ANTONIO THOMAZ FILHO

**POTENCIALIDADES DO MÉTODO Rb-Sr PARA DATAÇÃO
DE ROCHAS SEDIMENTARES ARGILOSAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005868

**Tese de Doutorado apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo.**

**Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe
Cordani**

São Paulo — 1976

E R R A T A

Onde se lê

Leia-se

Página i

2.2 - Os percussores do...

2.2 - Os precursores do...

Página x - 30^a linha

do CENPE/PETROBRÁS...

do CENPES/PETROBRÁS...

Página 5 - 1^a linha

2 - HISTÓRICO DA APLICAÇÃO DO MÉTODO Rb-Sr NA
DATAÇÃO DE ROCHAS

2 - HISTÓRICO DA APLICAÇÃO DO MÉTODO Rb-Sr NA
DATAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES ARGILOSAS

Página 21

FIG.2 - ISOCRONA AMOSTRAL...

FIG.2 - ISÓCRONA AMOSTRAL...

Página 31 - 27^a linha

de homogenia isotópica...

de homogeneização isotópica...

Página 95 - 6^a linha

estágio da matéria...

estágio de evolução da matéria...

Página 97 - 19^a linha

na interrelação entre a...

na inter-relação entre a...

ÍNDICE

RESUMO	vii
AGRADECIMENTOS	x
CAPÍTULO I	1
1 - INTRODUÇÃO	
CAPÍTULO II	5
2 - HISTÓRICO DA APLICAÇÃO DO MÉTODO Rb-Sr NA DATAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES ARGIL LOSAS	5
2.1 - O método radiométrico Rb-Sr	5
2.2 - Os percursos do método das re- tas isócronas	6
2.3 - O problema do Sr^{87} radiogênico herdado pelos sedimentos	7
2.4 - O significado das idades Rb-Sr e os eventos de homogeneização iso- tópica nas rochas sedimentares	9
2.5 - Aplicação da lixiviação ácida	12
CAPÍTULO III	13
3 - UNIDADES SEDIMENTARES ESTUDADAS	13
3.1 - Posicionamento estratigráfico	13
3.2 - Critérios adotados para amostragem	13
CAPÍTULO IV	16
4 - METODOLOGIA EMPREGADA	16
4.1 - Procedimentos preliminares no labo- ratório	16
4.2 - Análises e caracterização de siste- mas	16

CAPÍTULO V	19
5 - VARIAÇÕES DOS TEORES DE Rb E Sr NOS SISTEMAS INDIVIDUALIZADOS E DEFINIÇÃO DE ISÓCRONA AMOSTRAL	19
CAPÍTULO VI	22
6 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	22
6.1 - Formação Irati	22
6.2 - Formação Estrada Nova	36
6.3 - Formação Rio do Rasto	43
6.4 - Formação Botucatu (Facies Pirambóia)	50
6.5 - Formação Trombetas (Membro Pitinga)	61
CAPÍTULO VII	72
7 - FATORES CONDICIONANTES DAS RAZÕES INICIAIS DAS ROCHAS SEDIMENTARES	72
7.1 - Considerações preliminares	72
7.2 - Conceito de dispersão uniforme dos detritos	73
7.3 - Transformações isotópicas no Sr, logo após a sedimentação	79
7.4 - Influência de carbonatos e sulfatos de cálcio	81
7.5 - Observações sobre as razões iniciais das rochas estudadas	82
CAPÍTULO VIII	85
8 - CONSEQUÊNCIAS DOS EVENTOS DE HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA	85
8.1 - Considerações preliminares	85
8.2 - Caracterização dos modelos de diagramas isocrônicos	86
8.3 - Relações entre os modelos	92

	iii
CAPÍTULO IX	95
9 - CORRELAÇÕES ENTRE HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA DO ESTRÔNCIO, ÍNDICES DE KUBLER E DE ESQUE VIN, E EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA	95
CAPÍTULO X	100
10 - COMENTÁRIOS SOBRE OS RESULTADOS OBTIDOS E CRITÉRIOS PROPOSTOS PARA AMOSTRAGEM	100
BIBLIOGRAFIA	103
APÊNDICE	
Descrição das amostras analisadas	112

