pacotes de rochas que não puderam ser individualizadas devido a escala usada na apresentação do perfil.

A legenda que acompanha as ilustrações dos perfis (fig.4) foi adaptada para este trabalho a partir daquela padrão da Shell Oil Company.

2.3.1 - Perfil Riacho Pedra de Fogo

O Riacho Pedra de Fogo está localizado a 7,5 km sul da cidade de Pastos Bons, cortando a estrada de terra que a liga com Nova York, no SE do Maranhão (fig.1).

Este perfil estratigráfico foi o primeiro a ser realizado, pois encontra-se naquele local a seção tipo da Formação Pedra de Fogo (fig.3) originalmente proposta por PLUMMER (1946) e modificada por MELO e PRADE (1968).

Situado distante 350 km Oeste da borda leste da Bacia, o perfil Pedra de Fogo (fig.5) apresenta, nesta região central, uma fácies com predominância de pacotes de arenitos na parte inferior, seguidos de alternâncias cíclicas de arenitos finos, siltitos e/ou folhelhos, margas e carbonatos normalmente impuros, destacando-se como camada guia local, o banco dolomítico com intraclásticos de sílex que ocorre próximo ao topo desta sequência.

Devido ao nível das águas, na época, o perfil inicia-se na confluência dos riachos Pontão e Pedra de Fogo, onde aflora um arenito vermelho, denominado "Custódio Médio" (MELO e PRADE, 1968), cerca de 33 m acima do contato inferior, concordante, da Formação Pedra de Fogo com a subjacente Piauí, Carbonífero Superior, e estende-se até o contato superior, discordante, com os arenitos da Formação Pastos Bons, Triássico Superior, numa espessura total aflorante de 47 m.

A sequência sedimentar cíclica do riacho Pedra de Fogo tem na base a

FIG. 4

REDUÇÃO
DO

ORIGINAL

AO

TAMANHO

" CARTA "

renitos finos a médios, o mais inferior, "Custódio Médio", de coloração avermelhada, tem acima tonalidades mais claras e, em alguns bancos, apresenta-se pouco carbonático, ocorrendo próximo do topo uma intercalação de 10 cm de folhelhos.

Separando este primeiro pacote de arenitos de 10 m de espessura da unidade arenosa seguinte, ocorre um horizonte de 80 cm de folhelhos intercalados com sílex e siltitos com restos de plantas e moldes de cristais (?) com pequenas lentes de arenitos finos.

O arenito que vem a seguir com 5 m de espessura, denominado "Custódio Superior" (MELO e PRADE, 1968), tem tonalidades claras e forma bancos com estratificação cruzada de pequena escala. Torna-se mais fino até siltico e carbonático para o topo e apresenta marcas onduladas e gretas de contração nos planos de estratificação observados no leito do riacho.

Acima dos arenitos encontra-se uma sequência de 7 m de espessura, que se inicia com intercalações de siltitos e folhelhos, pouco carbonáticos, com esparsas concreções silicosas, passando para margas até calcários impuros, com abundantes concreções silicosas ovóides e discóides, cujos diâmetros variam de 0,5 até 15 cm com espessuras de até 2 cm. Nos planos formados pelo leito do riacho, observam-se gretas de contração e marcas onduladas, sendo que para o topo diminuem as concreções e o calcário torna-se impuro.

Sobre esta sequência, com um pequeno diastema e iniciando o segundo ciclo, encontra-se 1 m de arenito, fino a médio, conglomerático na base, com abundante estratificação cruzada de pequena escala, seguido por 4 m de siltitos intercalados com folhelhos carbonáticos, com diminutas concreções silicosas e finas camadas de margas com sílex para o topo.

No ciclo seguinte, após nítido diastema, repetem-se arenitos, na base conglomeráticos, carbonáticos, com estratificação cruzada, seguidos de siltitos que passam para margas com níveis e concreções silicosas brancas, até um banco carbonático dolomítico, muito compacto, oolítico, com intraclastos de sílex branco, que constitui-se numa excelente camada guia local. Completando este pacote, ocorre um calcário muito impuro, arenoso, com estratificação cruzada e forte bioturbação, ocorrendo neste, esparsamente, corpos lenticulares (cm) de sílex branco. Para o topo torna-se menos impuro e encontram-se cristais (cm) de calcita e concreções silicosas brancas.

Sobre o calcário, em novo diastema e iniciando o quarto ciclo, arenito conglomerático, seguido de intercalações de siltitos a arenitos silticos com folhelhos carbonáticos passando para margas até calcário com nódulos e concreções silicosas.

A última sequência, como as demais, inicia-se com um arenito médio a conglomerático, carbonático, de 50 cm de espessura, que grada para intercalações de siltitos, sendo aí provavelmente interrompida, pois passam a ocorrer, discordantemente, os arenitos finos a médios, laminados, da Formação Pastos Bons.

MELO e PRADE (1968) fazem referência a ocorrência de um nível de "sílex pseudo-oolítico", 2 m abaixo do contato discordante, e a um conglomerado basal da Formação Pastos Bons, os quais não foram observados no local de realização deste perfil.

2.3.2 - Perfil Riacho Salobre

O Riacho Salobre localiza-se a 12,5 km sudeste do povoado de São Felix do Balsas, cortando a estrada carroçável que liga esta localidade a Benedito Leite, no SE do Maranhão. Referida estrada tem melhor acesso pela BR-230 (Transamazônica), a partir de 15 km a oeste de São Domingos do Azeitão (fig.1).

Este perfil foi selecionado a partir de MELO e PRADE (1968), que apresentaram uma composição completa da base ao topo da Formação Pedra de Fogo.

O perfil Riacho Salobre (fig.6) localiza-se aproximadamente a 100 km oeste do Riacho Pedra de Fogo, na região mais central da Bacia. Predominam nas sequências inferior e superior, alternâncias de clásticos finos e carbonatos com concreções silicosas de formas e tamanhos variados, ocorrendo na parte média um pacote arenoso. Destacam-se como "guias" locais, o sílex escuro com estrutura interna estromatolítica da sequência média e, pouco acima, os folhelhos carbonáticos intercalados com sílex que contém lentes intraformacionais de sílex.

O perfil tem uma espessura de 90 m, e inicia-se no contato basal da Formação Pedra de Fogo com a Formação Piauí, onde a linha telegráfica corta o riacho Salobre e no seu leito aflora um arenito carbonático, fino, vermelho, com diminutas druzas de calcita, incluído por MELO e PRADE (1968) na unidade inferior acima citada.

A partir deste arenito segue-se uma sequência cíclica, de 20 m de espessura, composta de siltitos e bancos carbonáticos com concreções silicosas de cores escuras. Os siltitos são carbonáticos e, por vezes, passam para margas pelo aumento do teor carbonático. Os bancos carbonáticos são normalmente dolomíticos, de cor cinza, com algum teor de betume, pois nas fraturas recentes desprende odor característico betuminoso. As concreções silicosas tem cores que variam de caramelo a escuras, e encontram-se distribuídas esparsamente nos bancos carbonáticos.

Ocorrem ainda, intercalados nesta sequência, dois horizontes de sílex escuro, com estruturas internas de crescimento antigравitacional, semelhante a algas estromatolíticas.

Não pode-se precisar até onde prossegue a alternância de siltitos e bancos carbonáticos, devido a ausência de afloramentos correlacionáveis numa espessura de 18 m.

Acima desta lacuna no perfil, ocorrem 3 m de margas seguidas de dolomitas impuras, que apresentam nos planos de estratificação, gretas de contração, preenchidas por calcita e sílex.

A seguir, siltitos carbonáticos intercalados com um banco, em média de meio metro de espessura, de sílex castanho escuro, de topo muito irregular, com estruturas internas similares a estromatólitos, o qual constitui-se numa excelente camada guia local.

Sobre os siltitos, arenito fino a médio, carbonático, friável e aparentemente maciço com 6 m de espessura.

Acima do arenito voltam a alternar-se margas e siltitos carbonáticos, numa espessura de 5 m, tendo no topo abundantes concreções silicosas, discóides e centimétricas (bolachas).

Sobre a zona das bolachas, encontra-se um pacote constituído de intercalações de folhelhos carbonáticos e níveis milimétricos descontínuos de sílex branco a amarronzado, com abundantes lentes de intraclásticos de sílex e gretas de contração, nos planos de estratificação, preenchidas por sílex. Referido pacote constitui-se numa camada guia regional do centro da Bacia, pois pode ser encontrada nos outros perfis elaborados nesta região central.

Encerrando a sequência do Riacho Salobre, encontram-se mais 12 m de alternâncias de siltitos carbonáticos e/ou margas com bancos mais puros carbonáticos, estes últimos, com níveis de concreções silicosas escuras. Predominam nestes sedimentos tonalidades cinza esverdeadas a arroxeadas, tornando-se avermelhadas para o topo nas proximidades do contato com a Formação Motuca.

Embora não tenha sido possível incluir aqui uma composição com os sedimentos da Formação superior, não existem dúvidas de sua ocorrência nas partes mais elevadas dos morros na região das cabeceiras do riacho Salobre, pois após uma lacuna de cerca de 10 m encontram-se siltitos vermelhos típicos daquela Unidade.

2.3.3 - Perfil Trisidela de Balsas

A Trisidela de Balsas localiza-se na margem direita do rio Balsas, em frente a cidade do mesmo nome, no centro sul do estado do Maranhão (fig.1).

Este local foi selecionado a partir dos trabalhos de mapeamento desenvolvidos pelo autor juntamente com professores e estudantes do Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, em julho e outubro/1976 (PROJETO BALSAS, 1977), sendo que, antes, AGUIAR (1964) apresentara uma seção composta, a qual permitiu a localização estratigráfica da presente elaboração.

O perfil Trisidela (fig.7) localiza-se pouco a oeste do centro da Baía, distante 150 km sudoeste do riacho Salobre. A fácies predominante, até a metade do pacote, é carbonática, com alternâncias de margas e bancos dolomíticos, ocorrendo no topo, níveis de sílex oolítico, intercalados com arenitos verdes muito finos, que podem constituir-se em camadas chaves locais. Próximo da base deste perfil, ocorre o nível de folhelhos carbonáticos intercalados com lâminas de sílex que contém lentes de intraclásticos, considerado como "guia" regional da Formação Pedra de Fogo.

O perfil tem espessura de 40 m e inicia-se no nível do rio Balsas, em frente a cidade homônima, onde afloram siltitos carbonáticos, tabulares da Formação Pedra de Fogo, e estende-se até as partes mais elevadas dos morrotes próximos constituídos no topo, pelos sedimentos da Formação Motuca.

A sequência da Trisidela tem na sua parte inferior, um pacote de 3 m de intercalações de folhelhos cinza a esverdeados escuros, com leitões milimétricos de sílex branco, ocorrendo esparsamente lentes de intraclásticos de sílex. Estas intercalações são correlacionáveis com aquelas descritas anteriormente no perfil do riacho Salobre e, possivelmente, também, com os do riacho Pedra de Fogo. Os níveis de sílex são quase sempre descontínuos, observando-se nos planos de estratificação formados por estes, gretas de contração preenchidas pelo material clástico mais fino.

Sobre este pacote de folhelhos com sílex, e até a altura de 15 m, ocorrem alternâncias de siltitos carbonáticos ou margas cinza, laminados, e bancos carbonáticos impuros, compactos, maciços, com alguns moldes de cristais octaédricos. Encontram-se ainda intercalados nesta sequência, níveis contínuos e descontínuos, milimétricos a centimétricos, de sílex branco. Nos bancos carbonáticos ocorrem, com maior abundância, concreções silicosas ovóides, milimétricas a centimétricas.

A seguir desta sequência, afloram 6 m de arenitos finos a siltíticos,

esverdeados, intercalados com siltitos verdes, blocky, que tornam-se mal aflorantes para o topo.

Sobre estes, um horizonte, em média com 20 cm de espessura, de sílex escuro oolítico, intemperizado amarelado, que constitui-se num "guia" para a determinação do topo da Formação Pedra de Fogo na região central da Bacia (AGUIAR, 1964).

Após uma pequena lacuna de metro e meio, encontram-se mais dois níveis irregulares de 5 a 10 cm de sílex oolítico espaçados de um metro por siltitos.

Acima do último nível de sílex oolítico, segue-se uma sequência de 4 m, na qual voltam a alternar-se arenitos finos a silticos e folhelhos, cujas cores originais foram modificadas pelo intemperismo, mas que no entanto pode-se perceber a predominância de tons esverdeados.

Recobrando os arenitos silticos e abaixo dos folhelhos mais superiores da Formação Pedra de Fogo, encontra-se um horizonte de sílex escuro, com laminação convoluta ou, possivelmente, com estruturas de algas (?), com espessura variável, em média 10 cm, e com uma distribuição lateral muito irregular, mas que pode ser seguido no mesmo nível topográfico através de blocos residuais em quase todas as elevações da região do perfil Trisidela.

No topo da sequência ocorre um arenito fino, branco, com manchas escuras, incluído na base da Formação Motuca (AGUIAR, 1964).

2.3.4 - Perfil Chapada da Arara

A Chapada ou Serra da Arara, conhecida também como Serra de Amaran-te, está localizada no extremo centro-oeste do estado do Piauí, próximo da divisa com o Maranhão, na região da cidade de Amarante, Piauí. O perfil realizou-se a 20 km sul daquela cidade, na descida da Serra, cortada pela estrada que liga Terezina a Floriano, Piauí (fig.1).

Este local foi selecionado a partir do trabalho de PIAZZA, SANTOS e MAINGUÉ (1966), que apresentaram no perfil elaborado um espesso pacote de arenito incluído na parte basal da Formação Pedra de Fogo.

O perfil Chapada da Arara (fig.8) localiza-se distante 200 km da borda leste, na faixa mais oriental de afloramentos da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Maranhão. Destaca-se como camada guia desta sequência, o nível de sílex oolítico, situado a 30 m da base do perfil, que separa dois espessos pacotes de arenitos. PIAZZA et al (1966) incluem o arenito superior na Formação Pedra de Fo

go e o inferior na Formação Piauí. É válido ressaltar aqui que se discorda do posicionamento estratigráfico deste contato entre estas duas Unidades, pelas razões tratadas na discussão (vide pág.18 e 19).

O perfil realizado inicia-se no arenito síltico vermelho, com estratificação cruzada, que aflora no riacho Cascável a 140 m abaixo do topo da Serra. Todavia, em função dos objetivos deste trabalho, encontram-se aqui descritos somente os 90 m superiores, aflorantes, que abrangem as partes superiores e inferiores das Formações Piauí e Pedra de Fogo, respectivamente.

A sequência Chapada da Arara (fig.8) tem na parte inferior 30 m de sedimentos vermelhos, constituídos na base de folhelhos, que passam para arenitos finos a sílticos, com estratificação cruzada de pequenas dimensões, seguidos por um pacote de 16 m de arenito médio a grosseiro, com estratificação cruzada planar de dimensões métricas.

Acima deste arenito, ocorre uma camada de sílex oolítico, que segundo a idéia de PIAZZA et al (1966), caracteriza o contato basal da Formação Pedra de Fogo. Referido horizonte constitui-se numa excelente camada guia, que pode ser seguida em toda faixa de afloramentos da borda leste das Formações Piauí e Pedra de Fogo.

Diretamente sobre o sílex oolítico, encontra-se um espesso pacote de 50 m de arenitos, que se iniciam muito finos, tornando-se finos a médios, róseos a avermelhados, na base, com manchas arroxeadas, com abundante estratificação cruzada planar e acanalada de dimensões métricas.

Completando a sequência da Chapada da Arara, ocorrem cerca de 8 m de intercalações de arenitos finos a sílticos, róseos a vermelhos, apresentando manchas arroxeadas a amarronzadas. Intercalam-se nesta sequência, níveis contínuos, milimétricos a centimétricos, de sílex branco, ocorrendo ainda concreções silicosas pequenas.

Em geral estes sedimentos encontram-se muito intemperizados, o que dificultou sobremaneira a identificação de minerais argilosos originais e o possível teor carbonático.

2.3.5 - Perfil Bom Jesus

O pequeno local denominado Bom Jesus está situado a 80 km sul de Balsas (MA), na rodovia de terra MA-44, que liga esta cidade a Alto Parnaíba, no sul do Maranhão (fig.1).

Este perfil foi selecionado a partir do trabalho de CUNHA (1964) que

mapeou naquela região o contato inferior da Formação Pedra de Fogo.

A importância do perfil Bom Jesus (fig.9) está na sua localização geográfica (fig.1) e por constituir-se de cerca de 50 m de sedimentos, 27 m dos quais pertencentes a Formação Piauí, e o restante incluído na parte basal da Pedra de Fogo. Por outro lado, o grau de intemperismo que atingiu os sedimentos, presumivelmente carbonáticos, desta última unidade, modificou os minerais argilosos originais.

Duas fácies destacam-se no perfil: uma inferior, inteiramente arenosa e uma superior, com alternâncias cíclicas de arenitos sílticos, siltitos e sílex.

O perfil Bom Jesus inicia com 27 m de arenitos em parte intemperizados, friáveis, de granulometria média, com níveis grosseiros e abundante estratificação cruzada acanalada de grande escala (métrica).

Acima destes encontram-se materiais de granulação fina a muito fina, amarelados, muito intemperizados, conservando a estratificação original, intercalados com níveis de sílex branco de hábito cavernoso a botroidal (couve flor), assemelhando-se a estrutura de algas (?).

Ocorrem ainda, intercalados irregularmente nos siltitos e folhelhos, abundantes níveis concrecionários placóides e ovóides de sílex branco.

Duas camadas de sílex compacto, cinza a cinza escuro, de aspecto fragmentado em bloco, cada uma com aproximadamente 1 m de espessura, afloram a cerca de 7 e 18 m acima do contato com a Formação Piauí, constituindo-se em excelentes camadas guias da parte inferior da Formação Pedra de Fogo para a região.

2.3.6 - Perfil Km 19 (Carolina-Balsas)

Realizado a partir do leito de um pequeno riacho que corta a rodovia BR-230 (Transamazônica), 19 km depois da cidade de Carolina na direção de Balsas, no sudoeste do Maranhão (fig.1).

A sequência do Km 19 (fig.10) que abrange pouco mais de 25 m, torna-se importante por representar a zona do contato entre as Formações Motuca e Pedra de Fogo nas proximidades da borda oeste (OJEDA e PERILLO, 1967).

Destacam-se como guias desta zona, o banco de arenito branco incluído por AGUIAR (1964) na base da Formação Motuca, e o nível de sílex escuro que ocorre 3 m abaixo do referido arenito, ambos correlacionáveis ao perfil Trisidela de Balsas (fig.12).

O perfil Km 19 tem na base, uma sequência de 1 m que se inicia com

siltitos carbonáticos, passando para folhelhos fossilíferos e com restos de plantas, ocorrendo no topo, um banco carbonático com grandes concreções silicosas (bolachas).

Acima do banco carbonático, seguem-se dois ciclotemas, cada um com cerca de 3,5 m de espessura e composto, da base para o topo, de siltitos carbonáticos com estratificação "flaser", que passam para folhelhos intercalados com siltitos com pequenas concreções silicosas. Na base do segundo ciclo ocorre uma camada muito fina de arenito com fragmentos de sílex, que refletem uma superfície e de diastema.

Sobre o segundo ciclo, encontra-se um banco de meio metro de sílex escuro, considerado guia para a região. Seguem-se 3,5 m de alternâncias cíclicas, compostas cada uma de arenito fino, grosseiro na base, que grada para silito e/ou folhelhos carbonáticos com concreções silicosas pequenas. O último ciclo tem na parte inferior uma camada fina de arenito grosseiro, fossilífero e, acima, um pacote de 1,5 m de siltitos.

Diretamente sobre a sequência siltica e possivelmente iniciando novo ciclo, ocorre um banco de 1 m de arenito branco, maciço, que é seguido por siltitos com estratificação cruzada e, ao que tudo indica, constitui o topo da Formação Pedra de Fogo.

Completando o perfil, ocorrem 10 m de siltitos, que tem na base arenitos silticos a conglomeráticos, vermelhos com manchas brancas, contendo Psaronius, constituindo-se na base da Formação Motuca, e para o topo, mais silticos de coloração vermelho-tijolo.

2.3.7 - Perfil Morro Pelado

O Morro Pelado está localizado no Km 61, 200 m ao norte da rodovia de terra que liga Filadélfia a Araguaína, no norte de Goiás (fig.1).