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

QUADROS

Quadro 1 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná	14
Quadro 2 - Coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas	15

FIGURAS

Figura 1 - Variação dos teores de Rb e Sr nos sistemas e subsistemas de amostras de folhelho contendo ilita e carbonato de cálcio	21
Figura 2 - Isócrona amostral construída pelos pontos de sistema-FF e subsistemas LIX e RES da Figura 1. O sistema-RT não participou da homogeneização isotópica	21
Figura 3 - Isópacas da Formação Irati	23
Figura 4 - Mineralogia dos sistemas RT e FF e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Irati (Poço LI-1-SP)	28
Figura 5 - Mineralogia dos sistemas RT e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Irati (Poço MC-1-SC)	29
Figura 6 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Irati - (Poço LI-1-SP)	32
Figura 7 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Irati - (Poço MC-1-SC)	35
Figura 8 - Isópacas da Formação Estrada Nova	37
Figura 9 - Mineralogia dos sistemas RT e FF e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Estrada Nova	40
Figura 10 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Estrada Nova	44
Figura 11 - Isópacas da Formação Rio do Rasto	45
Figura 12 - Mineralogia dos sistemas RT e FF e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Rio do Rasto	49

Figura 13 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Rio do Rasto	51
Figura 14 - Isôpacas das formações Botucatu + Santa Maria	53
Figura 15 - Mineralogia dos sistemas RT e FF e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Botucatu (Facies Pirambóia)	57
Figura 16 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Botucatu (Facies Pirambóia)	60
Figura 17 - Comparação das sequências de estratos fanero-zóicos da Plataforma Russa e do Craton Norteamericano, por intermédio das áreas de preservação das unidades sedimentares em função do tempo geológico (SLOSS, 1972)	62
Figura 18 - Isôpacas da Formação Trombetas	64
Figura 19 - Mineralogia dos sistemas RT e FF e teor dos elementos Rb e Sr nos sistemas e subsistemas analisados - Formação Trombetas	68
Figura 20 - Diagrama isocrônico das amostras da Formação Trombetas	71
Figura 21 - Razões Sr^{87}/Sr^{86} de sedimentos recentes do fundo do mar (DASCH, 1969)	75
Figura 22 - Correlação entre as razões Sr^{87}/Sr^{86} e Rb/Sr de sedimentos recentes	77
Figura 23 - Comparação entre a distribuição das razões Sr^{87}/Sr^{86} e Rb/Sr de sedimentos recentes da Bacia Argentina e áreas contíguas (BISCAYE & DASCH, 1971)	78
Figura 24 - Diagrama isocrônico de amostras do folhelho Eskridge (rocha total) (BROOKINS <i>et al.</i> 1970)	83
Figura 25 - Modelos de diagramas isocrônicos	87
Figura 26 - Diagramas isocrônicos de estudos precedentes que se enquadram nos modelos isocrônicos II e III	91
Figura 27 - Diagramas isocrônicos de estudos precedentes que se enquadram no modelo isocrônico IV	93

TABELAS

Tabela 1 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Irati (Poço LI-1-SP)	26
Tabela 2 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Irati (Poço MC-1-SC)	27
Tabela 3 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Estrada Nova (Poço MC-1-SC)	39
Tabela 4 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Rio do Rasto (Poço AP-1-PR)	47
Tabela 5 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Botucatu (Facies Pirambóia) - (Poços PAA-7-SP e PAA-2-SP)	55
Tabela 6 - Identificação e resultados analíticos das amostras da Formação Trombetas (Poço UI-2-AM)	66
Tabela 7 - Correlação entre índice de alteração térmica e modelo isocrônico das formações estudadas	96
Tabela 8 - Correlação entre modelo isocrônico e índices de cristalinidade (I_k) e de composição química ($I_{\frac{002}{001}}$) das ilitas	99

RESUMO

O presente trabalho efetivou-se no sentido de testar a potencialidade da aplicação do método Rb-Sr em sedimentos argilosos, utilizando amostras de formações paleozóicas e eo-mesozóicas de bacias sedimentares brasileiras. A intenção residu na determinação da idade da sedimentação e de eventos diagenéticos posteriores, ocorrentes em unidades sedimentares marinhas e continentais, bem conhecidas do ponto de vista estratigráfico. As pesquisas incluíram os folhelhos marinhos paleozóicos da Formação Trombetas (Membro Pitíngua) da Bacia do Amazonas e das formações Irati e Estrada Nova da Bacia do Paraná. Desta última bacia, incluiu-se ainda a Formação Rio do Rasto, continental paleozóica e a Formação Botucatu (Facies Pirambóia), continental eo-mesozóica. Todas as amostras analisadas provieram de testemunhos de poços perfurados pela PETROBRÁS naquelas bacias.

As análises físicas, químicas e isotópicas de trinta e oito amostras, subdivididas em cento e treze sistemas mineralógicos diferentes, foram efetuadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Utilizaram-se amostras em rocha total e em fração fina, com granulação inferior a dois microns, bem como frações provenientes do ataque com ácido clorídrico diluído (lixiviado e resíduo insolúvel).

Os resultados obtidos, interpretados segundo diagramas isocrônicos, correlacionando as razões Sr^{87}/Sr^{86} e Rb^{87}/Sr^{86} , encontram-se na seguinte relação:

Formação	Idade estratigráfica	Isócrona de sistema-RT (m.a.)	Isócrona amostral (m.a.)
Irati	P-Sup. (Kazaniano)	256 ± 19	180 ± 17
Estrada Nova	P-Sup. (Kazaniano)	243 ± 14	177 ± 5
Rio do Rasto	P-Sup. (Kazaniano/ Tatariano)	228 ± 9	211 ± 12
Botucatu (F. Pirambóia)	Tr-Médio - J-Sup.	176 ± 13	131 ± 4
Trombetas (Mb. Pitíngua)	S-Inf. (Landroveriano)	420 ± 34	162 ± 13

As isôcronas de sistema rocha total (RT) indicaram a idade absoluta da deposição da unidade sedimentar, semelhante à idade estratigráfica, segundo a escala do tempo geológico. Os dados extraídos da literatura especializada, aliados aos presentes, levaram a interpretações dos processos envolvidos quando da deposição do sedimento, em termos de fenômenos de dispersão uniforme do material detrítico fino, no meio aquoso deposicional. As razões iniciais obtidas oscilaram entre 0.71 e 0.73, sendo condicionadas à natureza e idade do material fonte.

As isôcronas amostrais, incluindo fração fina, lixiviado e resíduo (em HCl), indicaram idades absolutas de eventos diagenéticos com poder termodinâmico suficiente para produzir a homogeneização isotópica do Sr entre os constituintes mineralógicos inferiores a dois microns.

Com base no alcance da homogeneização isotópica do Sr, em termos das dimensões dos minerais envolvidos e do volume de rocha implicado, é proposta a introdução de quatro modelos de diagramas isocrônicos para as rochas sedimentares argilosas:

- Modelo isocrônico I - homogeneização isotópica no sistema-FF, em nível de amostra de mão (isôcrona amostral);
- Modelo isocrônico II - homogeneização isotópica no sistema-RT, em nível de amostra de mão;
- Modelo isocrônico III - homogeneização isotópica no sistema-FF, em nível de unidade de rocha;
- Modelo isocrônico IV - homogeneização isotópica no sistema-RT, em nível de unidade de rocha.

O problema da amostragem é de fundamental importância para a aplicação do método Rb-Sr na datação das rochas sedimentares argilosas. É necessário coletar amostras não muito afastadas entre si, preferencialmente de uma mesma camada da unidade sedimentar, com muito baixo teor de material grosseiro, visando a homogeneidade do material detrítico.

Processadas as análises por fluorescência de raio X, selecionar, para análise isotópica, amostras que apresentem diferentes razões Rb/Sr.

Análises organopalinológicas fizeram ressaltar a viabilidade da correlação entre os eventos de homogeneização isotópica do Sr e a maturação da matéria orgânica contida na rocha sedimentar.