Este perfil (fig.11), selecionado a partir do trabalho de OLIVEIRA (1961), está situado distante 50 km da atual borda oeste. Apresenta uma fácies siltica predominante, contudo tipicamente cíclica, com alternâncias de arenitos finos, siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos.

O pacote de folhelhos finamente intercalados com leitos milimétricos, descontínuos, de sílex branco contendo brechas intraformacionais de sílex, que constitui-se numa sequência "guia" para o Membro Superior da Formação Pedra de Fogo na Bacia, ocorre a 20 m da base do perfil.

No Morro Pelado afloram cerca de 50 m da Formação Pedra de Fogo, in-

cluídos na sequência média e superior (OLIVEIRA, 1961).

O perfil inicia-se com 12 m de siltitos intercalados com folhelhos sílticos carbonáticos, contendo dois níveis de coquina silicificada, espaçados de 5 m, situados, respectivamente, na base e no meio do pacote. Acima dos siltitos aflora um banco carbonático de 1 m de espessura, com estratificação cruzada, fossilífero, ocorrendo no topo, sílex branco de hábito botroidal, possivelmente estrutura de algas (?).

A seguir, mais 4 m de siltitos intercalados com folhelhos, tendo no topo arenito carbonático, fino, laminar.

Sobre o arenito laminar, ocorrem 4 m de siltitos com estratificação "flaser", que passam para folhelhos carbonáticos com finas intercalações descontínuas de sílex branco contendo brechas intraformacionais de sílex.

Segue-se uma sucessão cíclica de 17 m de espessura que inicia com arenitos sílticos a siltitos carbonáticos, passando para carbonatos impuros, repetindo-se esta alternância (arenitos finos e/ou siltitos, folhelhos, bancos carbonáticos) por 8 vezes.

A partir dos 37 m e até próximo do topo, os bancos carbonáticos são mais abundantes, ocorrendo em grandes quantidades, diminutas concreções silicosas.

O caráter cíclico permanece, alternando-se siltitos e/ou folhelhos carbonáticos com dolomitas impuras.

No topo do perfil ocorrem siltitos arenosos e arenitos finos, que acredita-se, estejam cerca de 15 m abaixo do contato com a Formação Motuca, pois segundo OLIVEIRA (1961), os arenitos que formam paredões nos morrotes próximos, mais elevados, constituem a base da Formação Motuca.

Foram ainda encontrados no Morro Pelado, como material rolado, inúmeros fragmentos de madeira silicificada. Todavia, numa elevação, nas proximidades do local denominado São Bento, 2 km oeste do Morro Pelado, encontram-se Psaronius "in situ" nos arenitos finos róseos a avermelhados, com estratificação cruzada, que formam paredões da Formação Motuca.

3 - DISCUSSÃO

A Formação Pedra de Fogo ocorre em superfície com uma espessura média de 100 m e pode ser dividida em três partes ou Membros que variam de espessura e litologia de acordo com a situação geográfica. Propõe-se as denominações de Membro Sílex Basal, Médio e Trisidela para as partes inferior, média e superior,

respectivamente (fig.12).

O Membro Silex Basal, de espessura média 20 m, apresenta-se com uma larga distribuição na Bacia e compreende uma fácies de siltitos a folhelhos, cinza, marrons e arroxeados, intercalados com bancos dolomíticos com esparsas concreções silicosas pretas e cor de caramelo, depositada sobre a fácies arenosa da Formação Piauí. O contato inferior, concordante, entre a sequência basal da Formação Pedra de Fogo e a Formação Piauí, situa-se na passagem dos arenitos róseos de granulação média, desta última Unidade, para siltitos arroxeados, laminados, intercalados com folhelhos, arenitos finos e níveis de sílex, pertencentes à Formação Pedra de Fogo. Os bancos carbonáticos da seção basal, na região central da Bacia, por vezes são betuminosos, pois é comum o desprendimento de odor de querosene nas fraturas frescas.

Na região leste esta sequência é mais terrígena e constituída de siltitos e arenitos finos, intercalados com delgados leitos de sílex, ocorrendo em geral, pequenas concreções ovóides silicosas, por exemplo, a zona de bolachas da região de Monsenhor Gil (ex-Natal) no Piauí (FARIA, 1964).

Na região central e em direção oeste, a sequência inferior é mais carbonática e, em alguns locais, como no sul de Balsas (fig.9), está representada por espessos bancos de sílex intercalados com siltitos e arenitos finos (NORTHFLEET, 1965).

Encontram-se ainda no Silex Basal, na região central, horizontes irregulares de sílex branco, de hábito botroidal ou "cavernoso", que possivelmente representam estrutura de algas (?) silicificadas.

Não considera-se aqui como parte da Formação Pedra de Fogo, o pacote de 45 m de arenitos (fig.8) aflorante acima do nível do sílex oolítico na Chapada da Arara (PIAZZA, et al, 1966), em virtude de que, nas correlações de campo, os níveis de sílex intercalados com arenitos finos, que ocorrem acima deste pacote arenoso, correlacionam-se com muito mais propriedades às outras sequências do Silex Basal na Bacia do que ao nível oolítico, o qual inclui-se na Formação Piauí. Apoiam esta suposição, as diferenças marcantes entre as assembléias de minerais pesados encontradas no arenito da Chapada da Arara e no arenito "Custódio", correlacionado por MELO e PRADE (1968) àquele espesso pacote.

Encontra-se muito bem representada esta sequência inferior, nos perfis Bom Jesus (fig.9), Chapada da Arara (fig.8) e Riacho Salobre (fig.6).

Considera-se como Membro Médio, a sequência que se inicia com arenitos e/ou siltitos, algumas vezes carbonáticos, situados sotopostos às camadas ricas em sílex da sequência inferior e que se estende até as intercalações de fo-

lhelhos com sílex contendo brechas intraformacionais, os quais caracterizam a parte inferior do Membro Superior, Trisidela.

A espessura do Membro Médio no leste da Bacia não pode ser determinada exatamente, uma vez que faltam os contatos com a sequência superior. No entanto, os pacotes de 23 m de siltitos cinza seguidos por 20 m de arenitos finos com estratificação cruzada (fig.12 - perfil 17), inferior e superior, respectivamente, que ocorrem acima da zona de bolachas (FARIA, 1964) na região de Monsenhor Gil, Piauí (fig.1), representam esta sequência no leste da Bacia.

Em direção à região central melhoram as observações das relações estratigráficas do Membro Médio. No perfil Pedra de Fogo predomina uma fácies de arenitos finos, com estratificações cruzadas, seguidos por ciclotemas constituídos de arenito fino, normalmente grosseiro na base (diastemas), que gradam para siltitos e/ou folhelhos até margas e/ou carbonatos com nódulos e concreções silíceas. MELO e PRADE (1968) descreveram no riacho Pedra de Fogo, uma sequência de 44 m de arenitos, denominados "Custódio", que ocorrem a seguir do sílex basal (fig.3).

Correlacionando-se os perfis Riacho Pedra de Fogo e Riacho Salobre (fig.12) percebe-se o adelgaçamento do arenito "Custódio" na direção deste último. Estendendo-se estas correlações ainda mais para o oeste, com as sequências das regiões de Balsas (MA) e Filadélfia (GO) (fig.1), verifica-se que a fácies predominantemente arenosa do riacho Pedra de Fogo, corresponde uma fácies de siltitos intercalados com folhelhos e finas camadas de arenitos finos, pertencente à sequência média da Formação Pedra de Fogo.

É válido salientar que foi encontrado no Perfil Riacho Salobre, no Membro Médio, um horizonte silicificado com estruturas de algas, tipicamente estromatolíticas, logo abaixo do pacote de arenito ("Custódio") e acima de bancos carbonáticos com gretas de contração, centimétricas, preenchidas por sílex e/ou calcita. São também importantes nesta sequência, nas proximidades do topo, na região oeste, níveis carbonáticos e/ou silicificados com abundantes fragmentos fósseis (coquínas) (fig.11).

A sequência superior, Trisidela, em média com 40 m de espessura, é muito representativa da Formação Pedra de Fogo e ocorre principalmente nas regiões central e oeste. Acredita-se que esta sequência não esteja representada na atual margem leste, devido as mudanças geomorfológicas processadas na Bacia.

Sua seção mais típica localiza-se na região de Balsas (fig.7) e constitui-se principalmente de bancos dolomíticos, cinza, intercalados com siltitos, folhelhos carbonáticos e/ou margas, cinza esverdeados a verdes. São também

característicos desta sequência, as concreções, nódulos e os níveis de sílex. Considera-se como base desta unidade superior da Pedra de Fogo, as intercalações laminares de folhelhos cinza esverdeados escuros com as camadas milimétricas e descontínuas lateralmente (gretas de contração) de sílex, nas quais ocorrem as brechas intraformacionais (fig.12).

Em direção oeste o Membro Trisidela torna-se mais espesso e são características as sucessões cíclicas de arenitos finos e/ou siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos. Os siltitos apresentam estratificação "flaser" e os arenitos, que ocorrem em finas camadas, são carbonáticos e normalmente líticos. Os bancos dolomíticos em geral são fossilíferos e contêm concreções silicosas.

Nas proximidades do topo desta sequência são comuns os leitos com fragmentos fósseis, níveis peletoidais e/ou oolíticos silicificados.

As madeiras fósseis, incluindo os Psaronius, são encontradas associadas aos siltitos e arenitos finos, avermelhados com manchas brancas, que pertencem às partes mais superiores da Formação Pedra de Fogo. Ressalte-se que o deslocamento dos Psaronius para níveis mais baixos, através de processos de denudação mais jovens que o Permiano, provocou muitas confusões nos trabalhos de mapeamento.

Concorda-se com OLIVEIRA (1961) e BARBOSA e GOMES (1957) sobre a situação estratigráfica dos "Psaronius" no topo da Formação Pedra de Fogo, mas sugere-se que as madeiras silicificadas possam ocorrer também na base da Formação Motuca, devido as constatações de campo que refletem condições ambientais muito relacionadas entre estas e os "Red-beds" Motuca.

PARTE B. SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

1 - MINERALOGIA

1.1 - Minerais Argilosos

Os argilominerais representam uma importante classe mineral dos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, visto que, predominam nesta sequência, siltitos, argilitos e folhelhos. Mesmo nos arenitos a fração argila está presente variando de 5 a 20% do peso total.

Foram encontrados na Formação Pedra de Fogo argilominerais de origem clástica, diagenética e resultantes dos processos intempéricos recentes.

1.1.1 - Esmeclita (Montmorilonita)

A esmeclita é caracterizada através de Raios-X pela sua reflexão basal (001) de 12 a 15 Å, que desloca para 17 a 18 Å depois de tratada com etileno glicol e para 10 Å após o aquecimento a 550°C/2h. O pico (001) das amostras não tratadas é normalmente largo e de aparência difusa. A fig.13 mostra o comportamento típico deste mineral conforme as condições aplicadas.

É o mais abundante dos minerais argilosos e encontra-se frequentemente nas rochas inalteradas ou pouco intemperizadas. Por outro lado, normalmente é ausente nos produtos intempéricos.

Muito comum nos carbonatos é encontrado também com frequência nos siltitos, folhelhos e, por vezes, na matriz argilosa de arenitos finos carbonáticos, o que demonstra sua preservação diante do intemperismo nas rochas pouco ou muito carbonáticas.

A esmeclita está presente em toda a sequência estratigráfica da Formação Pedra de Fogo. Aparentemente concentra-se mais nas regiões centro e oeste tendo sido também encontrada em siltitos da Formação Piauí (fig.8).

Além de originada nas áreas ricas em materiais vulcânicos, a esmeclita é encontrada frequentemente nos solos de regiões áridas (CARROLL, 1974). Está presente também nos produtos de alteração de rochas ígneas e metamórficas em ambientes alcalinos com pouca lixiviação.

Acredita-se que a esmeclita seja principalmente um produto terrígeno, proveniente das áreas continentais, com base na sua ampla distribuição na Bacia'

FIG. 13

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

e nas supostas condições climáticas áridas a semi-áridas da época de deposição da Formação Pedra de Fogo.

1.1.2 - Ilita

Sua identificação nos difratogramas de Raios-X ocorreu a partir das 3 primeiras reflexões basais de $10 \text{ \AA}$ (002), $5 \text{ \AA}$ (004) e $3,33 \text{ \AA}$ (006).

Submetida à atmosfera de etilenoglicol, suas difrações a 10 e $5 \text{ \AA}$ apresentaram-se mais agudas e características (fig.14). Sujeita ao aquecimento, devido a ocorrência de esmectita, seu pico (001) coincide com o daquele mineral.

Em algumas amostras a difração $10 \text{ \AA}$ apresenta-se larga e pouco difusa demonstrando baixa cristalinidade. Isto observa-se com maior evidência nos folhelhos escuros e ricos em matéria orgânica, a qual impede parcialmente a cristalização da ilita.

Este mineral é muito frequente e segue a ocorrência da esmectita na sequência estratigráfica e distribuição geográfica.

Acredita-se que sua origem na Pedra de Fogo está ligada aos mesmos processos de formação da esmectita. Knox (em Grim 1968) mostra a presença de esmectita e ilita nos solos de regiões áridas.

Nos sedimentos intemperizados tende a permanecer ocorrendo comumente associada com a caulinita.

1.1.3 - Interestratificado Ilita-Montmorilonita

Identificado nos difratogramas a partir das variações da difração em torno de 10 e $11 \text{ \AA}$ de amostras não tratadas. Submetido ao tratamento com etilenoglicol esta difração dividiu-se em duas outras, que deslocam-se para altura de $8,8^\circ 2\theta$ e ângulos menores, respectivamente (fig.15).

Encontrado em escala reduzida pode estar presente em maiores quantidades na Formação Pedra de Fogo, pois sua identificação torna-se difícil, na maioria das vezes, devido às reflexões difusas da ilita de baixa cristalinidade.

Admite-se sua origem como produto de degradação da ilita durante o intemperismo.

1.1.4 - Interestratificado Clorita-Montmorilonita (Corrensita)

A identificação deste mineral ocorreu a partir da difração em torno de $29 \text{ \AA}$ na amostra não tratada. Submetida à atmosfera de etilenoglicol registra

Fig. 14

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

FIG. 15

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

se um pico a $32 \text{ \AA}$ que após aquecimento a 550°C por 2h desloca-se para $24 \text{ \AA}$. Referido pico nem sempre é observado devido ser muito fraco, sendo, no entanto, sua difração (002) a cerca de $12 \text{ \AA}$ bem definida (fig.16).

Pouco frequente, é encontrado em geral nos siltitos, tendo sido registrado também na matriz argilosa do arenito esverdeado carbonático, muito típico da sequência média da Formação Pedra de Fogo na região central da Bacia. Pode inclusive constituir-se num excelente indicador estratigráfico e paleogeográfico do referido arenito.

Segundo MILLOT (1970) a corrensite forma-se preferencialmente sob condições hipersalinas, em associação às fácies carbonáticas e evaporíticas pela fixação do Mg^{++} dentro dos retículos cristalinos dos minerais degradados. Esta agradação pode ocorrer tanto na zona de sedimentação como durante a diagênese.

A quase ausência de clorita (encontrada em apenas uma amostra) na Formação Pedra de Fogo é devido provavelmente ao fato de que no ambiente hipersalino a corrensite apresenta a estrutura mais estável (PETERSON, 1961). Além disso, condições diagenéticas de grande profundidade, sob as quais a corrensite pode se transformar em clorita (MILLOT, 1970), não foram registradas na Formação Pedra de Fogo. Acredita-se que a illita degradada tenha sido o produto inicial que transformou-se para corrensite devido sua instabilidade no ambiente confinado.

A corrensite é relativamente abundante nos carbonatos oolíticos da parte superior da Formação Terezina, do Permiano, na Bacia do Paraná, cuja sedimentação é atribuída a ambientes subaquáticos, provavelmente marinhos, necessários para uma alta concentração de magnésio (RAMOS e FORMOSO, 1976).

1.1.5 - Caulinita

Para sua identificação bastam, na maioria das vezes, as difrações $7.16 \text{ \AA}$ (001) e $3.57 \text{ \AA}$ (002) que desaparecem após o aquecimento das amostras a 550°C . A fig.17 apresenta difratogramas característicos deste mineral.

Sua ocorrência está diretamente ligada aos tipos de rochas da Formação Pedra de Fogo encontradas alteradas, incluindo os arenitos com matriz argilosa.

Origina-se certamente como produto recente da decomposição dos feldspatos presentes nos sedimentos daquela unidade. Uma evidência deste fato encontra-se nos difratogramas de folhelhos e/ou siltitos parcialmente alterados, nos quais coexistem difrações de feldspatos e de caulinita.

FIG. 16

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

Fig. 17

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

1.2 - Quartzo

Mineral dominante na Formação Pedra de Fogo, é encontrado em todos os tipos de rochas e em todas as frações granulométricas, mesmo naquelas inferiores a 2μ .

Essencialmente de origem clástica, foi encontrado ainda como produto autógeno, sob a forma de cristais anédricos, em algumas seções delgadas de carbonatos silicificados (Estampa 1 A). Em alguns arenitos encontra-se o quartzo parcial ou totalmente dissolvido, cedendo lugar ao cimento carbonático. Ocorre também com frequência como produto tardio diagenético sob a forma de pequenas druzas de dimensões milimétricas a centimétricas.

O estudo morfométrico dos grãos, na granulometria entre 0,125 a 0,250 mm, mostrou que 21% são subangulosos, 38% subarredondados, 34% arredondados e 6% bem arredondados. Verifica-se no entanto que o grau de arredondamento dos grãos de quartzo varia de acordo com sua localização geográfica. Enquanto que no centro e leste da Bacia estes são preferencialmente subarredondados a arredondados e até 10% bem arredondados, na região oeste são quase inteiramente subangulosos a subarredondados. Outro fato importante é que muitas vezes, nos arenitos da parte superior da Formação Pedra de Fogo no oeste da Bacia, grãos maiores, angulosos, estão associados a menores arredondados, demonstrando uma inversão textural.

Segundo TROGER (1969) grãos de quartzo $< 0,1$ mm apresentam-se frequentemente angulosos, ainda que o caminho do transporte seja longo.

A extinção da maioria dos grãos é reta e de alguns fracamente ondulante. Inclusões de agulhas de rutilo são comuns e raros micrólitos são observados. A quase totalidade dos grãos são individuais e, somente nas lâminas delgadas de arenitos próximos da borda oeste, encontram-se grãos policristalinos de origem provavelmente metamórfica. São também frequentes grãos com fraturas resultantes, ao que tudo indica, de efeitos cataclásticos ligados a origem dos grãos nas rochas fontes.

1.3 - Feldspatos

Estão presentes principalmente nos arenitos. mas, também, encontram-se com frequência nos siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos. Na fração $< 2 \mu$ ocorrem em menores quantidades do que o quartzo.

Os grãos de feldspatos nas seções delgadas mostram-se subangulosos

na fração em torno de 100μ e subarredondados na granulometria mais grossa. Normalmente das mesmas dimensões que o quartzo, de acordo com o tipo de arenito, são mais frequentes nas frações finas. Apresentam-se geminados sendo possível, através de microscopia, diferenciar as espécies potássicas dos plagioclásios.

Nos difratogramas de siltitos e folhelhos, os feldspatos potássicos são mais facilmente identificados através das difrações $3.23 \text{ \AA}$ (002) e $3.79 \text{ \AA}$ (130), enquanto que os plagioclásios somente em algumas amostras foram reconhecidos através das reflexões $3.20 \text{ \AA}$ (002) e $4.03 \text{ \AA}$ (201).

A presença de grãos alterados é mais frequente nos arenitos friáveis, sem cimento e com pouca matriz, do que naqueles com cimento carbonático. Observa-se em alguns grãos a formação de uma superfície pouco escura, de aspecto fosco, resultado de intemperismo.

O desgaste dos grãos e a ausência de espécies autógenas nas lâminas evidencia o caráter clástico dos feldspatos presentes.

1.4 - Micas

São minerais relativamente raros nesta sequência estratigráfica. Observou-se a ocorrência das micas principalmente nos arenitos, aparecendo com frequência em algumas amostras das seções na margem oeste da Bacia.

A muscovita é o mineral micáceo dominante e muitas vezes está presente nas lâminas de minerais pesados. A biotita é extremamente rara e somente foi observada alterada, com tons pálidos, revestida de óxidos de Fe.

1.5 - Calcedônia

A calcedônia juntamente com a sílica microcristalina são encontradas com frequência na Formação Pedra de Fogo função da abundância do "sílex" nesta Unidade.