AGRADECIMENTOS

É de inteira justiça que os resultados alcançados neste trabalho de tese sejam em grande parte atribuídos ao seu orientador Professor Doutor Umberto Giuseppe Cordani, Pesquisador Chefe do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, a quem o autor manifesta sua profunda gratidão.

Expressamos também nossos agradecimentos a todas as pessoas que por diferentes meios tornaram possível a elaboração deste trabalho. Em especial, destacamos:

Geólogo Carlos Walter Marinho Campos, Chefe da Divisão de Exploração do Departamento de Exploração e Produção da PETROBRÁS, por ter permitido nossa transferência do Departamento de Exploração e Produção para o Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello da mesma Empresa (CENPES/PETROBRÁS);

Geólogo Marco Antonio Monteiro de Oliveira, Chefe do Setor de Exploração da Divisão de Exploração e Produção do CENPES/PETROBRÁS, por nos ter indicado para os projetos de pesquisas geocronológicas, o que motivou nossa permanência na Universidade de São Paulo, pelo período de 18 meses, e pelo incentivo sempre demonstrado;

Geólogo Alberto Carlos Ferreira de Almeida, Chefe da Divisão de Exploração e Produção do CENPES/PETROBRÁS, por ter autorizado a nossa permanência em São Paulo;

Doutor Koji Kawashita, pelo incansável apoio científico e laboratorial, fator fundamental para a concretização dos objetivos visados;

Doutor Marcos Berenholc, pelas análises por fluorescência de raios X, e Doutora Marta Mantovani, por diversas análises isotópicas efetuadas;

Geólogo Luis Padilha de Quadros, do CENPE/PETROBRÁS, pelas determinações dos índices de alteração térmica da matéria

orgânica;

Os colegas de pós-graduação, muito especialmente o hoje Doutor Joaquim Raul Torquato, pela ajuda no manuseio de todo o instrumental do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo;

Doutor Michel Bonhomme, do Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, Strasbourg, França, pelas valiosas discussões;

Os técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, pelos mais diversos tipos de contribuições: José Elmano Gouveia de Almeida, José Roberto de Medeiros, Claudio dos Santos, Claudio Comerlatti, Tieca Saito, Lourdes M. Pacheco e Helen M. Sonoki;

A Senhora Melany Thereza Isauk, pela elaboração das seções delgadas;

A Senhora Nair de Campos Louzada e o Senhor José Ponchirolli, pela datilografia e montagem do texto;

E, finalmente, o Senhor Jayme Alves da Silva e equipe do Setor Gráfico do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela impressão e individualização dos exemplares.

CAPÍTULO I

1 - INTRODUÇÃO

Tem sido consenso geral que as datações radiométricas das rochas sedimentares têm validade somente quando baseadas em minerais formados no próprio sítio deposicional, caso da glauconita e da ilita autigênica. Em se tratando de rochas sedimentares detríticas, a sua heterogeneidade seria fator invalidante ou, pelo menos, muito prejudicial à aplicação dos métodos radiométricos. Mesmo assim, alguns autores têm aplicado o método Rb-Sr em folhelhos, na esperança de ter ocorrido homogeneização isotópica do estrôncio nos minerais de argila.

FAURE & POWELL (1972), ao recapitularem a datação radiométrica Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas, concluíram ser muito improvável estas rochas satisfazerem às condições básicas para a aplicação do método, ou seja: 1) composição isotópica homogênea do Sr no momento da sedimentação; e 2) fechamento dos sistemas para transformações nas concentrações de Rb e Sr, em épocas posteriores à sedimentação. No entanto, os mesmos autores reconheceram o sucesso de inúmeros trabalhos de datação Rb-Sr em folhelhos paleozóicos, com resultados concordantes ou levemente discrepantes das idades atribuídas às rochas, ou a eventos termodinâmicos subsequentes. Eles citam doze trabalhos em tais condições, a maioria realizada nos Estados Unidos.