Ocorre nas amostras de mão sob a forma de nódulos leitosos muito duros, milimétricos a centimétricos, com tonalidades cinza.

Nas seções delgadas apresenta-se como esferólitos, com estrutura radial fibrosa, de diâmetros variando entre 30 a 100μ (Estampa 1 B). Em algumas amostras, devido a quantidade, chegam a formar massas irregulares substituindo os materiais originais.

Encontra-se ainda, muitas vezes, nos arenitos mais superiores da Formação Pedra de Fogo sob a forma de grãos arredondados, brancos a verdes, lei

tosos, indicando serem produto de retrabalhamento da própria unidade.

Associado com a calcedônia ocorre em menor escala o quartzino, diferenciado da mesma pelo caráter ótico positivo (length-slow) da elongação das fibras (Estampa 1 C). Segundo FOLK e PITTMAN (FOLK, 1974) todas as ocorrências de quartzino citadas na literatura estão diretamente ligadas com ambientes evaporíticos.

1.6 - Minerais Pesados

O estudo dos minerais pesados neste trabalho tem por objetivo fornecer informações sobre a distribuição estratigráfica e paleogeográfica das várias espécies, tentando-se ainda, diferenciar entre os arenitos Pedra de Fogo e aqueles da Formação Piauí. Investigações mais específicas visando a determinação de áreas fontes, o estabelecimento de províncias sedimentares, etc.. não foram previstas dentro dos objetivos.

A montagem das lâminas para estudo microscópico foi feita com Cax-dax (n = 1,56).

Inicialmente contaram-se 100 grãos para estimar a relação entre minerais opacos e transparentes presentes nas amostras. Para o cálculo da percentagem dos minerais transparentes pesados, foram contados em média 400 grãos, sendo que em algumas amostras, a super abundância de uma espécie, requereu até 500 grãos contados. Por outro lado, em outras amostras, a contagem atingiu de 150 a 200 grãos devido ao menor número de pesados não transparentes.

1.6.1 - Frequências e Características Individuais

Utiliza-se aqui como índices de frequência dos minerais pesados os seguintes termos e respectivos percentuais:

Muito frequente	> 50%
Frequente	15 - 50%
Presente	5 - 15%
Raro	1 - 5%
Muito raro	< 1%

A frequência média de cada mineral é a média aritmética das frequências percentuais de todas as amostras estudadas.

A frequência de ocorrência é a relação percentual entre o número de amostras, nas quais o mineral está presente, e o número total de amostras estudadas.

As tabelas 1 e 2 apresentam os índices de frequência assim como as frequências média e de ocorrência de cada mineral nas Formações Pedra de Fogo e Piauí.

Foram identificados nas amostras estudadas 7 espécies de minerais pesados transparentes não micáceos: granada, turmalina, estauroлита, zircão, rutilo, apatita e cianita. Dentre os micáceos, somente a muscovita foi identificada em algumas amostras. Alguns carbonatos, especialmente calcita, que passaram durante a separação não foram considerados neste estudo.

A relação de espécies assim como suas frequências variam entre os arenitos da Formação Pedra de Fogo e aqueles da Formação Piauí.

1.6.1.1 - Granada - Mineral pesado mais abundante na Pedra de Fogo está praticamente ausente nas amostras da Formação Piauí. Predominam as variedades incolores e as espécies róseas a vermelho claro pertencentes ao grupo das pirlaspitas. Normalmente arredondadas a subarredondadas, são comuns espécies corroídas que mostram na superfície figuras de ataque químico em geral triangulares e losangulares (Estampa 2 A-C).

1.6.1.2 - Turmalina - Encontrada na fração 125 - 250 μ como o mais abundante pesado da Formação Piauí vem a seguir da granada em termos de frequência na Pedra de Fogo (Tabela 2). Seu forte pleocroísmo e baixo relevo facilitam sua identificação microscópica. Normalmente ocorrem sob a forma de grãos muito bem arredondados, pouco esféricos (Estampa 2 D-F), evidenciando reciclagem. Ocorrem também formas irregulares e pouco alongadas bem arredondadas. Predominam grãos de tonalidades castanhas e amarronzadas sendo comuns no entanto, as turmalinas azuis, verdes e escuras. Inclusões de agulhas de rutilo e micrólitos são também relativamente comuns (Estampa 2 E-F). Em alguns grãos bem arredondados e esféricos, a ausência do pleocroísmo demonstra o desgaste principal perpendicular ao eixo ótico resultando em excelentes figuras de interferência.

1.6.1.3 - Estauroлита - Tanto na Formação Pedra de Fogo como na Formação Piauí, a frequência média deste mineral não atinge 15%. Enquanto que a estauroлита foi encontrada em quase todas as amostras estudadas da Formação Pedra de Fogo, apenas 3/4 das amostras da Piauí contém este mineral. As cores amarelas das pleocróicas, suas brilhantes cores de interferência, as bordas corroídas dos grãos, assemelhando-se à crista de galo, são características importantes na sua identificação microscópica. São ainda comuns grãos subarredondados não cor-

roídos. Observa-se na Estampa 3 A-c grãos sob diferentes estágios de ataque químico.

1.6.1.4 - Zircão - "Frequente" a "muito frequente" nos arenitos Piauí torna-se "presente" na Pedra de Fogo. Nas frações mais finas aumenta de frequência. Seu relevo muito forte e positivo e a alta birrefringência são característicos na identificação ótica. São abundantes os grãos incolores e muito raras as variedades róseas. Segundo TOMITA (1954, em PETTIJOHN et al 1973) as últimas são indicadoras da influência de radiações radioativas e descendem de granitos e gnaisses pré-cambrianos. De um modo geral, nas duas Formações, os grãos de zircão são muito bem arredondados (reciclagem) e as formas esféricas e alongadas (Estampa 3 D-F), em média, são equivalentes. Alguns grãos apresentam inclusões de agulhas de rutilo enquanto que outros mostram zoneamento.

1.6.1.5 - Rutilo - "Muito raro" a "raro" na Formação Pedra de Fogo, aumenta de frequência até "presente" na Formação Piauí. A coloração avermelhada e o relevo forte caracterizam este mineral. Algumas vezes encontra-se quase opaco (Estampa 3 G). Grãos bem arredondados e alongados são comuns mas, encontram-se variedades subangulosas, ao que parece geminadas. Alguns grãos apresentam-se estriados.

1.6.1.6 - Apatita - É um mineral "muito raro" na Formação Pedra de Fogo e praticamente ausente nas amostras estudadas da Formação Piauí. Apresenta-se sob a forma de grãos incolores ou levemente azulados, bem arredondados, equidimensionais e pouco prismáticos. Diferenciam-se de alguns grãos de quartzo, que passaram na separação devido a óxidos de Fe aderidos às superfícies dos grãos, pela baixa birrefringência e sinal ótico negativo.

1.6.1.7 - Cianita - Extremamente raro, foi encontrado somente em amostras da Formação Pedra de Fogo. Identificado pelo seu pleocroísmo azulado e extinção oblíqua de 30° sobre (100), apresenta-se sob a forma de grãos retangulares com cantos arredondados.

1.6.2 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica

Os minerais pesados mais abundantes na Formação Pedra de Fogo são : granada, turmalina, estaurolita e zircão. Rutilo, apatita e cianita são normal -

mente raros a muitos raros (Tabelas 1 e 2):

De acordo com os perfis estratigráficos observa-se que a distribuição destes minerais na Formação Pedra de Fogo varia principalmente em relação a situação paleogeográfica das fácies.

No centro da Bacia os arenitos da Formação Pedra de Fogo contêm granada muito frequentemente e a estaurolita normalmente encontra-se presente em toda a sequência aflorante. A turmalina é "frequente" enquanto que o zircão muitas vezes torna-se raro. Rutilo e apatita são extremamente raros e a cianita está ausente. Quanto a distribuição granulométrica granada, estaurolita e turmalina são preferencialmente encontradas na fração grosseira, enquanto que zircão e rutilo são mais frequentes na fração fina.

Nos arenitos próximos da borda oeste, a granada torna-se menos frequente e até rara naqueles mais quartzosos. A estaurolita predomina sobre a granada e apresentam-se inalterados em algumas amostras. As turmalinas são "frequentemente" e o zircão somente torna-se "presente" a "frequente" nas frações mais finas. Em relação à região central, rutilo e apatita passam a ser "raros" a "muito raros". Os grãos da maioria das espécies são bem arredondados e predominam zircões prismáticos, alongados, com arestas raramente angulosas. A cianita é encontrada somente em arenito carbonático da sequência superior.

Na região leste, na Chapada da Arara, o arenito situado acima do sílex oolítico (fig.8 e 12), incluído por MELO e PRADE (1968) na Formação Pedra de Fogo, apresenta em todas as amostras a associação turmalina, zircão e rutilo nesta ordem de abundância. Destaca-se neste arenito a falta da granada e a raridade da estaurolita.

Na Formação Piauí a ordem de abundância dos minerais pesados é a seguinte: turmalina "muito frequente", zircão "frequente" a "muito frequente" nas frações finas, estaurolita "presente", rutilo "raro" a "presente" e apatita "muito raro". Destaque-se que nesta unidade a muscovita ocorre em média com 5% dos minerais pesados totais excluindo-se os opacos.

A distribuição estratigráfica dos pesados presentes na Formação Piauí não pode ser estabelecida em virtude de que as amostras analisadas pertencem somente à parte superior desta Formação. Entretanto, geograficamente, pode-se demonstrar que a estaurolita é mais abundante no centro da Bacia do que o zircão, enquanto que no leste, o zircão é mais frequente do que esta.

1.6.3 - Discussão

Verifica-se que na fração 125-250 μ dos arenitos da Formação Pedra de Fogo, os minerais meta-estáveis como granada e estaurolita predominam sobre os ultra-estáveis zircão, turmalina e rutilo. Mesmo na fração "fina" (62 a 125 μ) a granada é o mineral pesado mais frequente. Somente no arenito da região leste (situado acima do sílex oolítico) interpretado por MELO e PRADE (1968) como Pedra de Fogo, os minerais ultraestáveis são predominantes.

Os grãos de turmalina e zircão são na quase totalidade bem arredondados e muitas vezes esféricos, evidenciando possivelmente mais de um ciclo sedimentar.

Desta maneira, pode-se admitir que pelo menos uma parte dos zircões e turmalinas, que são encontrados bem arredondados nas Formações Piauí e Pedra de Fogo, sejam provenientes de sedimentos inferiores retrabalhados. Partículas de folhelhos e siltitos vermelhos, encontrados em alguns arenitos Pedra de Fogo, apoiam esta suposição.

A predominância dos minerais meta-estáveis sobre os ultraestáveis é em parte consequência do efeito conservador do cimento carbonático que envolve os minerais pesados em muitas amostras da Formação Pedra de Fogo. Nos arenitos molássicos, do norte dos Alpes, FUCHTBAUER (1974) encontrou estaurolita somente naqueles cimentados por carbonatos. Assim, pode-se admitir que nas partes centrais e próximas da margem oeste, as granadas e estaurolitas foram protegidas, em parte, pela cimentação carbonática dos arenitos. Por outro lado, a ausência da granada nos arenitos friáveis do leste poderia ser consequência de dissolução. Este processo é possivelmente responsável pela ausência da granada e pela diminuição da frequência da estaurolita nas amostras estudadas da Formação Piauí.

Os estudos experimentais de NICKEL (1973), sobre a atuação do intemperismo nos minerais pesados, revelaram que granada e apatita são pouco resistentes sob condições ácidas, ocorrendo o contrário sob o pH alcalino.

Mesmo levando-se em consideração o que foi acima exposto, admite-se que seja possível diferenciar, em superfície, os arenitos Pedra de Fogo daqueles incluídos na Formação Piauí. Assim, verifica-se com base nas assembléias de minerais pesados que a correlação estabelecida por MELO e PRADE (1968) entre o pacote de arenito, localizado acima do sílex oolítico, na Chapada da Arara, e o arenito "Custódio" (MELO e PRADE, 1968) pertencente à sequência média da região central da Bacia não é muito convincente. Considera-se mais compatível situar

referido pacote de arenito no topo da Formação Piauí e correlacioná-lo às outras espessas sequências arenosas que ocorrem abaixo do sílex basal da Formação Pedra de Fogo, por exemplo, no Sul de Balsas (fig.9).

1.7 - Carbonatos

1.7.1 - Dolomita

Principal mineral carbonático presente nos sedimentos da Formação Pedra de Fogo. Estimou-se que cerca de 90% do carbonato total seja constituído de dolomita.

Nas seções delgadas os cristais de dolomita são romboédricos e sub-euedrais, com dimensões variando de 40 a 80 μ , raramente de dimensões maiores. O tamanho destes é uniforme e em várias amostras o acamamento está indicado pelas variações no tamanho dos cristais.

A identificação da dolomita por difração de Raios-X foi feita através das reflexões principais 2.89 Å (104), 2.19 Å (113), 1.80 Å (108) e 1.78 Å (009 e 116).

1.7.2 - Calcita

Menos frequente do que a dolomita, este mineral ocorre principalmente como cimento nos arenitos Pedra de Fogo. Encontra-se também em pequenas quantidades nas rochas carbonáticas enquanto que nos siltitos e folhelhos raramente foi detectada.

Nos difratogramas, as reflexões de 3.03 Å (104), 2.10 Å (202), 1.91 Å (108) e 1.87 Å (116), além das outras menores, caracterizam este mineral.

Foram observados, em algumas seções delgadas de arenitos carbonáticos, romboedros de dolomita, que constituem o cimento, parcial e/ou totalmente substituídos por calcita, demonstrando o desenvolvimento de processos de dedolomitização (Estampa 7 B), possivelmente ligados com o intemperismo recente ou sub recente.

É válido ressaltar que foram encontrados cristais centimétricos de calcita em calcário-dolomítico impuro no Perfil Riacho Pedra de Fogo (fig.5).

1.7.3 - Carbonato Total

Os teores de carbonato nos arenitos Pedra de Fogo chegam a atingir até 25% do peso total.

Nos siltitos e folhelhos este teor varia de 5 até 30%, enquanto que nas margas e nos bancos carbonáticos os valores, quase sempre, são superiores a 50%, atingindo nas dolomitas mais puras acima de 90% (Estampa 7 C).

A distribuição estratigráfica dos carbonatos está apresentada nos perfis incluídos neste trabalho. Verifica-se que, embora exista uma alternância a proximadamente cíclica, as maiores concentrações destes encontram-se nas sequências basais e superiores da Formação, especialmente nas regiões central e oeste da Bacia. Ressalte-se que não foram considerados nesta distribuição, os níveis de sílex possivelmente produtos de transformação diagenética de carbonatos (ver silicificação).

A razão calcita/dolomita é normalmente muito baixa e somente nos arenitos a calcita, que ocorre como cimento, é mais abundante.

2 - FRAGMENTOS DE ROCHAS

Foram observados macroscopicamente nas brechas intraformacionais e em alguns arenitos (Estampa 4 A e B) da Formação Pedra de Fogo.

Normalmente constituem-se de chert e ocorrem sob formas placóides nas brechas, enquanto que nos arenitos grosseiros encontram-se como grãos muito bem arredondados, os quais confundem-se à primeira vista com pellets e/ou oólitos.

Em alguns arenitos, nas seções delgadas, os fragmentos aparecem em abundância e ocorrem em quantidades variáveis de até 30% do volume da amostra, dando aos mesmo um caráter lítico.

Dentre os fragmentos predominam grãos de chert, seguidos por quartzo policristalino (metamórfico) e grãos compostos de folhelhos e/ou siltitos.

Os fragmentos mais resistentes ao transporte são observados sob a forma de grãos, normalmente subarredondados a arredondados (chert e/ou sílex). Por outro lado, os fragmentos dos sedimentos finos tendem a desintegrar-se sob a forma de pequenas placas, segundo os planos de estratificação (grãos de folhelhos).

Os grãos de chert são mais abundantes nas camadas de arenitos finos, conglomeráticos na base, que alternam-se com siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos na sequência superior, Trisidela, na margem oeste e no centro da Bacia.

3 - PETROGRAFIA DE ARENITOS

3.1 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica

A Formação Pedra de Fogo, constituída principalmente de siltitos, folhelhos e carbonatos, apresenta arenitos que variam na distribuição e espessura das camadas.

Estão praticamente ausentes no Membro Sílex Basal e ocorrem na região central da Bacia, constituindo cerca de 40 m da parte inferior da sequência média (fig.3), alternando-se na parte superior, segundo uma sucessão cíclica, com siltitos e/ou folhelhos, margas e/ou carbonatos (fig.10 e 11).

Na sequência média, na margem leste, e mesmo em direção ao centro da Bacia, encontram-se espessos pacotes arenosos de granulação média, que gradam lateralmente para arenitos finos, menos espessos, e/ou para alternâncias de siltitos, folhelhos e arenitos finos (fig.12).

Na sequência superior os arenitos são finos, grosseiros na base, e as camadas são muito pouco espessas, no máximo com 1 m de espessura, alternando-se com os carbonatos e os terrígenos mais finos.

3.2 - Granulometria

3.2.1 - Metodologia e Implicações

Além dos arenitos da Formação Pedra de Fogo, foram estudadas amostras de arenitos Piauí com a finalidade de comparar seus parâmetros estatísticos com aqueles da Formação Pedra de Fogo.

Os resultados obtidos são função dos seguintes aspectos:

1. As curvas acumulativas da distribuição granulométrica baseam-se no emprego das seguintes peneiras: 2,00; 1,60; 0,80; 0,50; 0,315; 0,250; 0,160; 0,125; 0,088 e 0,062 mm, cujas aberturas das malhas foram posteriormente transformadas para unidade phi (ϕ).

2. A correção dos pesos das classes texturais, assim como os cálculos de peso acumulativo, % individual e % acumulativa, foram realizados com máquina de calcular utilizando-se até duas decimais. Além disso, os diâmetros em escala phi (ϕ), correspondentes a 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84% e 95% da distribuição granulométrica das amostras foram calculados graficamente a partir das curvas acumulativas construídas em papel de probabilidade aritmética.

3. Alguns grãos, presentes nas frações areia média e grossa, constituem-se de fragmentos de sílex que não foram dissolvidos durante o tratamento com ácido monocloroacético e que podem ter sido transportados, mas também ter-se originados autigenicamente nos arenitos finos carbonáticos.

4. Partes das frações silte e argila podem também ter-se enriquecido a partir da decomposição de grãos de feldspatos, que são frequentemente observados nas lâminas delgadas.

5. A maioria dos grãos de quartzo, dos arenitos friáveis, encontra-se revestido de películas de óxidos de ferro, que quando removidas produzem pequenas variações no peso das frações granulométricas. Em geral estas películas não foram retiradas antes do peneiramento.

6. As constantes variações da temperatura no laboratório de Sedimentologia, podem também ter produzido alterações durante os processos de separação das frações finas por decantação contínua nos cilindros de Atterberg.

3.2.2 - Análise dos Resultados

Adotou-se para as medidas estatísticas a distribuição granulométrica total da amostra, abrangendo os intervalos areia, silte e argila, e a distribuição areia, incluindo somente o intervalo -1 a 4 ϕ .

Os parâmetros estatísticos calculados para ambas distribuições foram: o diâmetro médio, desvio padrão ou grau de seleção, assimetria e curtose, segundo as fórmulas de FOLK e WARD (em SUGUIO, 1973).

Os valores dos parâmetros da distribuição granulométrica total e areia e as análises de frequências destes parâmetros estão apresentados nas tabelas 3 e 4, respectivamente. As curvas acumulativas das amostras analisadas encontram-se grupadas nas figuras 18 a 21.

Os arenitos da Formação Pedra de Fogo, em geral, são finos a muito finos, moderada a muito pobremente selecionados, com assimetria muito positiva e com curvas de distribuição granulométrica agudas ou muito leptocúrticas. Pelo contrário, os arenitos da Formação Piauí, Membro Superior, são finos a médios, moderadamente a muito bem selecionados, com assimetria positiva a muito positiva e com curtose preferencialmente mesocúrtica.

Verifica-se que as diferenças nos parâmetros estatísticos entre os arenitos Pedra de Fogo e Piauí são resultantes da abundância das frações silte e argila nos primeiros que os caracteriza como mal selecionados.

Fig. 18

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

Fig. 19

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA".

FIG. 20

REDUÇÃO

DO

ORIGINAL

AO

TAMANHO

"CARTA"

FIG. 21

REDUÇÃO
DO
ORIGINAL
AO
TAMANHO
"CARTA"

3.3.3 - Composição e Classificação

Os arenitos Pedra de Fogo compoem-se de grãos monominerálicos de quartzo, feldspatos potássicos, plagioclásios (oligoclásio), raramente muscovita e minerais pesados. Os grãos compostos de rochas são principalmente chert e, secundariamente, de quartzo policristalino, siltitos e folhelhos. Grãos esverdeados bem arredondados de glauconita são encontrados nos arenitos verdes da sequência superior nas regiões central e oeste da Bacia.

A calcita e muito raramente a dolomita são os carbonatos que compoem o cimento, sendo que em alguns grãos de quartzo são observados indícios de substituição química da sílica pelo carbonato.

Encontra-se também com certa frequência, calcedônia e sílica microcristalina (chert) substituindo os carbonatos e constituindo novo cimento.

A matriz constitui-se de sílica e minerais argilosos que foram identificados através de Raios-X. Esmectita e illita são abundantes nas amostras inalteradas, destacando-se a presença da corrensita num arenito da região central (perfil Riacho Salobre-PB/2/11). A caulinita ocorre-frequentemente nos arenitos pouco e/ou muito intemperizados.

Os contatos entre os grãos são normalmente pontuais ou tangenciais e retos.

Para efeito de classificação dos arenitos utilizou-se as variações quantitativas de quartzo, feldspatos e grãos líticos (oriundos dos diferentes tipos de rochas, vide p.33) de acordo com PETTIJOHN (1973). O conteúdo carbonático não foi considerado na classificação mas, verifica-se que quase todos os arenitos Pedra de Fogo possuem cimento carbonático.

Classificam-se os arenitos da Formação Pedra de Fogo em Subarcósios, Sublitoarenitos e Arenitos líticos. Arenitos quartzosos e arcósios típicos não foram encontrados nesta unidade.

Consideram-se subarcósios os arenitos com 50 a 60% de quartzo, feldspatos mais grãos líticos variando de 10-15% mas, com feldspatos predominantes, matriz argilosa menor que 10% e cimento carbonático variando de 25-30% (Estampa 5 A). Os sublitoarenitos diferenciam-se dos subarcósios apenas no conteúdo de grãos líticos maior do que dos grãos de feldspatos (Estampa 5 B).

Os arenitos líticos da Formação Pedra de Fogo (Estampa 5 C) ocorrem com frequência em finas camadas (cm) na sequência superior da região oeste. Excluindo-se o cimento carbonático que abrange em média 20 a 30% do peso total da amostra e considerando somente os materiais terrígenos, observa-se que cerca

Fig. 22

REDUÇÃO

DO

ORIGINAL

AO

TAMANHO

"CARTA"

de 30% do material clástico constitui-se de grãos líticos, principalmente de chert, podendo mesmo serem denominados de chertarenitos. O quartzo varia de 50 a 60%, os feldspatos ocorrem em torno de 5% e a matriz até 10%.

Os subarcósios são bem selecionados enquanto que os sublitoarenitos e os arenitos líticos, normalmente mal selecionados, apresentam inversões texturais (FOLK, 1974) com grãos maiores e arredondados dispersos numa matriz argilosa (Estampa 5 B) ou ainda associados a grãos angulosos a subangulosos.

3.4 - Discussão

Muito embora o volume de dados colhidos sobre os arenitos da Formação não possa ser considerado suficiente, pode-se admitir a diminuição gradativa dos pacotes arenosos, bem como do tamanho dos grãos, no sentido leste-oeste na Bacia do Maranhão.

A construção das curvas acumulativas, das distribuições granulométricas dos arenitos Pedra de Fogo e Piauí, tem por finalidade relacionar os resultados obtidos no estudo dos parâmetros estatísticos com interpretações clássicas da literatura geológica. Devido a isso encontram-se nas figuras 18 a 21 curvas típicas traçadas a partir de sedimentos depositados em rios e dunas segundo KRUMBLEIN and SLOSS (1963).

São marcantes e notáveis as variações bruscas nas curvas acumulativas da distribuição total dos arenitos de ambas Formações, em especial, naquelas dos arenitos Pedra de Fogo, os quais normalmente contêm um volume representativo das frações granulométricas menores que areia.

A aplicação do método estatístico de SAHU (1964), para diferenciar ambientes deposicionais, mostra que, em geral, os arenitos das Formações Pedra de Fogo e Piauí depositaram-se sob condições de média e baixa energia, típicas de correntes fracas "fluviais" e/ou de mares rasos (fig.22).

Considerando-se a localização geográfica dos arenitos, observam-se pequenas variações: Na parte central, os pacotes da sequência média (Perfil Riacho Pedra de Fogo) teriam-se depositados em ambiente com energia média possivelmente de mar raso. Os arenitos do Perfil 7 (Chapada da Arara), da parte leste e incluídos neste trabalho no topo da Formação Piauí, caracterizam uma deposição em águas menos agitadas. Na parte oeste os arenitos do Perfil Km-19 (fig.10), incluídos no topo da Formação Pedra de Fogo, indicam ter-se possivelmente depositados em ambiente de turbidez, o que pode ser explicado pela abundância de materiais finos misturados com materiais mais grosseiros.

O estudo das relações entre os elementos que constituem os arenitos Pedra de Fogo, quartzo, feldspatos, grãos líticos, matriz e cimento, permite a classificação em três tipos distintos: Subarcósios, Sublitoarenitos e Arenitos líticos.

4 - PETROGRAFIA DE ROCHAS CARBONÁTICAS

4.1 - Distribuição Geográfica e Estratigráfica

As rochas carbonáticas da Formação Pedra de Fogo são encontradas em toda sua sequência estratigráfica destacando-se as ocorrências das partes basal e superior.

Nas regiões central e oeste da Bacia os bancos carbonáticos da sequência inferior tem em média meio metro de espessura e alternam-se com siltitos e folhelhos (fig.6). Em direção leste diminuem de espessura e possivelmente correspondem aos leitos milimétricos de sílex que ocorrem nos siltitos e arenitos finos na Chapada da Arara (fig.8).

Na sequência superior os bancos são mais espessos e variam de composição. Na parte central apresentam-se pouco impuros e gradam lateralmente na direção oeste para rochas carbonáticas menos espessas e com teores mais altos em componentes terrígenos. Ocorrem também leitos coquinóides com abundantes restos fósseis ("bone-beds") silicificados.

Associados às sequências carbonáticas encontram-se, nas regiões central e oeste, horizontes silicificados com estruturas de crescimento antigravitacional típicas de algas estromatolíticas (Estampa 6 A-D).

4.2 - Composição e Classificação

Consideraram-se como rochas carbonáticas na Formação Pedra de Fogo todas aquelas cujo teor em dolomita e calcita excedeu a 50%.

São constituídas principalmente de dolomita e em menores quantidades de calcita, em parte produto de dedolomitização. Os materiais clásticos presentes são normalmente quartzo, feldspatos e chert. Dentre os minerais argilosos destaca-se especialmente a esmectita.

Os principais tipos petrográficos de rochas carbonáticas encontrados na Formação Pedra de Fogo são: Dolomito arenoso e Dolomito médio cristalino.

O dolomito arenoso (Estampa 7 A), que representa as rochas carbonáticas impuras, contém 50 a 70% de carbonato e compõe-se além de dolomita e calcita, de quartzo, feldspatos, chert e minerais argilosos. Os cristais de dolomita são subeudrais de tamanho médio, em torno de 50 μ , e, por vezes, encontram-se substituídos e/ou em vias de substituição por calcita (Estampa 7 B). Dentre os clásticos o quartzo é dominante e seus grãos monocristalinos, arredondados, variam de 50 a 150 μ . Ocorrem com frequência plagioclásios e, em menor escala, feldspatos potássicos e chert. Esmeclita é o principal argilomineral presente. Os clásticos "flutuam" na massa cristalina carbonática, na qual, frequentemente, observam-se efeitos da silicificação com a formação de calcedônia e massas microcristalinas de sílica.

O dolomito médio cristalino representa as rochas carbonáticas mais puras com menos de 5% de material detrítico, o qual, normalmente constitui-se de minerais argilosos e grãos de quartzo muito finos (Estampa 7 C). Os cristais de dolomita são subeudrais e variam de 40 a 80 μ . O tamanho dos cristais permite classificar a rocha com base em FOLK (1974) como dolomito médio cristalino.

Abundantes moldes internos de cristais octaédricos são encontrados nos dolomitos da sequência superior no fácies central.

4.3 - Discussão

Muito embora tenham os carbonatos da Formação Pedra de Fogo uma extensa distribuição na Bacia, as biotas, normalmente associadas a estes tipos de rochas, estão praticamente ausentes ou ocorrem localmente em determinadas áreas.

O estudo das microfácies dos carbonatos é dificultado, em grande parte, pelos processos de silicificação e dolomitização desenvolvidos durante a diagenese.

As rochas parcial e/ou totalmente silicificadas constituídas de partículas e/ou organismos (Estampa 8 A-C), normalmente associados aos carbonatos, como os oólitos, pellets, coquinas e algas, não estão classificadas petrograficamente neste trabalho pela impropriedade de aplicação dos termos utilizados nas classificações conhecidas de rochas carbonáticas.

5 - SILICIFICAÇÃO

A Formação Pedra de Fogo é conhecida também como "formação do sílex",

devido a abundância de chert na sua sequência estratigráfica, sendo esta a característica mais importante para sua definição.

O sílex ocorre sob as mais variadas formas, desde camadas inteiramente silicificadas, por exemplo o horizonte estromatolítico da região central (Estampa 6), até concreções ou nódulos milimétricos a centimétricos denominados "bolachas" (Estampa 9 A).

Suas maiores concentrações estão na base e no topo da Formação Pedra de Fogo em associação direta com os carbonatos.

Encontram-se também com frequência arenitos, siltitos e folhelhos parcialmente silicificados ou contendo concreções silicosas. Camadas oolíticas e/ou peletoidais (Estampa 8 A e C) e algas estromatolíticas somente são encontradas silicificadas. O mesmo verifica-se com as madeiras fósseis (Psaronius) e as coquinas típicas do topo da Formação (Estampa 9 B - C).

FUCHTBAUER (1974) divide geneticamente a silicificação em 3 tipos : silicificação superficial, diagenética inicial e diagenética tardia.

A silicificação superficial é principalmente conhecida nas regiões desérticas com clima árido mas pode ocorrer também sob clima tropical úmido com estação seca (MILLOT, 1960).

Somente as capas silicificadas dos arenitos da Formação Piauí estão relacionadas certamente com este processo ao qual admite-se uma idade recente e subrecente. Se outros fenômenos foram originados por silicificação superficial estes não puderam ser reconhecidos.

Acredita-se que a maioria dos fenômenos de silicificação encontrados na Formação Pedra de Fogo tenham-se originado a partir de processos iniciais e tardios.

5.1 - Silicificação Diagenética Inicial

Estes processos na Formação Pedra de Fogo estão possivelmente ligados à origem das brechas intraformacionais (Estampa 4 A e B), dos abundantes nódulos ou concreções silicosas e da silicificação das algas, pellets, oólitos, coquinas e madeiras.

5.1.1 - Brechas Intraformacionais (Intraclásticos de Sílex)

Ocorrem nas proximidades do topo da Formação Pedra de Fogo em média 20-30 m abaixo do contato com a Formação Motuca e constituem-se num excelente

guia estratigráfico nas regiões central e oeste da Bacia, não tendo sido observado nas proximidades da borda leste.

Estão associados à intercalações laminares de finas camadas de folhelhos e níveis descontínuos de sílex, nos quais pode-se perceber, nos planos de estratificação, que a descontinuidade do sílex é devido a formação de gretas de contração (Estampa 10 A e B).

Constituem-se de fragmentos angulosos, placóides, milimétricos a centimétricos, dispersos numa matriz carbonática dolomítica, na qual, por vezes, encontram-se pellets silicificadas. Os seixos placóides encontram-se dispostos de maneira irregular mas, normalmente, em posição vertical à laminação dos folhelhos (Estampa 10 C).

Este tipo de ocorrência de chert sugere a formação direta, inorgânica, da sílica a partir de precipitação da sílica amorfa ou através da transformação dos silicatos hidratados de sódio (EUGSTER 1967 em BLATT, MIDDLETON, MURRAY, 1972). Em ambos os casos é necessário um ambiente restrito, com intensa evaporação, pH alto, etc., o qual pode ser encontrado principalmente nos lagos fechados (PETERSON e van der BORCH, 1965, EUGSTER, 1967 em BLATT, MIDDLETON, MURRAY, 1972).

As gretas de contração e as brechas de "flat pebbles", que poderiam ser originadas a partir das camadas "fraturadas" pelo ressecamento dos sedimentos, apoiam esta possível origem.

As variedades de sílica encontradas são a calcedônia, quartzino e sílica microcristalina.

5.1.2 - Nódulos e Concreções Silicosas (Bolachas)

Encontrados em toda a sequência da Formação Pedra de Fogo variam nas formas, dimensões e estruturas internas.

Os menores de dimensões milimétricas estão associados aos carbonatos mais puros, são mais homogêneos e possuem formas ovóides e peletóides. As "bolachas" maiores encontram-se associadas a folhelhos e siltitos carbonáticos, possuem dimensões de até 20 cm de comprimento por 5 cm de largura e mostram estrutura interna aproximadamente concêntrica com partes internas constituídas normalmente do material substituído (Estampa 9 A). Segundo PETTIJOHN (1975) a maioria das ocorrências de nódulos silicosos pode ser explicado como chert de substituição. No entanto, nem sempre as inclusões carbonáticas são provas concretas da silicificação por substituição (CORRENS, 1924 em FUCHTBAUER, 1974).

Em algumas sequências são tão abundantes que assemelham-se a finas

camadas de chert intercalados com carbonatos, por exemplo no Membro Silex Basal.

Os nódulos e/ou concreções silicosas constituem-se principalmente de calcedônia e quartzo microcristalino. As cores são variadas mas predominam principalmente os tons cinza e escuros, quando intemperizadas amareladas a esbranquiçadas.

5.1.3 - Silicificação de Algas, Fósseis, Oólitos e Pellets

As camadas com estruturas de algas silicificadas, encontradas na Formação Pedra de Fogo, situam-se principalmente na base e no topo das sequências do centro e oeste da Bacia. Na sequência média da região central (fig.6), ocorre uma excelente camada guia com estrutura estromatolítica em média com meio metro de espessura (Estampa 6 A-D).

Oólitos e pellets de sílex encontram-se com frequência próximos do topo nas regiões central e oeste. MELO e PRADÉ (1968) incluem na base da Formação, no fácies leste, o nível guia oolítico de grande extensão norte-sul (fig.8) o qual consideramos pertencentes à Formação Piauí pelas razões tratadas na Discussão sobre a estratigrafia (vide pág. 19).

Níveis de coquina silicificadas (Estampa 9 C) com restos de peixes são também abundantes no topo das sequências centrais e do oeste da Bacia.

As coquinas e as algas silicificadas da Pedra de Fogo constituem-se principalmente de sílica microcristalina, calcedônia e quartzo microfibrosos. O quartzo presente em menor escala reflete condições diagenéticas tardias (item 5.2.).

Os níveis peletoidais e/ou oolíticos são compostos principalmente de calcedônia e quartzo, este último, entre as pellets (Estampas 1 A e 8 C).

5.2 - Silicificação Tardia

No curso da diagênese tardia geralmente predomina a formação de quartzo (FUCHTBAUER, 1974).

Evidências de silicificação tardia na Formação Pedra de Fogo podem ser encontradas nos níveis de sílex peletoidais e/ou oolíticos. O estudo microscópico revelou que, normalmente, a calcedônia fibrosa encontra-se disposta perpendicularmente aderida às pellets e, preenchendo os poros entre estas, encontram-se cristais anédricos de quartzo, semelhantes ao desenvolvimento dos cimentos A e B nos carbonatos (Estampa 8 C).

Admite-se também que as pequenas druzas de calcedônia fibrosa e de quartzo, encontradas associadas aos níveis com estruturas de algas, sejam de origem diagenética tardia (Estampa 11).

Segundo FUCHTBAUER (1974), no desenvolvimento da silicificação diagenética tardia, as mudanças regionais de pressão, temperatura e salinidade, podem ser menos importantes do que as variações das condições químicas em curtas distâncias.

De acordo com o que foi exposto e devido a falta de evidências de soterramento profundo nas partículas carbonáticas, por exemplo, compactação dos oólitos e pellets, e mesmo ainda com base na diagênese dos arenitos, supõe-se que a silicificação tardia observada nos sedimentos Pedra de Fogo, seja principalmente resultado das diferenças nas condições químicas.

6 - CONCLUSÕES E INTERPRETAÇÕES

A Formação Pedra de Fogo, Eo-Meso-Permiano, aflora na Bacia do Maranhão numa extensa faixa de direção leste-oeste que coincide em linhas gerais com os limites leste, sul e sudoeste do estado do Maranhão (fig.1). Constitui-se em superfície de uma sequência estratigráfica cíclica, em média com 100 m de espessura, a qual pode ser dividida em três Membros: Basal, Médio e Superior.

O Membro Sílex Basal, com espessura média de 20 m, apresenta-se com uma larga distribuição na Bacia e constitui-se de intercalações de siltitos, folhelhos e bancos dolomíticos que contêm concreções silicosas. No leste esta sequência é mais terrígena e constituída de siltitos e arenitos finos intercalados com delgados leitos de sílex, ocorrendo, ainda, pequenas concreções ovóides silicosas. Na região central e em direção oeste o Membro Sílex Basal é mais carbonático e em alguns locais está representado por espessos pacotes de sílex intercalados com siltitos e arenitos finos.

A ampla distribuição de leste a oeste dos sedimentos desta sequência, recobrimo concordantemente os arenitos da Formação Piauí, conduzem a suposição da existência, no início da deposição Pedra de Fogo, de um extenso e pouco profundo mar epicontinental, formado a partir da transgressão marinha ocorrida no Permo-Carbonífero e registrada também nas Bacias do Amazonas, Formações Itaituba e Nova Olinda, e do Paraná, Formações Palermo e Irati. As relações faciológicas entre a base da Formação Pedra de Fogo e o topo da Formação Piauí, em toda a ex-

tensão da Bacia, estão intimamente ligados a fenômenos transgressivos.

A uniformidade e a extensão dos clásticos finos intercalados com carbonatos e evaporitos, estes últimos encontrados nas seções de subsuperfície, sugerem o ambiente marinho raso, pouco agitado e em parte restrito. As dolomitas betuminosas e o sílex escuro, que também caracterizam esta sequência inferior, sugerem ainda um ambiente redutor.

O Membro Médio apresenta variações faciológicas de leste para oeste muito importantes para a interpretação ambiental. Em geral esta sequência constitui-se na sua parte inferior de arenitos e acima de uma sucessão cíclica com arenitos, siltitos e/ou folhelhos e carbonatos com nódulos e concreções silicosas. Na região leste e em direção à região central ocorrem espessos pacotes arenosos na parte inferior que diminuem de espessura no sentido oeste e passam lateralmente para siltitos com finas intercalações de arenitos finos e folhelhos.

As variações faciológicas laterais e verticais, observadas na sequência média da Formação Pedra de Fogo, podem ser consideradas como consequência das diferenças na dinâmica sedimentar. Os pacotes mais espessos de arenitos no leste da Bacia, a maior abundância dos clásticos nesta região e a diminuição relativa da granulometria dos arenitos na direção oeste sugerem que na época da deposição desta sequência, as principais áreas fornecedoras, localizadas a leste e sudeste, tornaram-se mais ativas no processo deposicional fornecendo com maior abundância os materiais terrígenos das áreas emersas para a bacia de deposição. Do mesmo modo, a presença dos clásticos finos e dos carbonatos nas regiões central e oeste, correlacionáveis aos arenitos do leste, sugerem o maior afastamento das áreas fontes bem como a predominância das influências do ambiente marinho.

É possível supor, ainda, que uma fase regressiva desenvolveu-se na Bacia a partir do início da deposição do Membro Médio, a qual possibilitou, especialmente no leste e até na região central, o recobrimento dos sedimentos finos e carbonáticos, com características marinhas da sequência inferior da Formação Pedra de Fogo, pelos pacotes arenosos da sequência média, cujas características sedimentares estão relacionadas a sub-ambientes deltáicos superiores e/ou de planícies de maré. Além dos fatos citados no parágrafo anterior, suportam esta suposição: o adelgaçamento do arenito "Custódio" entre os perfis Riacho Pedra de Fogo e Riacho Salobre (fig.12); as marcas onduladas de diferentes direções observadas nos planos de estratificação dos arenitos desta sequência média; a abundância das estratificações cruzadas nestes mesmos arenitos e o nível de sílex estromatolítico da região central que se encontra recoberto pelo arenito "Custódio" e acima do banco carbonático com gretas de contração no topo.