Com raras exceções, os autores norte-americanos analisaram amostras de rocha total, sem qualquer separação de frações particulares. A partir de 1970, parece ter prevalecido o pessimismo entre os autores norte-americanos, fato deduzido pela ausência de publicações a respeito, aparentemente devido aos resultados do trabalho de DASCH (1969). Este autor, analisando sedimentos recentes do Oceano Atlântico, havia demonstrado não ocorrerem trocas químicas entre a água do mar os detritos nela depositados, o que impediria a homogeneização isotópica entre as

partículas do sedimento. Estar-se-ia diante de um fato que im possibilitaria determinar a idade de deposição das rochas sed mentares pelo método Rb-Sr, uma vez que não poderia estar satis feita a premissa de uma composição isotópica homogênea no momento da sedimentação.

Pesquisadores franceses da Universidade de Strasbourg têm-se dedicado, desde o início da década de 1960, à datação ra diométrica das rochas sedimentares argilosas pelo método Rb-Sr. A linha de pesquisa por eles adotada concentrou-se na fração ar gilosa das rochas sedimentares por ser mais suscetível à homo geneização isotópica do Sr, à vista dos fenômenos de neoformação e agredação de minerais no próprio ambiente deposicional. Tais pesquisadores procuraram estabelecer critérios rígidos para a se leção de amostras, baseados nas características mineralógicas das argilas. Para datação, seria necessária a presença de mine rais neoformados ou de minerais alogênicos, que apresentassem ten dência a trocas químicas com o meio líquido, o que propiciaria a homogeneização isotópica do Sr no ambiente deposicional.

Entretanto, raramente podem ser encontradas, na natureza, as associações mineralógicas preceituadas pelos pesquisado res franceses, o que restringiria a aplicabilidade do método Rb-Sr para datação das rochas sedimentares.

Dentro deste cenário, a presente pesquisa foi encetada no sentido de ampliar as potencialidades de aplicação do método Rb-Sr nas rochas sedimentares.

Em extensas áreas do Oceano Atlântico, os sedimentos argilosos recentes apresentam razões Sr^{87}/Sr^{86} muito próximas (DASCH, 1969). Tal homogeneidade poderia ser explicada por uma dispersão uniforme do material detrítico fino nas águas do mar. Dispersão semelhante teria também ocorrido nas zonas distais das grandes bacias intracratônicas, onde se depositaram espessas se quências de folhelhos. Este processo seria o responsável pelos êxitos alcançados, em pesquisas anteriores, em alguns casos de determinação de idade de rocha com base em amostras de rocha to tal. A comprovação definitiva deste fenômeno abriria novos camini

nhos para a datação de sedimentos, por diagramas isocrônicos Rb-Sr.

KAWASHITA em 1972, tentou lançar luz sobre os problemas de datação de rochas sedimentares e estabeleceu alguns critérios iniciais para amostragem e tratamento das amostras, mas de parou-se com as dificuldades inerentes à natureza do material analisado. Procurou verificar a aplicabilidade do método em materiais diferentes (inclusive arenitos) e em sedimentos provenientes de ambientes diversos.

Para a coleta e a análise das amostras incluídas no presente trabalho foi obedecida a orientação preceituada por KAWASHITA, e, ao mesmo tempo, procurou-se levar em conta a experiência já obtida pelos pesquisadores franceses, que haviam demonstrado serem os minerais de argila os mais facilmente submetidos à homogeneização isotópica.

Para alcançar os objetivos propostos, procurou-se, neste trabalho, selecionar as amostras mais adequadas, tendo sido escolhidos os folhelhos paleozóicos e marinhos da Formação Trombetas da Bacia do Amazonas e das Formações Irati e Estrada Nova da Bacia do Paraná. Desta última bacia, incluiu-se também a Formação Rio do Rasto, neopaleozóica continental, e a Formação Botucatu, eo-mesozóica continental. Todas as amostras analisadas provieram de testemunhos de poços perfurados pela PETROBRÁS, supostos isentos de alterações intempéricas posteriores à sedimentação.