O Membro Superior, Trisidela, com espessura média de 40 m, é muito representativo da Formação Pedra de Fogo e ocorre principalmente nas regiões central e oeste da Bacia. Admite-se que as mudanças geomorfológicas processadas na Bacia sejam responsáveis pela ausência, em parte, desta sequência na região leste. O recobrimento discordante da Formação Pedra de Fogo pelas unidades mais jovens nesta região, por exemplo, na área do Riacho Salobre encontra-se a Formação Patos Bons, Triássico Superior, diretamente sobre a Formação Pedra de Fogo, Permiano, pode ser considerado como um argumento para esta suposição.

O Membro Superior constitui-se de bancos dolomíticos intercalados com siltitos e folhelhos carbonáticos com nódulos e/ou concreções e níveis descontínuos de sílex. São típicos desta sequência as brechas intraformacionais da parte inferior e os níveis silicificados com abundantes fósseis e pellets nas proximidades do topo. As madeiras silicificadas (Psaronius) caracterizam as partes superiores da Formação Pedra de Fogo bem como os sedimentos da base da Formação Motuca.

Admite-se aqui que uma nova fase transgressiva, iniciada já no fim da deposição do Membro Médio, tenha se desenvolvido até próximo do final da deposição Pedra de Fogo. Considera-se a extensão e a uniformidade dos bancos dolomíticos intercalados com siltitos que recobrem os arenitos "Custódio", a partir da região central na direção leste, como o principal fato que suporta esta idéia. Os ciclotemas constituídos de arenitos finos e/ou siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos, que se seguem após o arenito "Custódio" e se estendem até próximo do topo da Formação Pedra de Fogo, também podem ser considerados com um indício de oscilações periódicas do nível das águas na Bacia. As intercalações de folhelhos com níveis contínuos e descontínuos de sílex, contendo brechas intraformacionais, e as gretas de contração, observadas nos sucessivos planos de estratificação destas intercalações, são indicadores de exposições aéreas periódicas do ambiente subaquoso. Os níveis oolíticos e/ou pelletoidais e as coquinas contendo fragmentos de peixes, são também elementos importantes para a definição do ambiente aquoso sujeito às influências marinhas. O final da deposição Pedra de Fogo, no Permiano Superior, é caracterizado por uma ampla regressão pois, passam a predominar na Bacia, condições ambientais continentais, sob as quais depositaram-se os sedimentos Permo-triássicos das Formações Motuca e Sambaíba. A coloração avermelhada, tipo "red-beds", destas Unidades, os tipos de estratificação cruzada e a presença das madeiras fósseis, no topo e na base, das Formações Pedra de Fogo e Motuca respectivamente, são considerados como indicadores desta mudança ambiental.

Estão presentes em abundância na Formação Pedra de Fogo os argilomineerais esmectita (montmorilonita) e subordinadamente illita. Os minerais argilosos

interestratificados illita-montmorilonita e clorita-montmorilonita (corrensita) são mesmo frequentes. A clorita é muito rara e foi identificada em apenas duas amostras. A caulinita ocorre somente nas rochas intemperizadas como produto de alteração recente ou subrecente.

Atribui-se origem clástica às esmectitas e illitas, como sendo produtos da alteração de rochas cristalinas sujeitas às condições climáticas áridas e semi-áridas, em ambientes alcalinos e pouco lixiviantes, nas áreas continentais e fornecedoras situadas no leste e sudeste da Bacia. Todavia, a conhecida associação das esmectitas com minerais autógenos permite supor, ainda, que pelo menos uma parte destes argilominerais tenha se formado a partir de precipitação química.

Ao interestratificado illita-montmorilonita atribui-se a origem da degradação da illita, sendo no entanto pouco difícil estabelecer a época e o local de degradação. Contudo, pode-se admitir que pequenas variações climáticas no Permiano tenham propiciado o estabelecimento de condições mais intemperizantes que favoreceram a degradação da illita nas áreas continentais fornecedoras dos clásticos.

Admite-se a origem diagenética para a presença da corrensita mas, é válido ressaltar sua associação com os ambientes marinhos e com as fácies carbonáticas, dolomíticas, os quais supõe-se tenham sido os principais responsáveis pela formação deste argilomineral.

O quartzo é o mineral mais abundante da Formação Pedra de Fogo. Essencialmente de origem clástica ocorre com frequência mesmo na fração $< 2 \mu$. Os grãos entre 125 e 250 μ apresentam-se normalmente subarredondados e arredondados. São muito frequentes grãos monocristalinos e subordinadamente policristalinos. Inclusões de micrólitos e agulhas de rutilo são relativamente comuns.

A presença de grãos subangulosos a subarredondados na fração 125-250 μ na região oeste, pode ser considerada uma evidência do transporte relativamente curto sofrido pelos grãos, provavelmente com proveniência das rochas da borda oeste da Bacia. No entanto, pode representar também o transporte longo, em suspensão, a partir do leste, uma vez que diminui a granulometria dos sedimentos clásticos daquela região em direção ao centro da Bacia.

Os feldspatos presentes nos arenitos são de origem clástica e constituem-se de grãos de plagioclásios sódicos e feldspatos potássicos subarredondados a arredondados. Nos siltitos e folhelhos são mais comuns as variedades potássicas, possivelmente, em parte, produto autógeno.

A identificação do oligoclásio e dos tipos potássicos demonstra que as áreas de fornecimento destes minerais eram constituídas de rochas de composição

ácida, por exemplo, ígneas plutônicas e metamórficas gnáissicas. A presença dos feldspatos com relativa abundância nos sedimentos Pedra de Fogo indica, também, a ausência de fenômenos químicos acentuados, possivelmente, devido a condições climáticas semi-áridas a áridas.

As micas são muito raras mas, encontra-se a muscovita com abundância em alguns arenitos da sequência superior no oeste da Bacia.

Calcedônia, quartzino e massas microcristalinas de sílica aparecem frequentemente como produtos diagenéticos nas rochas silicificadas.

Os minerais pesados presentes nos arenitos Pedra de Fogo por ordem de abundância são: granada, turmalina, estaurolita, zircão, rutilo, apatita e cianita. A frequência dos minerais meta-estáveis, granada e estaurolita, está diretamente ligada ao grau de cimentação carbonática dos arenitos.

Nas regiões central e oeste a granada é "frequente" a "muito frequente" e a estaurolita considerada "presente". Na direção leste a granada está praticamente ausente e a estaurolita torna-se pouco "presente" a rara devido a falta de cimento. Os ultra-estáveis zircão, turmalina e rutilo tornam-se abundantes nos arenitos friáveis e, de acordo com o grau de arredondamento, a maioria destes demonstra ser produto de reciclagem. A frequência de granada e estaurolita, mesmo considerando as alterações intempéricas e diagenéticas destes minerais, pode ser utilizada como critério de superfície para diferenciar os arenitos da base da sequência média da Formação Pedra de Fogo dos superiores da Formação Piauí.

A presença frequente das granadas nos sedimentos Pedra de Fogo pouco ou não alterados e a ocorrência da apatita, em pequenas quantidades nesta unidade e na Formação Piauí, podem ser consideradas como indicadores climáticos do Permocarbonífero. Acredita-se que o clima semi-árido a árido tenha sido responsável pela preservação destes minerais, enquanto que as condições climáticas mais recentes tendem a decompô-los.

A dolomita é o mineral carbonático mais importante e constitui mais de 90% do carbonato total. Além da ocorrência nos bancos carbonáticos é também relativamente comum nos siltitos e folhelhos. Apresenta-se nos dolomitos médio cristalinos sob a forma de cristais romboédricos e subeudrais com dimensões variando entre 40 a 80 μ .

A granulação fina dos cristais e a extensa distribuição deste mineral sugerem uma origem diagenética inicial (early diagenetic).

A calcita encontra-se principalmente como cimento nos arenitos, ocorrendo em menor escala nas rochas carbonáticas, siltitos e folhelhos. A presença de romboedros de dolomita, substituídos por calcita, no cimento carbonático dos

arenitos, demonstra que parte desta calcita é produto de processo de dedolomitização normalmente ligado com intemperismo recente ou subrecente.

Os fragmentos de rochas mais frequentes são grãos achatados, placôides, de chert que compõem as brechas intraformacionais. Microscopicamente identificaram-se grãos líticos de chert, quartzo policristalino, argila, folhelhos e/ou siltitos.

Supõe-se que os grãos de quartzo metamórfico sejam provenientes das regiões cristalinas adjacentes à área de deposição, enquanto que ao chert e aos grãos de folhelhos atribui-se a proveniência a partir de rochas sedimentares da mesma Formação (chert) ou ainda das unidades inferiores (grãos de folhelhos da Formação Piauí) dentro da própria Bacia.

Os arenitos Pedra de Fogo ocorrem em espessas camadas na parte inferior da sequência média do centro da Bacia e em camadas delgadas, que alternam-se com siltitos, folhelhos e carbonatos, nas partes superiores da Formação.

As análises granulométricas mostram que são arenitos finos a muito finos, pobremente selecionados, com assimetria positiva a muito positiva, demonstrando a abundância das frações finas, e com curtose muito leptocúrtica. Quanto às distribuições granulométricas, observam-se algumas mudanças bruscas nas curvas acumulativas, especialmente dos arenitos Pedra de Fogo, que indicam misturas de populações granulométricas, possivelmente devido a tipos diferentes de transporte ou ainda a ambientes e fontes diferentes.

A composição dos arenitos inclui grãos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (oligoclásio) e raramente muscovita. Minerais pesados e argilosos estão presentes normalmente. Os fragmentos de rochas são chert, quartzo policristalino, siltitos e argila. Grãos de glauconita ocorrem comumente nos arenitos verdes. Além dos carbonatos, calcedônia e sílica microcristalina compõem o cimento. Na matriz argilosa dos arenitos inalterados encontram-se os argilominerais esmectita e illita. Subordinadamente ocorrem os minerais interestratificados illita-montmorilonita e clorita-montmorilonita.

Os arenitos Pedra de Fogo podem ser classificados em Subarcósios, Sublitoarenitos e Arenitos líticos, segundo as variações quantitativas de quartzo, feldspato e grãos líticos (fragmentos de rochas) propostas por PETTIJOHN (1973).

Os grãos líticos de folhelhos vermelhos, de chert microcristalino e, mesmo, os minerais pesados muito bem arredondados, caracterizam o processo sedimentar de material retrabalhado dentro da Bacia. Os grãos de quartzo policristalinos e microfraturados, tipicamente de origem metamórfica, e as micas abundantes em alguns arenitos, podem ser considerados como indicadores da proveniência externa.

dos clásticos a partir da direção oeste.

A aplicação do método estatístico de SAHU (1964) mostrou que os arenitos Pedra de Fogo, de um modo geral, depositaram-se num ambiente de média a baixa energia possivelmente de mar raso ou lagunar.

A natureza dos contatos entre os grãos dos arenitos Pedra de Fogo indicam que processos diagenéticos profundos, com soterramento pronunciado, não foram desenvolvidos nesta Unidade.

As rochas carbonáticas são encontradas em toda a sequência da Formação Pedra de Fogo destacando-se as ocorrências das partes basal e superior. Constituem-se de camadas relativamente extensas mas que variam de espessura de acordo com sua localização geográfica. Associadas à estas encontram-se frequentemente camadas silicificadas de restos fósseis, pellets e algas estromatolíticas.

As rochas carbonáticas Pedra de Fogo são compostas essencialmente de dolomita e subordinadamente de calcita e dos clásticos, quartzo, feldspatos, chert e argilominerais. Podem ser classificadas em dolomitos arenosos e dolomitos medianamente cristalinos.

Não foram encontrados, em abundância, no carbonatos Pedra de Fogo fósseis que pudessem ser identificados e classificados segundo uma base paleontológica. As principais concentrações de restos fósseis situam-se no centro e oeste da Bacia. Acredita-se que a formação do mar epicontinental, restrito, sem comunicação direta e constante com o mar aberto tenha contribuído para a limitação da atividade e desenvolvimento dos organismos.

O estudo dos microfácies dos carbonatos é dificultado, em grande parte, pelos processos de silicificação e dolomitização desenvolvidos durante a diagenese.

A silicificação na Formação Pedra de Fogo tem sua importância devido à abundância das espécies e estruturas de sílica presentes. O "sílex" ocorre sob as mais variadas formas, desde camadas inteiramente silicificadas até concreções ou nódulos milimétricos a centimétricos denominados "bolachas".

A maioria da sílica encontrada, excetuando os grãos de quartzo, originou-se a partir de processos iniciais e tardios de silicificação.

As "placas" de sílex, que constituem as brechas intraformacionais "guias" da sequência superior, podem ter sido formadas a partir de processos inorgânicos de precipitação da sílica. As gretas de contração encontradas nos níveis de sílex suportam esta idéia.

Nódulos e concreções, compostos de quartzo e de calcedônia, originaram-se segundo processos diagenéticos, durante os quais os carbonatos foram subs-

tituídos.

Para explicar a origem das camadas inteiramente silicificadas e mesmo das quantidades consideráveis de sílica nos sedimentos substituídos, é necessário supor um suprimento externo da sílica para o local de deposição. Assim, admite-se que as áreas continentais, fontes dos materiais terrígenos, sujeitas às condições alcalinas do clima árido e capazes de promover a solubilidade da sílica, tenham sido também fornecedoras da sílica necessária para a extensa silicificação que atingiu os sedimentos Pedra de Fogo.

Assim, resumindo o que foi acima exposto, supõe-se que a Formação Pedra de Fogo depositou-se num ambiente marinho, restrito, raso, tipo epicontinental, cujas variações foram resultado de oscilações periódicas do nível das águas. No início da deposição Pedra de Fogo, uma fase transgressiva possibilitou a ampla sedimentação da sequência basal desta Unidade sobre os arenitos continentais da Formação Piauí. Posteriormente, teve lugar uma fase regressiva no sentido noroeste, que pode ser seguida até a região central, através do recobrimento dos sedimentos basais pelo arenito "Custódio". Do mesmo modo, os ciclotemas superiores da Formação Pedra de Fogo, depositados sobre o arenito "Custódio", representam uma nova e última fase transgressiva do Permiano.

As variações faciológicas laterais da Formação Pedra de Fogo permitem supor, também, que o ambiente marinho tenha variado de transicional, deltáico, de leste a sul, a nerítico raso, em direção às regiões central e oeste. O Membro Médio no leste apresenta as características dos subambientes deltáicos, superiores, assim como os carbonatos, em parte fossilíferos com restos de peixes do centro e oeste, representam o ambiente nerítico raso.

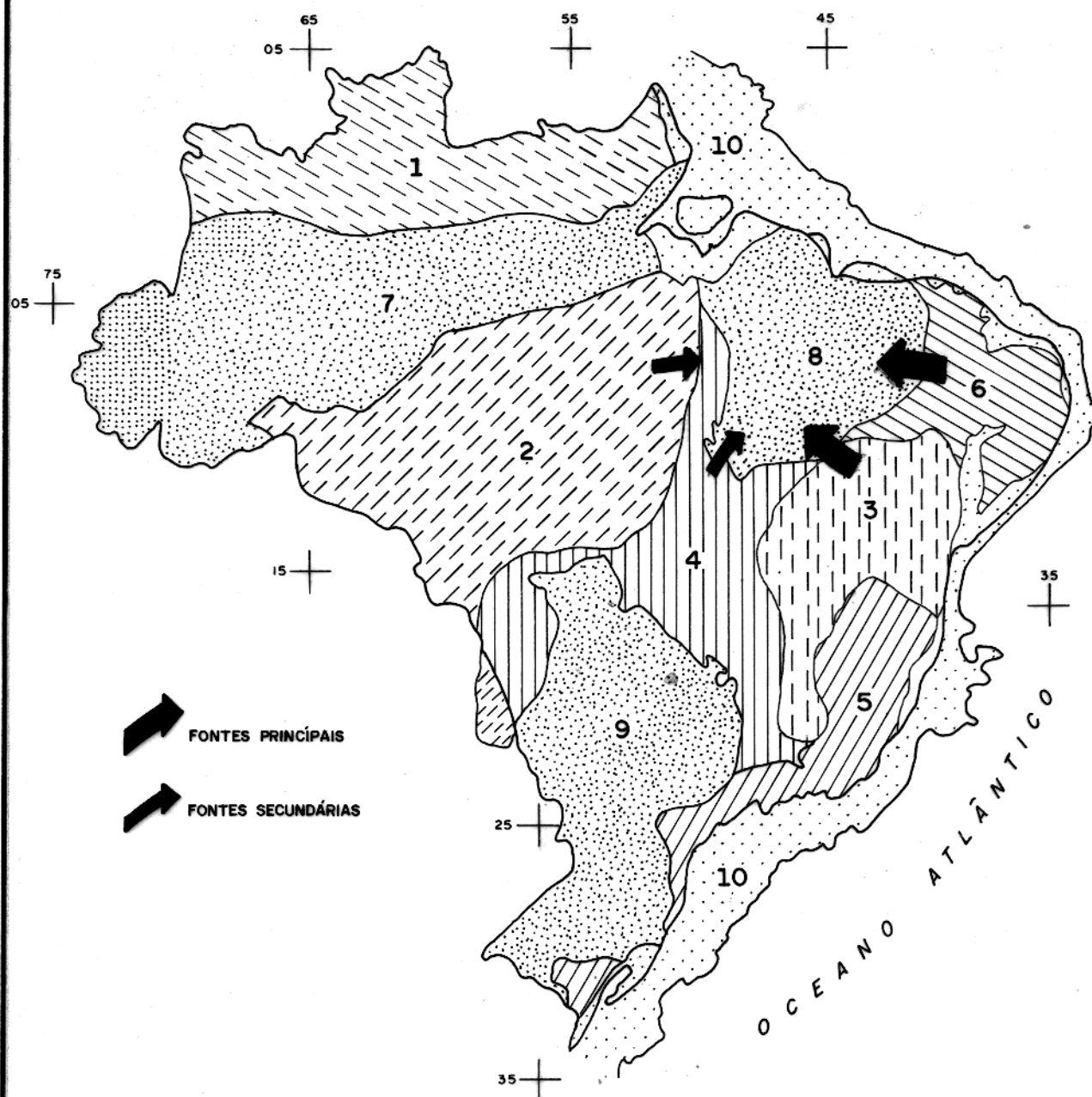
As principais áreas fornecedoras dos materiais terrígenos e de parte da sílica situavam-se de leste a sul da Bacia (fig.23). A espessura dos pacotes arenosos no leste e a diminuição gradativa da granulometria dos sedimentos na direção oeste justificam a suposição. As rochas das Províncias Borborema e São Francisco (ALMEIDA et al. 1977), localizadas de nordeste a sudeste e sul, respectivamente, seriam referidas fontes dos materiais. Um relevo possivelmente aplainado nestas regiões, inibiu o fornecimento de clásticos grosseiros. Admite-se ainda que áreas emersas, situadas no oeste e/ou sudoeste, tenham também fornecido algum material durante a deposição Pedra de Fogo. A frequência de granada e estauroлита na região oeste, poderia ser consequência da presença das rochas da Província Tocantins (op. cit.) localizadas de oeste a sudoeste em relação à Bacia.

Supõe-se que o clima, durante a sedimentação Pedra de Fogo, tenha sido temperado no início, passando para semi-árido a árido com pequenas variações até o

final da deposição. Segundo MABESSONE (1975 b, em MABESSONE, 1977), os estudos sobre a migração lenta do continente sulamericano revelam que a Bacia do Maranhão, do Carbonífero ao início do Permiano, deslocou-se entre as latitudes 55° - 30° , passando pela zona árida de desertos durante parte do Permiano até o Triássico. Parte da mineralogia e das estruturas sedimentares da Formação Pedra de Fogo concordam com estas variações climáticas.

Acredita-se que tectonicamente a Bacia do Maranhão, durante o Permiano, permaneceu relativamente estável. A lenta subsidência que caracteriza a evolução das bacias intracratônicas prosseguiu, sem no entanto exercer fortes influências na deposição da Formação Pedra de Fogo. As invasões marinhas teriam se processado a partir do oeste através da Bacia do Amazonas a qual ligava-se com a Bacia do Maranhão pelo eixo Marajó de direção sudeste. Assim, é mais fácil supor, especialmente, pelas espessuras das litofases dos ciclotemas, que a sedimentação cíclica desenvolvida na Formação Pedra de Fogo tenha se originado a partir de variações periódicas no nível das águas na Bacia. As atividades de marés, possivelmente desenvolvidas durante estas oscilações, podem ser consideradas a partir da presença, em quase toda a sequência Pedra de Fogo, de elementos tipicamente originados pelas suas ações: estratificação "flaser" nos siltitos; marcas onduladas de diferentes direções; gretas de contração de ampla distribuição; bioturbação nos dolomitos arenosos; níveis oolíticos e/ou peletoidais, coquinas com fragmentos de peixes, brechas intraformacionais; horizontes de algas estromatolíticas.

Acredita-se que seja válido explicar as oscilações do nível do mar na Bacia, responsáveis também pelas fases transgressivas e regressivas registradas na Formação Pedra de Fogo, a partir das variações climáticas desenvolvidas durante o Permiano.



- Províncias Estruturais do Brasil: 1- Rio Branco, 2- Tapajós, 3- São Francisco, 4- Tocantins, 5- Mantiqueira, 6- Borborema, 7- Amazônica, 8 - Parnaíba, 9- Paraná, 10- Província Costeira e Margem Continental. (ALMEIDA et al., 1977)

FIG.23- ÁREAS FONTES DOS SEDIMENTOS PERMIANOS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO.

7 - BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; FARIA JR, L.E.C.; RODRIGUES, M.D.R.; TRUCKENBRODT, W. - 1977 - "PROJETO BALSAS". Relatório Final, Convênio DNPM/UFPa, Belém (PA), 47 p.ilust.
- AGUIAR, G.A. - 1964 - Semi-detálhe da Região Sudoeste de Balsas. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 218 M, 40 p.ilust.
- AGUIAR, G.A. e NAHASS, S. - 1969 - Bacia do Maranhão - Geologia e Possibilidades de Petróleo. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 371 M, 55 p.
- AGUIAR, G.A. - 1971 - Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: 25 Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo (SP). Anais.Soc.Bras. Geol. 3, 113-122.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: 23 Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (BA). Anais.Soc.Bras.Geol. 1, 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B. de e FUCK, R.A. - 1977 - Províncias Estruturais Brasileiras. IN: Atas do 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande (PB). 363-391.
- BARBOSA, O. e GOMES, F.A. - 1957 - Carvão Mineral na Bacia Tocantins-Araguaia . DNPM-DGM. Rio de Janeiro (RJ). Bol.174 - 35 p.ilust.
- BAUMGARTEN, C.S.; FALKENHEIN, F.V.H.; ESTRELLA, G de O.; OLIVEIRA, J.J.; CHAGAS, J.F.; CARVALHAES, J.B. - 1973 - Interpretação Ambiental a Partir de Estruturas Sedimentares. B.téc., PETROBRÁS, Rio de Janeiro. 16 (3) , 95-112.
- BLANKENNAGEL, R.K. - 1952 - Geological Report on the Eastern Margin of the Maranhão Basin. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 27 M 43 p.ilust.
- BLANKENNAGEL, R.K. with KREMER, G.A. - 1954 - Geologic Report on the Southeastern Margin of the Maranhão Basin. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA) Rel. 44 M, 64 p.ilust.
- BOUMAN, Q.C. - 1961 - Structure and Stratigraphy of the Teresina-Floriano Area . DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 176 M, 32 p.ilust.

- BROWN, G. - 1961 - The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. London (Mineralogical Society). 544 p.
- CAMPBELL, D.F. - 1949 - Revised Report on the Reconnaissance Geology of the Maranhão Basin by Maranhão Basin. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 7 M, 117 p. ilustr.
- CARROZZI, A.V. - 1958 - Micro-mechanism of Sedimentation in the Epicontinental Environment. Jour.Sed.Petrology. 28, 133-158.
- CARROZZI, A.V.; ALVES, R.J. e CASTRO, J.C. - 1972 a - Microfacies Study of the Itaituba - Nova Olinda (Pennsylvanian-Permian) Carbonates of the Amazonas Basin, Brazil. RPBA, PETROBRÁS, Salvador (BA). Rel. 1585, 69 p. ilustr.
- CARROZZI, A.V.; ALVES, R.J. e CASTRO, J.C. - 1972 b - Controle Tectônico Sinsedimentar dos Carbonatos Permo-Carboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas, Brasil. In: 26 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém (PA). Anais.Soc.Bras.Geol. 3, 47-64
- CARROZZI, A.V. - 1972 - Microscopic Sedimentary Petrography. Robert E. Krieger Publishing Company, Huntington. New York. 485 p.
- CARROZZI, A.V., FALKENHEIN, F.U.M., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, R.E. e CONTREIRAS, C.J.A. - 1975 - Análise Ambiental e Evolução Tectônica Sinsedimentar da Seção Siluro-Cocarbonífera da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A.M. de Mello, Ciência - Técnica - Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo nº 7 - 48 p. 49 fig.
- CARROLL, D. - 1974 - Clay Minerals: A Guide to Their X-ray Identification. The Geological Society of America. Special Paper, 126. Colorado. 80 p.
- CUNHA, F.M.B. - 1964 - Geologia do Sudeste de Balsas. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 224 M, 46 p. ilustr.
- FARIA, A. - 1964 - Levantamento Geológico Detalhado das Áreas de Natal e Norte de Teresina-PI. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 212 M, 31 p. ilustr.
- FOLK, R.L. - 1974 - Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co Austin, Texas. 182 p.

- FUCHTBAUER, H. - 1974 - Sediments and Sedimentary Rocks 1. In: V.ENGELHART FUCHTBAUER and MÜLLER, Sedimentary Petrology - part II. Schweizerbart , Stuttgart. 464 p.
- GHIGNONE, J.I. - 1972 - Ensaio de Paleogeologia do Nordeste e as Sequências Sedimentares. In: 26 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém (PA). Anais Soc.Bras.Geol. 3, 21-28.
- GOMES, F.A. - 1951 - Relatório dos Trabalhos Geológicos Executados em 1950, Área de Carolina - Balsas-MA. Conselho Nacional do Petróleo - Setor de Geologia. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 16, 29 p.ilust.
- GRIM, E.R. - 1968 - Clay Mineralogy. 2^a Edition. New York, Mc Graw - Hill Book Company. 596 p.
- HECKEL, P.H. - 1972 - Recognition of Ancient Shallow Marine Environments. Edited by Rigby and Hamblin - Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc.Econ.Paleo.Min. Special Publication. 16, 226-286.
- IRWIN, M.L. - 1965 - General Theory of Epeiric Clear Water Sedimentation. Bull . Am.Assoc. Petroleum Geologists. 49, 445-459.
- JOHNSON, J.H. - 1961 - Limestone-Building Algae and Algal Limestones. Colorado School of Mines. Colorado. 297 p.
- KEGEL, W. - 1953 - Contribuição para o Estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. DNPM - DGM. Rio de Janeiro (RJ) . Bol.141.
- LANDIM, P.M.B. - 1970 - O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP) . DNPM - DGM. Rio de Janeiro (RJ). BOL.252. 103 p.ilust.
- LISBOA, M.A.R. - 1914 - The Permian Geology of Northern Brazil. New Haven, USA . American Journal of Science. Ser 4v. XXXVII. 221, 425-442.
- LUCIA, F.J. - 1972 - Recognition of Evaporite-Carbonate Shoreline Sedimentation. Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc.of.Eco.Paleo and Min. Special Publication n° 16, 160-191.
- MABESSONE, J.M. - 1977 - Paleozoic-Mesozoic Deposits of the Piauí-Maranhão Syncline (Brazil): Geological History of a Sedimentary Basin. Sedimentary Geology. Amsterdam. 19, 7-38.

- MEDEIROS, R.A., SCHALLER, H. e FRIEDMAN, G.M. - 1971 - Fácies Sedimentares Análise e Critérios para o Reconhecimento de Ambientes Depositionais . PETROBRÁS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. Ciência-Técnica - Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. nº 5, 123 p.
- MEHRA, D.P. e JACKSON, M.L. - 1960 - Iron Oxide Removal From Soils and Clays by a Dithionite - Citrate System Buffered With Sodium Bicarbonate. Nat. Conf. Clays Clay Min. London. Proc. 7, 317-327.
- MELO, U de; PRADÉ, G.O. - 1968 - Semi-detálhe da Região de Boa Esperança - Bacia do Maranhão. RENOR/DIREX, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 305 M, 54 p. ilustr.
- MELO, M.T. e PRADÉ, G.O. - 1968 - Geologia da Região Sudeste de São Raimundo das Mangabeiras - Maranhão. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 297 M, 37 p. ilustr.
- MESNER, J.C. e WOOLDRIDGE, L.C. - 1962 - Maranhão Basin Study Revision. DIREX / RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 205 M, 3V.
- MESNER, J.C. and WOOLDRIDGE, L.C.P. - 1964 - Maranhão Paleozoic Basins and Cretaceous Coastal Basins. North Brazil. Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists. 48 (9), 1475-1512. 29 fig.
- MILLOT, G. - 1970 - Geology of Clays. New York (Springer). 429 p.
- MOORE, B. - 1964 - Geological Reconnaissance of The Southern Margin of the Maranhão Basin. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 216 M, 46 p. il.
- MÜLLER, G. - 1967 - Methods in Sedimentary Petrology. In: v. ENGELHARDT, FUCHTBAUER e MÜLLER, Sedimentary Petrology - part I. Schweizerbart, Stuttgart. 283 p.
- MÜLLER, G. e GASTNER, M. - 1971 - The "Karbonat-Bombe", a Simple Device for the Determination of the Carbonate Content in Sediments, Soils and other Materials. N.Jb. Miner. Mh. Stuttgart. 10, 466-469.
- NEVES, L.E. - 1968 - Estudo Prático de Argilas por Difratometria de Raios-X. B. téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro. 11 (1), 123-135.

- NEVES, L.E. - 1974 - Composição Mineralógica das Argilas de Folhelhos Siluria - nos e Devonianos da Bacia do Maranhão. CENDES, PETROBRÁS - International Report.
- NORTHFLEET, A.A. - 1965 - Semi-detalhe da região Noroeste de Alto Parnaíba. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 240 M, 52p.ilust.
- NORTHFLEET, A.A. e MELO, M.T. - 1967 - Geologia da Região Norte de Balsas - Maranhão. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel.268 M, 66p.ilust.
- OJEDA, H.O. e BEMBOM, F.C. - 1966 - Mapeamento Geológico em Semi-detalhe do Sudoeste de Riachão. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel.260 M, 67 p.ilust.
- OJEDA, H.A e PERILLO, I.A. - 1967 - Geologia do Sudoeste de Carolina. DIREX/RENOR, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel.270 M, 53 p.ilust.
- OLIVEIRA, M.A. - 1961 - Reconhecimento Geológico no Flanco Oeste da Bacia do Maranhão. RENOR/DIREX, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel.171, 77 p.ilust.
- PETERSON, M.N.A. - 1961 - Expandable Chloritic Clay Minerals From Leppor Mississippiian Carbonate Rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. Amer.Min. Menasha. 46, 1246-1269.
- PETTIJOHN, F.J. and POTTER, P.E. - 1964 - Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. Springer Verlag, New York. 370 p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. and SIEVER, R. - 1973 - Sand and Sandstone. Springer Verlag. New York, 618 p.
- PIAZZA, H.D.; SANTOS, D.B. dos e MAINGUÉ, E. - 1966 - Geologia da Área de Florianópolis. RENOR/DIREX, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel.261, 58 p.ilust.
- PICARD, M.D. and HIGH, L.R. - 1972 - Criteria for Recognizing Lacustrine Rocks - Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc.Econ.Paleo Min. Special Publication. nº 16, 108-145.
- PLUMMER, F.B. - 1946 - Report on Maranhão-Piauí Geosyncline RENOR/DIREX, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 1M, 83p.

- RAMOS, A.N. e FORMOSO, M.L.L. - 1976 - Clay Mineralogy of the Sedimentary Rocks of the Paraná Basin, Brazil - Revista Brasileira de Geociências . Soc.Bras.Geol. 6 (1), 15-42.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. - 1975 - Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag. Berlin, New York, Heidelberg. 439 p.
- RIGBY, J.K. e HAMBLIN, W.K. - 1972 - Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication nº 16, 340 p.
- RODRIGUES, R. - 1967 - Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba. RENOR/DIREX, PETROBRÁS, Belém (PA). Rel. 273 M, 50 p.ilust.
- SUGUIO, K. - 1973 - Introdução à Sedimentologia. Edgar Blücher. Ed. da Universidade de São Paulo, São Paulo (SP).
- SUGUIO, K. e FULFARO, V.J. - 1977 - Geologia da Margem Ocidental da Bacia do Parnaíba - Estado do Pará. Bol. IG - Instituto de Geociências - USP. 8, 31-54.
- VISHER, G.S. - 1965 - Use of Vertical Profile in Environmental Reconstruction . Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. 49 (1), 41-61. 16 figs.
- VISHER, G.S. - 1975 - A Pennsylvanian Interdistributary Tidal-Flat Deposit. Edited by GINSBURG, R.N. - Tidal Deposits A Casabook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Springer Verlag. New York. 428 p.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. and GILBERT - 1970 - PETROGRAFIA - Editora Polígono-São Paulo . 445 p.
- WILSON, J.L. - 1975 - Carbonate Facies in Geologic History. Springer Verlag. New York, Heidelberg, Berlin. 471 p.

APÊNDICE 1

Tabelas 1-4

TABELA 1. ÍNDICE PERCÉNTUAL DE FREQUÊNCIA DOS MINERAIS PESADOS

F.P. de FOGO	Fração 62-125 μ					Fração 125-250 μ				
Minerais	Muito freq.	Freq	Pres	Raro	Muito raro	Muito freq.	Freq	Pres	Raro	Muito raro
Granada	70	20	10	-	-	73	13	7	-	6
Turmalina	-	32	35	32	-	7	46	38	7	-
Estaurolita	-	-	10	70	20	-	20	47	26	6
Zircão	20	40	40	-	-	-	14	36	36	14
Rutilo	-	-	-	65	35	-	-	-	30	70
Apatita	-	-	-	-	100	-	-	-	14	85
Cianita	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-

F. PIAUI	Fração 62-125 μ					Fração 125-250 μ				
Minerais	Muito freq	Freq	Pres	Raro	Muito raro	Muito freq	Freq	Pres	Raro	Muito raro
Turmalina	28,5	57	14	-	-	100	-	-	-	-
Zircão	57	42	-	-	-	-	72	28	-	-
Rutilo	-	14	42	42	-	-	-	57	42	-
Estaurolita	-	14	14	-	42	-	40	20	40	-

TABELA 2. FREQUÊNCIAS MÉDIA E DE OCORRÊNCIA DOS MINERAIS PESADOS

F.P. de FOGO	Fração 62-125 μ		Fração 125-250 μ	
Minerais	Frequência Média %	Frequência de Ocorrência	Frequência Média %	Frequência de Ocorrência
Granada	39,1	100	49,0	100
Turmalina	31,6	100	31,8	93
Estaurolita	1,5	90	8,5	100
Zircão	24,6	100	7,2	93
Rutilo	2,4	100	0,9	66
Apatita	0,2	50	0,6	46
Cianita	-	1	0,07	1

F.PIAUÍ	Fração 62-125 μ		Fração 125-250 μ	
Minerais	Frequência Média %	Frequência de Ocorrência	Frequência Média %	Frequência de Ocorrência
Turmalina	31,9	100	53,7	100
Zircão	52,6	100	20,5	100
Estaurolita	8,5	85	14,1	70
Rutilo	6,7	100	5,0	100

TABELA 3. RESULTADO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS DISTRIBUIÇÕES TOTAL E AREIA

Nº Amostra	Diâmetro Médio	Desvio () Padrão	. Assimetria (SK _I)	Curtose (KG)	Distribuição
PB/1/01	2,00	0,36	0,06	1,26	Total
	2,033	0,31	0,03	1,29	Areia
PB/1/02	2,15	0,22	-0,03	1,36	Total
	2,15	0,21	0,16	1,49	Areia
PB/1/05	2,43	0,83	0,67	2,35	Total
	2,20	0,21	-0,25	0,85	Areia
PB/1/07	2,18	0,52	0,46	3,55	Total
	2,15	0,23	0,21	1,52	Areia
PB/1/08	3,17	0,23	-0,35	1,25	Areia
PB/1/11	3,03	0,36	-0,38	1,22	Areia
PB/1/18	2,18	0,74	0,11	1,26	Total
	2,16	0,61	0,08	1,10	Areia
PB/1/21	2,95	0,84	0,05	2,08	Total
	2,80	0,50	-0,50	1,03	Areia
PB/1/28	1,36	0,81	0,42	1,09	Total
	1,35	0,73	0,33	1,03	Areia
PB/2/01	2,42	0,48	0,16	0,90	Areia
PB/2/11	3,67	2,10	0,36	1,53	Total
	2,51	0,91	-0,71	1,14	Areia
PB/7/01	2,02	0,30	0,03	1,63	Total
	2,02	0,31	0,02	1,54	Areia
PB/7/05	3,34	1,22	0,69	3,50	Total
	2,77	0,30	-0,11	0,97	Areia

PB/7/06	0,91	0,64	0,16	0,80	Total
	1,48	0,62	0,07	0,85	Areia
PB/7/08	2,43	0,66	0,67	2,03	Total
	2,30	0,30	0,35	1,14	Areia
PB/7/09	1,81	0,85	0,10	2,18	Total
	1,74	0,51	-0,26	0,98	Areia
PB/7/10	2,12	1,12	0,59	5,19	Total
	1,96	0,38	0,04	1,41	Areia
PB/7/11	2,24	0,52	0,17	0,85	Total
	2,24	0,54	0,12	1,00	Areia
PB/10/01	2,19	0,34	0,31	1,84	Total
	2,15	0,27	0,14	1,52	Areia
PB/10/02	1,89	0,28	0,01	1,04	Total
	1,88	0,26	-0,08	1,01	Areia
PB/11/05	3,24	2,28	0,44	0,91	Total
	1,79	0,93	-0,29	1,30	Areia
PB/11/11	4,77	2,20	0,81	0,82	Total
	3,10	0,22	-0,07	1,20	Areia
PB/11/12	3,09	2,81	0,31	2,06	Total
	1,82	1,21	-0,37	0,88	Areia
PB/11/13	2,83	0,62	0,10	1,78	Total
	2,74	0,38	-0,28	0,98	Areia
PB/12/05	3,84	1,36	0,84	2,77	Total
	3,14	0,17	-0,05	1,01	Areia
PB/12/08	3,24	1,80	0,44	1,37	Total
	2,77	0,56	-0,31	0,50	Areia
PB/12/18	3,03	1,17	0,37	8,82	Total
	2,90	0,36	-0,36	2,06	Areia
PB/13/11	1,63	0,36	0,00	0,93	Total
	1,61	0,33	-0,02	0,90	Areia

PB/13/12	1,23	0,91	0,66	2,49	Total
	1,08	0,61	0,43	1,89	Areia
PB/13/15	2,29	0,68	0,65	4,04	Total
	2,18	0,22	0,29	1,64	Areia
PB/13/16	1,77	0,71	0,19	1,77	Total
	1,71	0,41	-0,11	0,77	Areia
PB/14/02	1,38	0,42	0,32	1,05	Total
	1,33	0,43	0,35	1,06	Areia
PB/15/03	3,17	0,78	0,26	1,34	Total
	2,88	0,39	-0,16	0,79	Areia
PB/16/01	2,04	0,60	0,24	2,09	Total
	2,00	0,44	-0,08	1,19	Areia

TABELA 4. ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

PARÂMETRO	Distribuição Total				Distribuição Areia			
	F.P.de Fogo		F.Piauí		F.P.de Fogo		F.Piauí	
1. Diâmetro Médio	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%
Areia grossa	-	-	1	6,25	-	-	-	-
Areia média	1	6,6	5	31,2	3	16,6	8	50,0
Areia fina	7	46,6	8	50,0	11	61,1	8	50,0
Areia muito fina	7	46,6	2	12,5	4	22,2	-	-

2. Seleção	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%
Muito bem selecionado	1	6,6	3	18,7	7	38,8	7	43,7
Bem selecionado	1	6,6	3	18,7	4	22,2	5	31,2
Moderadamente selecionado	6	40,0	8	50,0	6	33,3	4	25,0
Pobremente selecionado	3	20,0	2	12,5	1	5,6	-	-
Muito pobremente selecionado	4	26,6	-	-	-	-	-	-

TABELA 4. ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

PARÂMETRO	Distribuição Total				Distribuição Areia			
	F.P.de Fogo		F.Piauí		F.P.de Fogo		F.Piauí	
3. Assimetria	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%
Muito negativa	-	-	-	-	7	38,8	-	-
Negativa	-	-	-	-	2	11,1	3	18,7
Aproximadamente simétrica	3	20,0	3	18,7	4	22,2	7	43,7
Positiva	2	13,3	7	43,7	4	22,2	3	18,7
Muito positiva	10	66,6	6	37,5	1	5,5	3	18,7

4. Curtose	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%	nº de amos.	%
Muito platicúrtica	-	-	-	-	1	5,5	-	-
Platicúrtica	1	6,6	-	-	2	11,1	3	18,7
Mesocúrtica	2	13,3	5	31,2	6	33,3	6	37,5
Leptocúrtica	4	26,6	1	6,25	7	38,8	3	18,7
Muito Leptocúrtica	6	40,0	7	43,7	2	11,1	4	25,0
Extremamente leptocúrtica	2	13,3	3	18,7	-	-	-	-

APÉNDICE 2

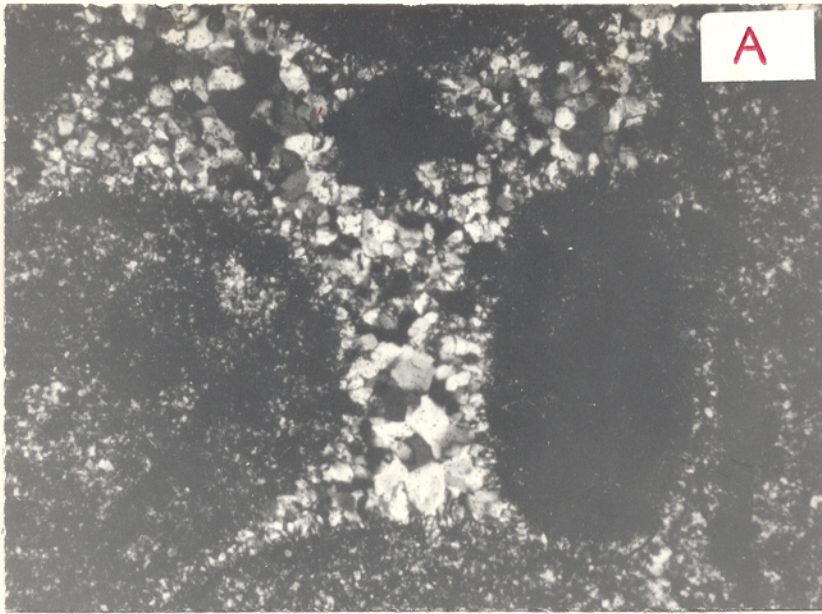
Estampas 1-11

ESTAMPA 1

A. Crescimento de quartzo entre as pellets. Observa-se ' ainda a presença de pequenos cristais aderidos às pel-
lets semelhantes ao desenvolvimento do cimento A e B nos carbonatos (Nicol X).