A datação radiométrica de rochas sedimentares apresenta diversos objetivos adicionais de elevada importância para a geologia, destacando-se, entre outros: 1) estabelecimento de idades das rochas sedimentares afossilíferas; 2) obtenção de informações importantes para o aprimoramento da escala do tempo geológico; 3) determinação da idade de eventos termodinâmicos ocorridos após a deposição dos sedimentos.

Além disso, buscou-se a correlação entre dados químicos e isotópicos e parâmetros importantes na caracterização da evolução diagenética dos sedimentos, particularmente os índices de alteração térmica (IAT) das organolitas bem como os índices

de cristalinidade e da composição química das ilitas (índices de Kubler e de Esquevin). Procurou-se, nestes casos, estabelecer bases para datação de eventos significativos na evolução dos se dimentos, que tenham se traduzido em mudanças nos valores desses parâmetros.

CAPÍTULO II

2 - HISTÓRICO DA APLICAÇÃO DO MÉTODO Rb-Sr NA DATAÇÃO DE ROCHAS

2.1 - O MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr

A determinação das idades geológicas pelo método Rb-Sr fundamenta-se na reação nuclear espontânea do isótopo Rb^{87} que, por emissão de partícula β (eletron nuclear), se transforma no isótopo Sr^{87} , segundo uma constante de desintegração assumida, neste trabalho, $\lambda = 0.147 \times 10^{-10}$ ano. Se fosse utilizado o outro valor também frequentemente encontrado na literatura especializada (0.139×10^{-10} ano), os resultados aqui apresentados seriam cerca de 6% mais elevados.

A equação (1) permite a determinação da idade (T) do material analisado, uma vez conhecidas as razões:

$(Sr^{87}/Sr^{86})_p$ = razão isotópica atual do Sr contido no material;

$(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ = razão isotópica do Sr contido originalmente no material, denominada razão inicial;

(Rb^{87}/Sr^{86}) = deduzível a partir das concentrações de Rb e Sr no material, e das composições isotópicas atuais destes elementos.

$$T = 1/\lambda \ln \left[1 + \frac{(Sr^{87}/Sr^{86})_p - (Sr^{87}/Sr^{86})_i}{Rb^{87}/Sr^{86}} \right] \quad (1)$$

A equação (1) pode ser enunciada sob a forma $y=b+ax$:

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_p = (Sr^{87}/Sr^{86})_i + (Rb^{87}/Sr^{86}) (e^{\lambda T} - 1) \quad (2)$$

Rochas cogenéticas apresentam, por definição, a mesma idade (T) e, na maioria dos casos, a mesma razão inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ em virtude da homogeneização isotópica ocorrida durante o processo formador.

O gráfico que apresenta como ordenadas valores da relação Sr^{87}/Sr^{86} e como abscissas valores da relação Rb^{87}/Sr^{86} é chamado Diagrama isocrônico.

Amostras cogenéticas com diferentes razões Rb^{87}/Sr^{86} são representadas, em diagrama isocrônico, por pontos distintos-

- denominados pontos analíticos - alinhados segundo uma reta que corta o eixo das ordenadas. O ponto de interseção representa a razão inicial do sistema. A reta dá-se o nome de isócrona, e sua inclinação em relação ao eixo das abcissas é indicadora do tempo transcorrido após a homogeneização isotópica do sistema.

2.2. OS PRECURSORES DO MÉTODO DAS RETAS ISÓCRONAS

COMPSTON & JEFFERY (1959), analisaram fases cogenéticas (biotita e microclina) do granito Boya da Austrália e verificaram, para um certo valor admitido para razão inicial, idades concordantes mas inferiores à época - conhecida - em que a rocha teria se formado. Aqueles autores interpretaram os resultados como devidos a homogeneização isotópica provocada por metamorfismo posterior à formação da rocha.

NICOLAYSEN (1961) desenvolveu com maior profundidade o assunto, ao analisar o granito de Mbabame, África, e apreciar os dados que TILTON *et al.* (1958) haviam obtido sobre um gnaiss de Baltimore. Foi o primeiro pesquisador a construir um diagrama isocrônico com pontos representativos de minerais e de amostras de rocha total. Este procedimento não só possibilitou a determinação de uma idade comum aos diferentes materiais cogenéticos analisados, como abriu caminho para o estudo da movimentação dos elementos Rb e Sr entre os minerais.

Trabalhos posteriores mostraram ser possível, para rochas ígneas e metamórficas, traçar isócronas de minerais - em equilíbrio isotópico - que definiam a idade do evento homogeneizador. Indicaram também que quando a rocha total permaneceu como sistema fechado durante o reequilíbrio dos minerais, a isócrona traçada com pontos representativos das amostras de rocha total indica a idade da formação do sistema, ou seja, a própria idade da rocha.

A utilização do diagrama isocrônico, tornando desnecessário o conhecimento prévio da composição isotópica do Sr primário

rio, permitiu a introdução do método das isôcronas Rb-Sr no campo das rochas sedimentares, portadoras, em geral, de valores variáveis para a razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial, devido às diferentes origens do material detrítico.

Cumpra salientar que pontos muito espalhados no diagrama isocrônico indicam amostras inicialmente não homogêneas quanto à composição isotópica do Sr. Inversamente, pontos capazes de definir retas isôcronas com dispersão dentro do erro analítico, sugerem fortemente que as idades são significativas, as amostras são cogenéticas e os diferentes sistemas considerados possuíam razões isotópicas iniciais muito próximas (PETERMAN, 1966; FAURE & CHAUDHURI, 1967).

2.3. O PROBLEMA DO Sr^{87} RADIOGÊNICO HERDADO PELOS SEDIMENTOS

Sendo as rochas sedimentares constituídas por material derivado de rochas fontes com diferentes idades, tem sido problema crítico para a datação radiométrica Rb-Sr, a ocorrência de Sr^{87} radiogênico herdado pelo sedimento. Para rochas vulcânicas, formadas por cristalização de minerais a partir de magma, é prognosticável o valor da razão inicial. Mas o mesmo não ocorre para as rochas sedimentares, onde os valores variam segundo a natureza do material herdado e as condições de sedimentação.

Evaporitos (gipso e anidrita) e carbonatos marinhos (calcita, dolomita e aragonita), provindos de material originalmente contido na água do mar, e apresentando baixo conteúdo de Rb, representam as únicas rochas sedimentares com valores previsíveis para a razão inicial. Os trabalhos de WICKMAN (1948), BROOKINS *et al.* (1968) e, principalmente, os de PETERMAN *et al.* (1970) e de VEIZER & COMPSTON (1974), referem-se a medidas isotópicas do Sr em carbonatos marinhos, constatando-se pequena variação da razão Sr^{87}/Sr^{86} entre 0.707 e 0.710, nos mares fanerozoicos. A principal razão desta quase constância de valores reside no fato do Sr chegar à concentração de oito miligramas por litro na água do mar, ocorrendo, pois, como um dos mais abundantes ele

mentos traços (ODUM, 1957). Qualquer Sr adicional, trazido em solução pelos rios, pouco pode alterar, em virtude da sua pequena quantidade relativa.

COMPSTON & PIDGEON (1962) foram os pioneiros na datação de rochas sedimentares argilosas, pelo método das isócronas. Analisaram folhelhos marinhos, em amostras de rocha total, das Formações Cooma, State Circle e Cardup, ocorrentes na Austrália. Obtiveram isócronas, pelo menos nos casos das Formações State Circle e Cardup, que interpretaram como sendo atribuíveis ao metamorfismo. Aqueles autores comentaram também a possibilidade da mistura de material detrítico com minerais autógenos ser uniforme no folhelho como um todo, dando lugar a uma razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial maior que aquela da água do mar.

A bimodalidade das razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais dos sedimentos do Grupo Hamilton (New York, USA), foi explicada por BOFINGER & COMPSTON (1967), de duas maneiras: por proveniência cíclica dos detritos de duas fontes diferentes, ou por uma homogeneização seletiva, "*in situ*", dos isótopos do Sr, durante os fenômenos de diagênese ou metamorfismo. Admitiram eles que a presença de materiais, por exemplo, carbonatos, com razões Sr^{87}/Sr^{86} diferentes daquelas das rochas fontes de material detrítico, pode condicionar o aparecimento de isócronas paralelas, construídas a partir de grupos de amostras, definidos pela proporção entre os constituintes autógenos e detríticos.