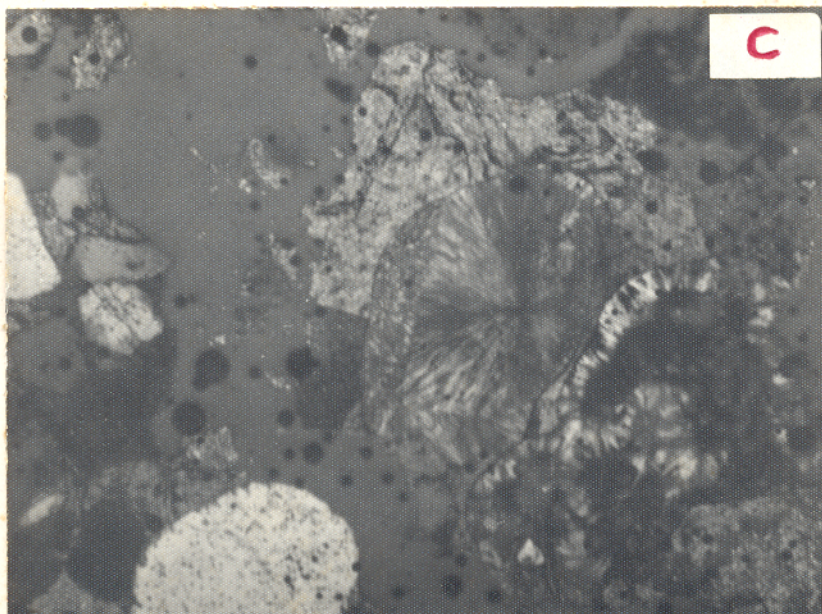
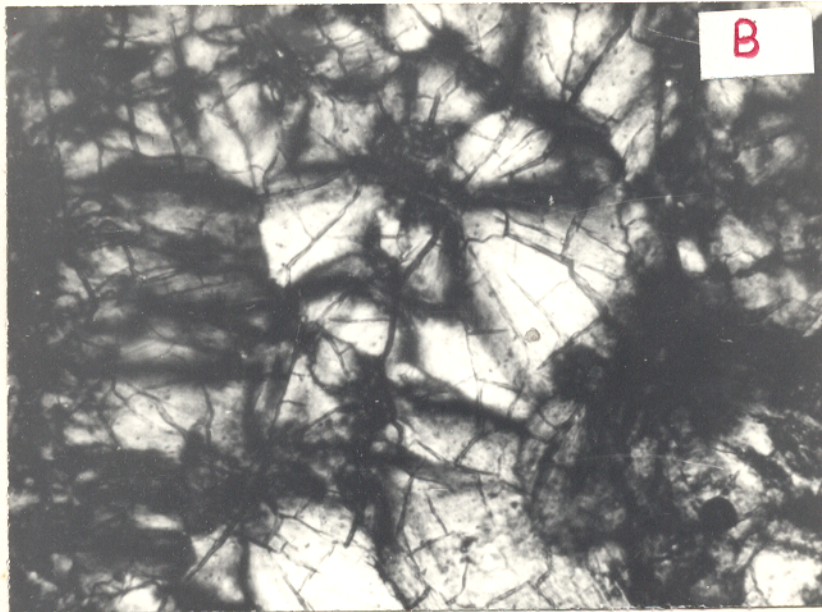
B. Esferólitos de calcedônia radial (Nicol X),

C. Esferólito de quartzino radial fibroso (Nicol X) com placa de quartzo mostrando lenglht-slow.



ESTAMPA 1

0 500 μ

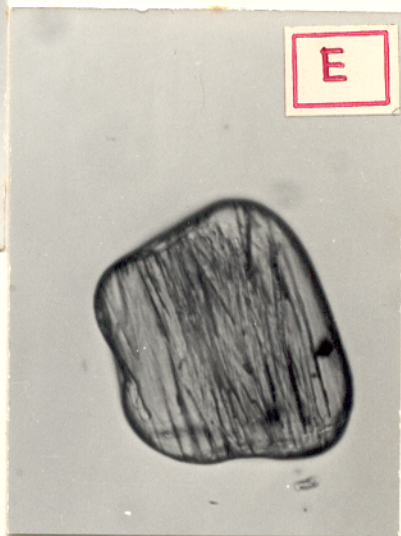
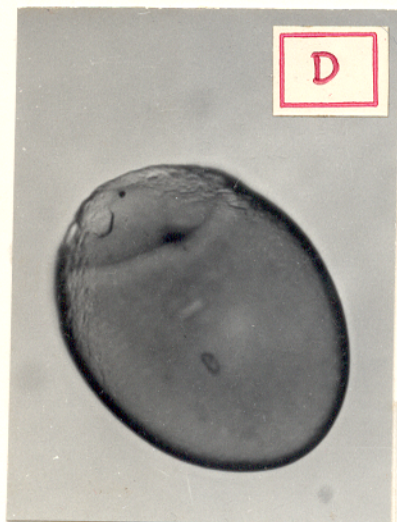
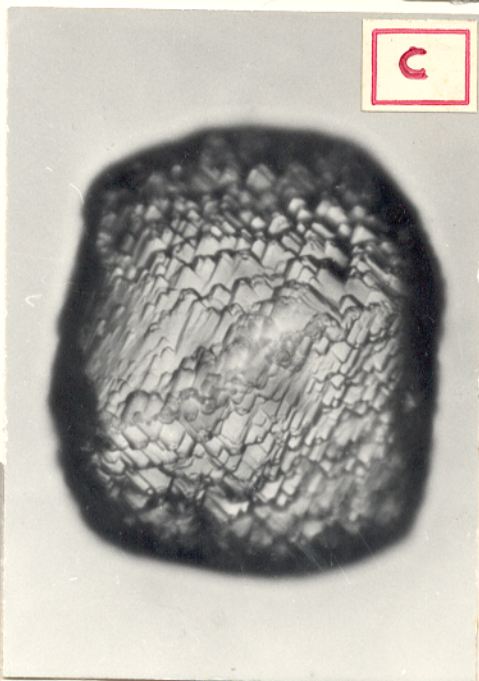


ESTAMPA 2

A.B.C. Grãos de granada bem arredondados, observando-se' figuras triangulares e losangulares de ataque químico superficial.

- D.E.F. Grãos de turmalina arredondados a bem arredondados com desgaste dos grãos aproximadamente perpendiculares (D) e paralelos ao eixo C (E.F.). Inclusões de agulhas de rutilo (E), e "bubbles" (F) também são observadas.

0 200 μ



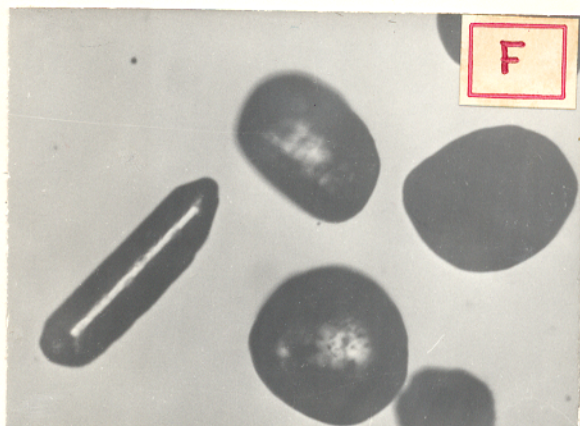
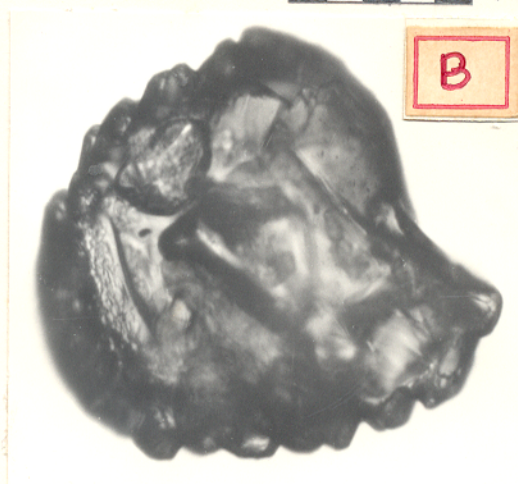
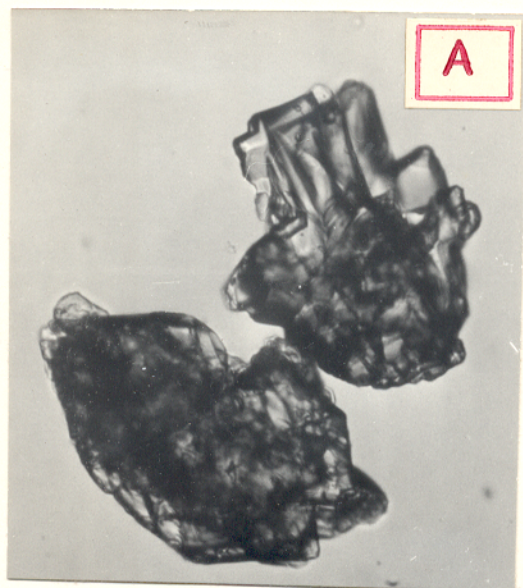
ESTAMPA 3

A.B.C. Grãos de estaurolita nos quais observa-se três es
tágios diferentes do ataque químico produzindo
bordas serrilhadas agudas. Estruturas "crista de
galo" típicas (C).

D.E.F. Grãos de zircão bem arredondados, esféricos (E,F),
poucos alongados (D) e prismáticos (F).

G. Grão de rutilo bem arredondado, quase opaco.

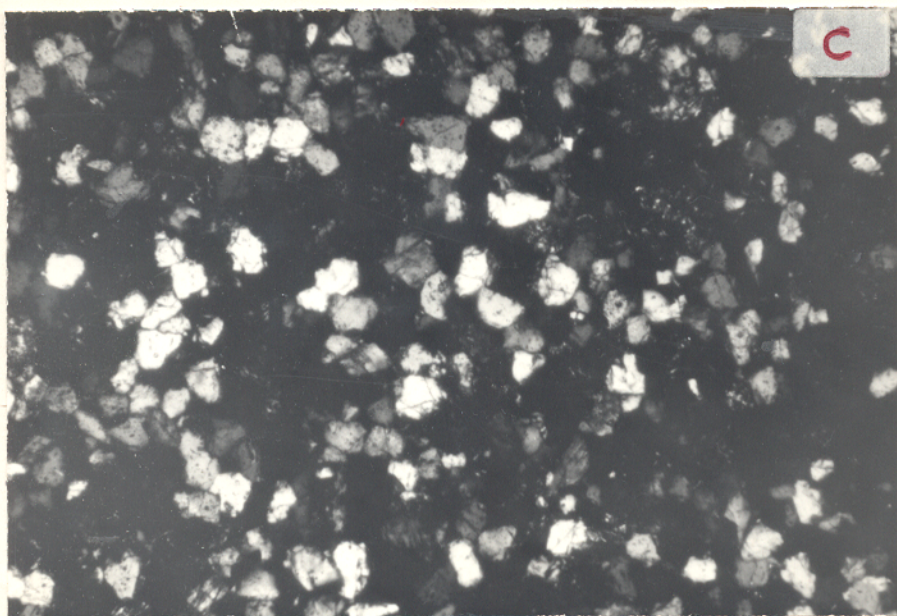
0 200 μ



ESTAMPA 4

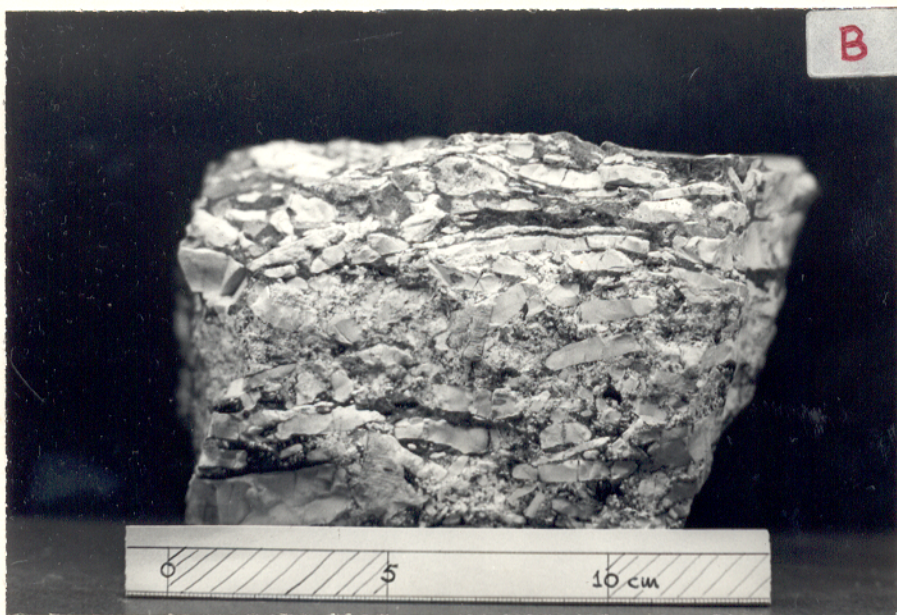
A.B. Fragmentos de chert nas brechas intraformacionais ,
guias da sequência superior da Formação Pedra de Fo
go dos Perfis Riacho Salobre (A) e Riacho Pedra de
Fogo (B). Observa-se a disposição irregular dos sei
xos achatados e placóides de sílex e, ainda, a pre
sença de pellets (B). A "matriz" é dolomito impuro.

C. Sublitoarenito com abundantes grãos de argila e/ou'
sílica microcristalina de difícil determinação.



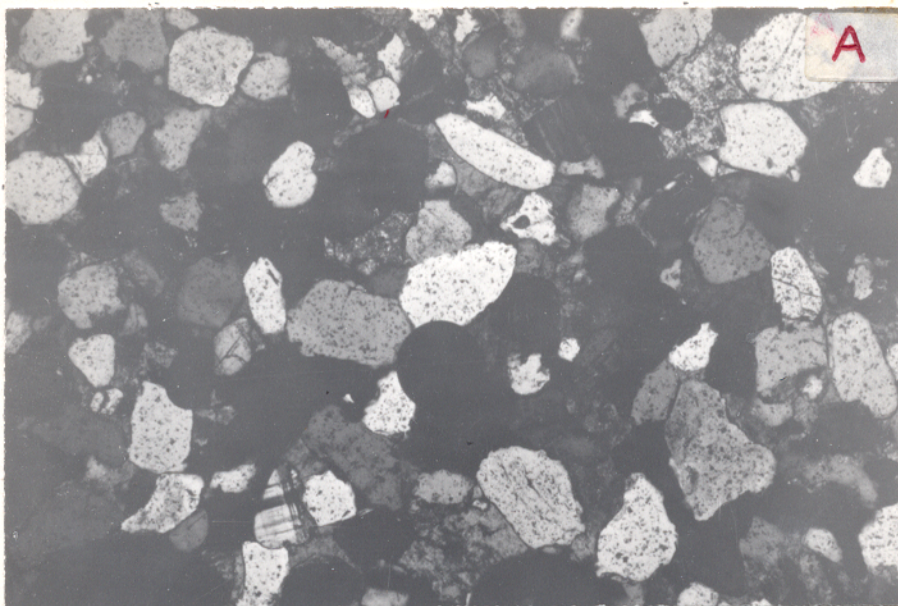
ESTAMPA 4

0 500 μ



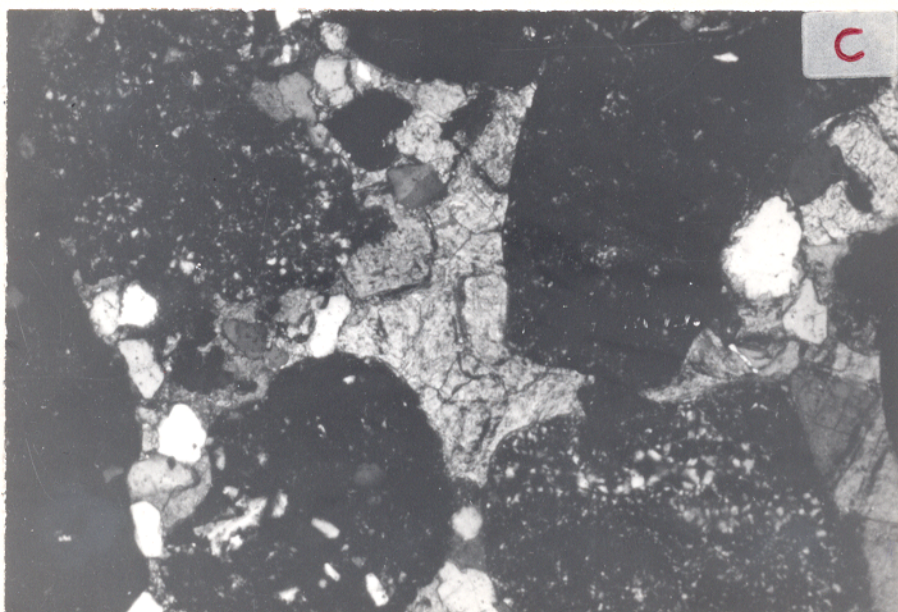
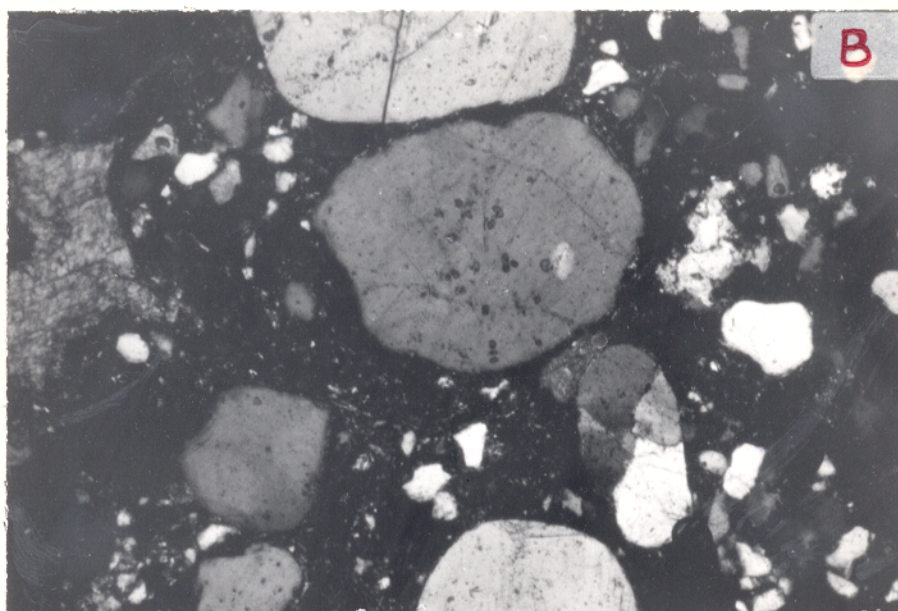
ESTAMPA 5

- A. Subarcócio Pedra de Fogo, carbonático, com grãos de plagioclásio e feldspato potássico arredondados.
- B. Sublitoarenito, carbonático, com grão de chert microcristalino e de quartzo policristalino (metamórfico). Observa-se ainda grão muito bem arredondado nu'a "matriz" mais fina (inversão textural).
- C. Arenito lítico (Chertarenito), carbonático, com grãos abundantes de chert. Pode-se também observar o desenvolvimento de pequenos esferólitos de calcedônia nos grãos.



ESTAMPA 5

0 500 μ



ESTAMPA 6

Estruturas de crescimento antigravitacional reconhecidas como típicas de algas estromatolíticas, completamente si licificadas. Associados ocorrem pellets. Horizonte "guia" da região central encontrado no Perfil Riacho Salobre (fig.16).



A

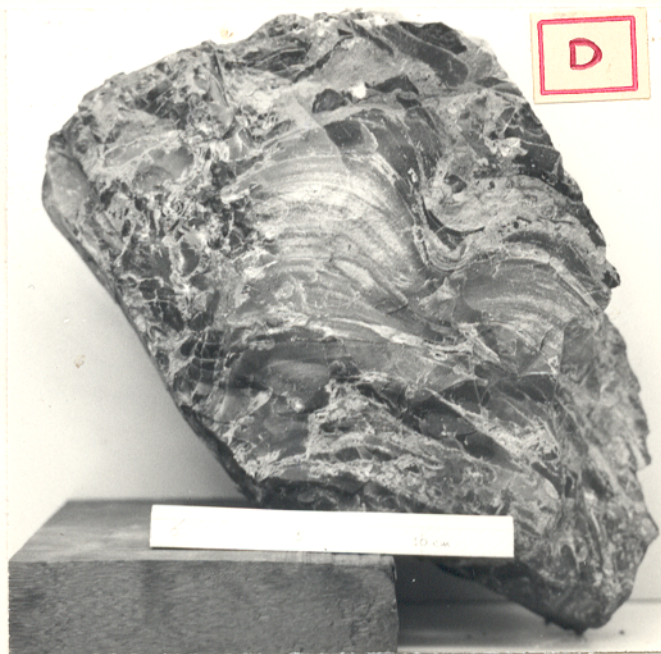
ESTAMPA 6



B



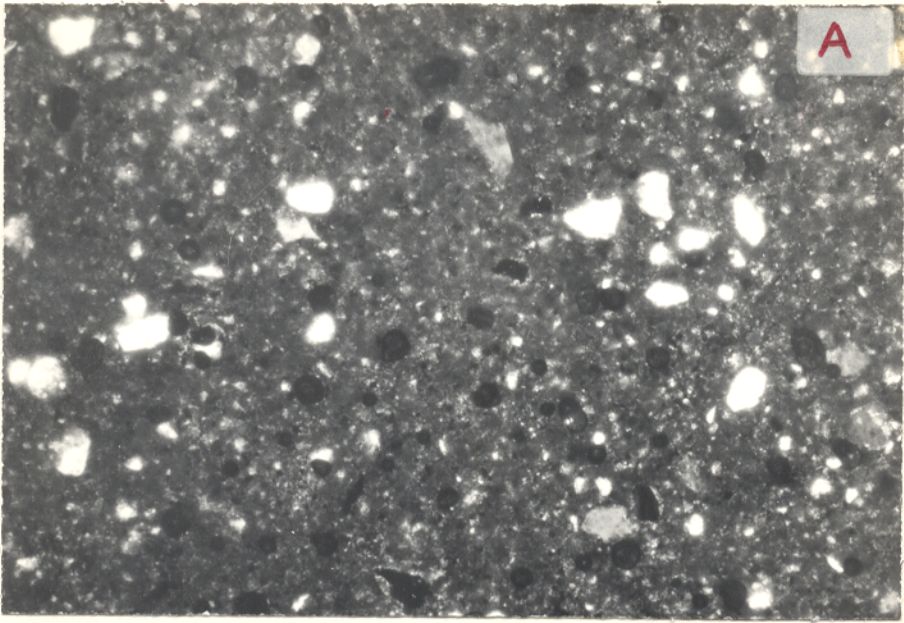
C



D

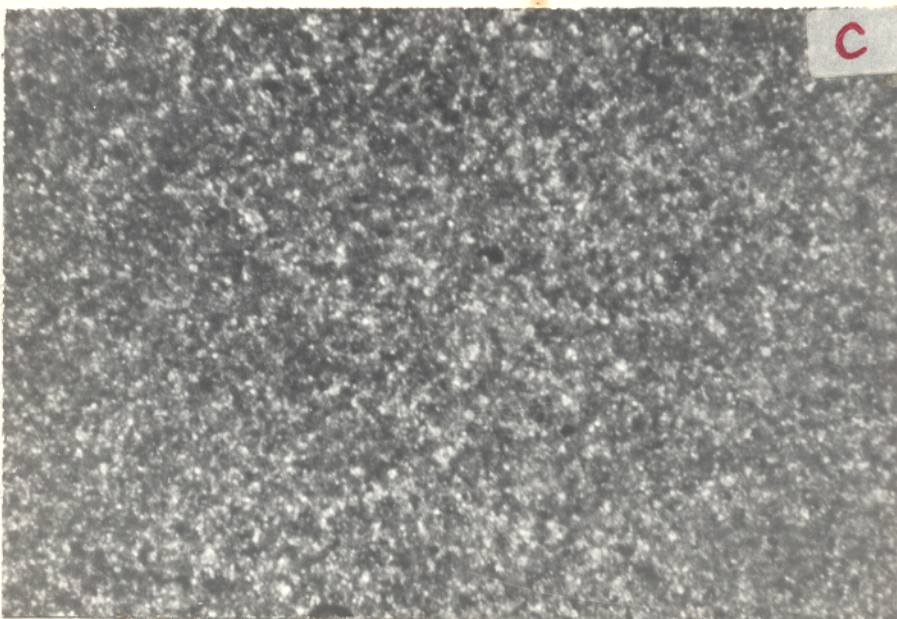
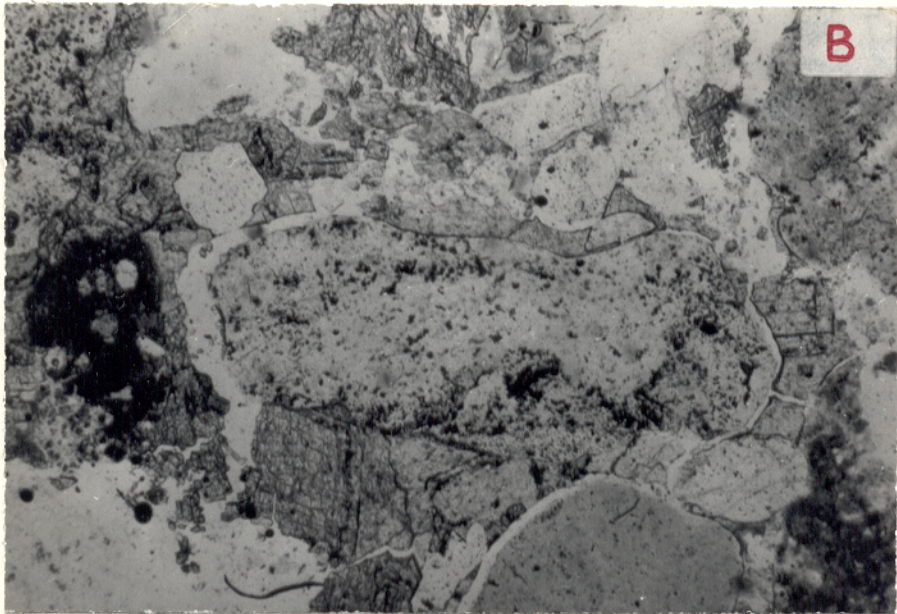
ESTAMPA 7

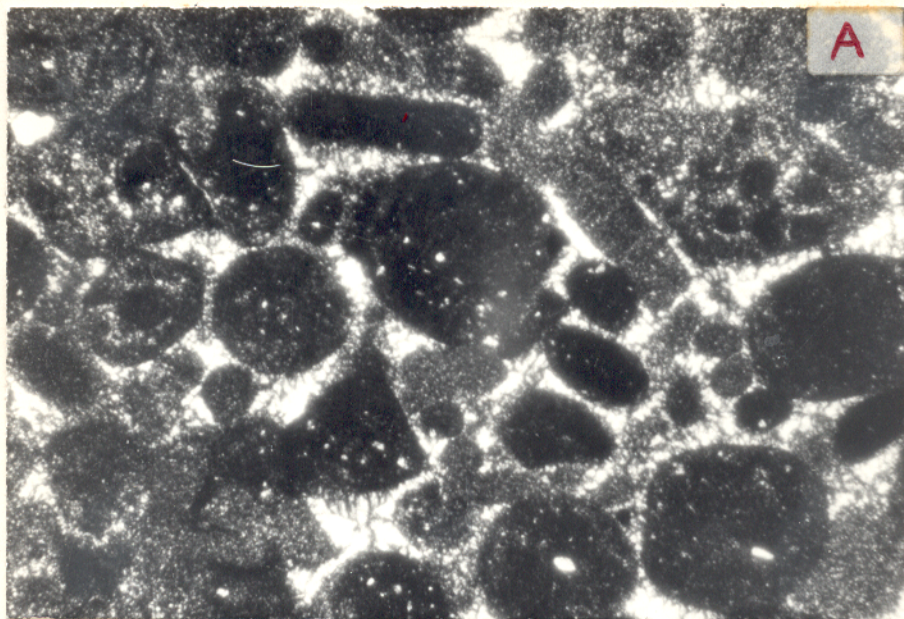
- A. Dolomito arenoso no qual observam-se grãos de quartzo e de chert flutuando na massa de cristais de dolomita (Nicol X).
- B. Processo de dedolomitização no qual observa-se vestígios de cristais e pseudomorfos de romboedros de dolomita na massa de calcita.
- C. Dolomito médio cristalino no qual os cristais de dolomita variam entre 40 e 80 μ .



ESTAMPA 7

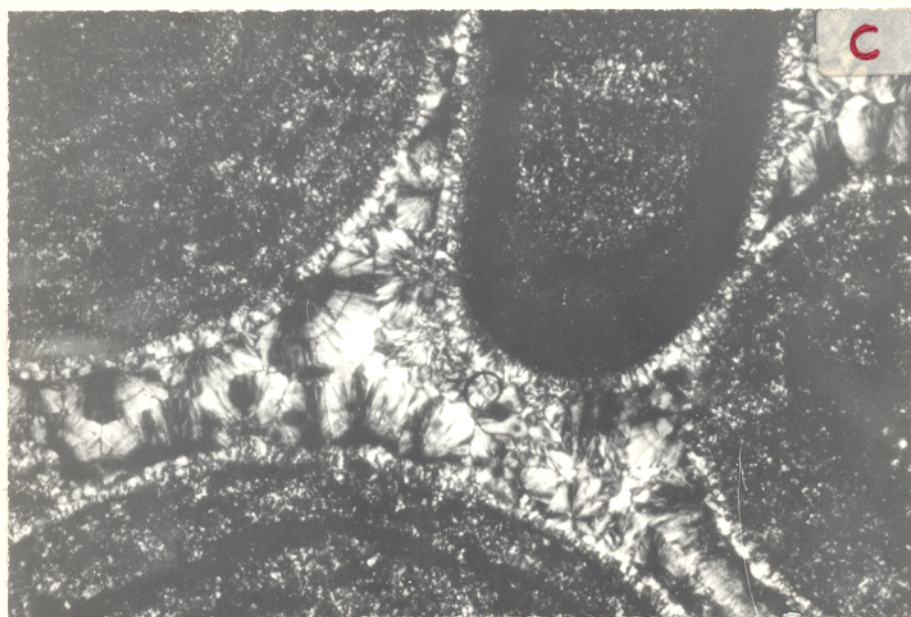
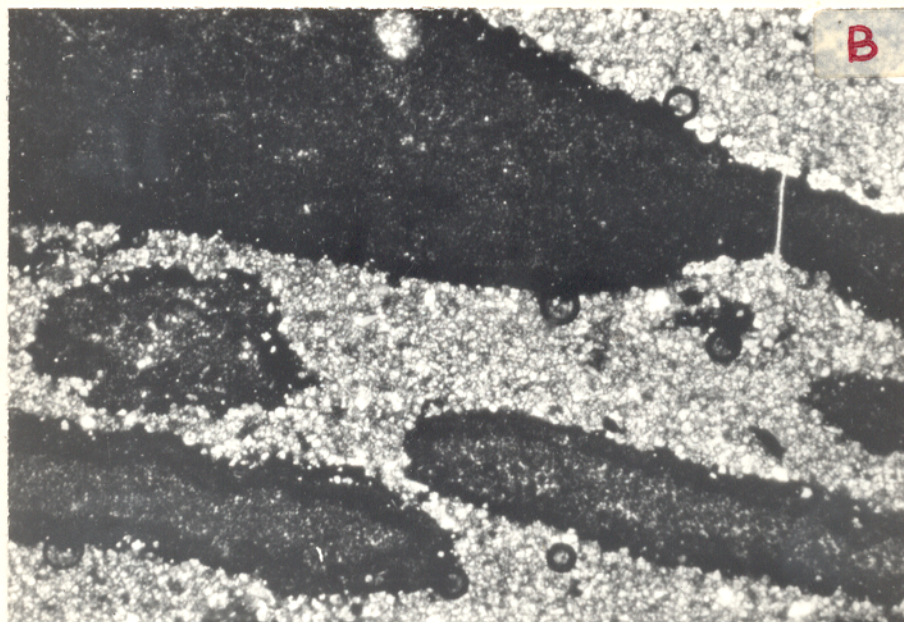
0 500 μ





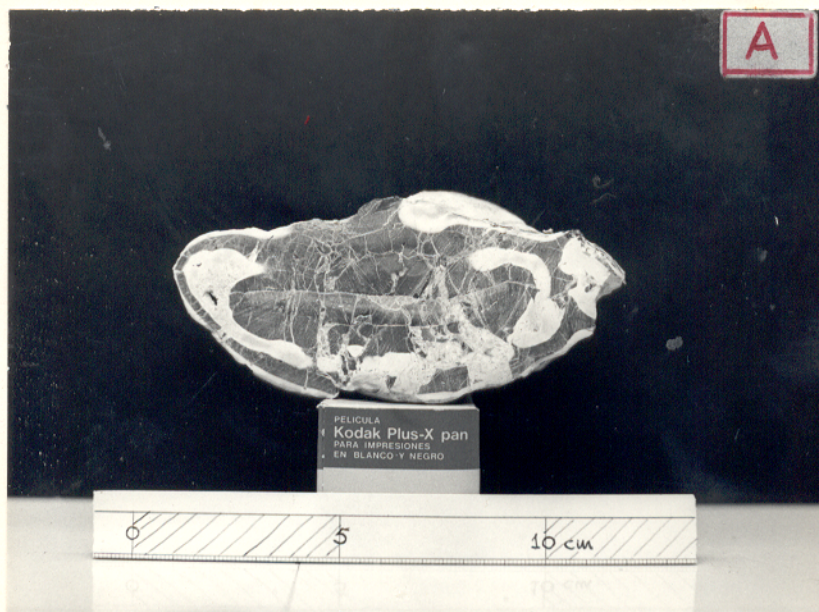
ESTAMPA 8

0 500 μ

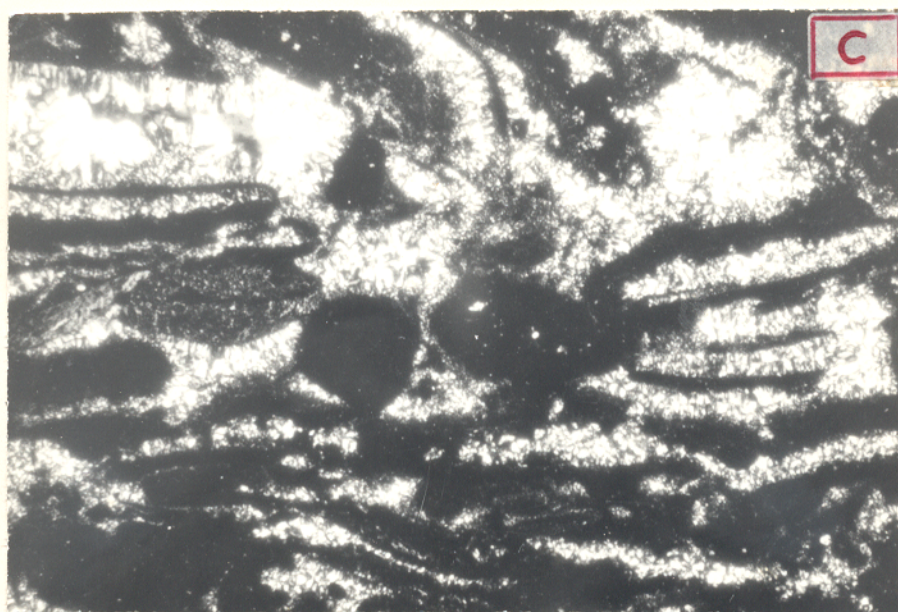


ESTAMPA 9

- A. Concreção silicosa "Bolacha", típica da Formação Pedra de Fogo, na qual observa-se a estrutura parcialmente concêntrica, sugerindo processo de silicificação por substituição de carbonatos. Ocorrem associados aos carbonatos.
- B. Madeiras petrificadas "Psaronius" que caracterizam o topo da Formação Pedra de Fogo.
- C. Aspecto microscópico das coquinas silicificadas. Verifica-se que os fragmentos fósseis estão armados pelo quartzo e sílica microcristalina, provavelmente, produtos diagenéticos de substituição dos carbonatos.



ESTAMPA 9



0 500 μ

ESTAMPA 10

A e B. Gretas de contração silicificadas típicas da sequência superior que intercalam-se com folhelhos' e/ou siltitos carbonáticos. Referidas estruturas' dão o caráter de descontinuidade dos níveis de sl lex do pacote.

C. Brecha intraformacional da base da sequência superior, Trisidela. Observa-se a disposição assim co mo os tamanhos irregulares dos fragmentos de sl lex.

ESTAMPA 11

Sílex "cavernoso" no interior do qual observam-se pequenas druzas de quartzo, com cristais milimétricos, no conjunto com estruturas semelhantes a algas. Ocorre na base do Perfil Bom Jesus (fig.9).



ESTAMPA 8

- A. Aspecto microscópico do sílex peletoidal no qual observam-se as pellets armadas pelos cristais de quartzo, com poucos contatos, evidenciando silicificação tardia essencialmente química (Nicol X).
- B. Aspecto microscópico da brecha intraformacional do Riacho Salobre no qual observam-se os seixos placôides de sílex com pouca dolomita no interior, armados pela massa de cristais deste mineral (Nicol X).
- C. Aspecto microscópico de sílex oolítico no qual observa-se o crescimento de calcedônia radial entre os oólitos. Aderidos à superfície dos mesmos encontram-se cristais menores de calcedônia. Verifica-se também a preservação da estrutura concêntrica de oólitos com núcleos substituídos pela sílica (Nicol X):