Outro exemplo de isócronas paralelas foi mostrado por KAWASHITA (1972) em amostras da Formação Rio Bonito: o diagrama isocrônico incluiu o traçado de três isócronas, com diferentes valores para a razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial, resultantes do agrupamento de três diferentes categorias de amostras: a) arenitos silíticos e argilosos; b) folhelhos silíticos e arenosos e c) folhelhos argilosos. Verificou-se nitidamente que quanto maior o teor de material detrítico, maior era o valor da razão inicial.

BOFINGER & COMPSTON (1967), ao reavaliarem os dados das amostras do Grupo Hamilton, previamente interpretados por WHITNEY & HURLEY (1964), concluíram ser importante a influência do material detrítico no valor da razão inicial do sedimento.

ALLSOPP & KOLBE (1965) datando folhelhos da Formação Malmesbury da Península do Cabo, África do Sul, obtiveram como razão isotópica inicial um valor superior ao do Sr da água do mar. Entretanto, para calcários associados ao folhelho, encontraram composição isotópica próxima à da água do mar. Os autores admitiram que a alta concentração do Sr no calcário constitui fator impeditivo da completa homogeneização isotópica do Sr, ao nível observado para os folhelhos.

DASCH *et al.* (1966) e DASCH (1969) demonstraram que a composição isotópica do Sr contido em sedimentos recentes não carbonáticos, coletados no fundo do Oceano Atlântico, é variável e difere do Sr contido nas águas marinhas. Atribuíram este efeito às diversas proveniências dos detritos.

FAURE & CHAUDHURI (1967) datando o folhelho Nonesuch (Michigan, USA), verificaram que o Sr do folhelho não entrou em equilíbrio isotópico com o da água durante o transporte e deposição. No entanto, sugerem a efetivação de um equilíbrio com o Sr das águas conatas durante os fenômenos de diagênese. CLAUER (1973) ao datar níveis sedimentares do pré-Cambriano do Saara Ocidental utilizando-se da fração granulométrica inferior a dois microns também sugeriu a efetivação do fenômeno nos casos de argilas degradadas e abertas no instante da sedimentação. Trocas iônicas entre as águas conatas e a fração argilosa do sedimento, representando os primeiros passos para a homogeneização isotópica, foram verificadas claramente por CLAUER *et al.* (1975), ao analisarem sedimentos recentes do fundo do Oceano Pacífico.

2.4. O SIGNIFICADO DAS IDADES Rb-Sr E OS EVENTOS DE HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA NAS ROCHAS SEDIMENTARES

Considera-se que a idade radiométrica determinada pelo método isocrônico refere-se ao evento responsável pelo equilíbrio isotópico do Sr entre os minerais da rocha sedimentar. Este evento pode ter ocorrido numa das quatro fases principais da história da rocha: a) degradação (formação dos componentes detríticos); b) sedimentação; c) diagênese e d) metamorfismo (BONHOMME

& PRÉVÔT, 1968). Em qualquer caso, a premissa do sistema permanecer fechado após o fenômeno homogeneizador deve ser satisfeita.

Com o trabalho de BONHOMME & SEGONZAC (1962) iniciaram-se os estudos sobre o mecanismo da homogeneização isotópica do Sr nas rochas sedimentares. Datando folhelhos marinhos de Steige (Vosges setentrionais), os autores obtiveram idades concordantes com a presumível para a época da sedimentação. A presença de muscovita nos folhelhos, supostamente impeditiva dos processos de homogeneização isotópica, levou os autores a formularem hipóteses de cloritização e intumescimento do mineral durante o período de alteração da rocha fonte e o transporte ou no próprio ambiente deposicional, quando da diagênese subsequente.

Os processos de homogeneização isotópica foram analisados por FAURE & CHAUDHURI (1967). Entre as possíveis causas responsáveis pelo fenômeno aqueles autores incluem: a) os elementos Rb e Sr derivar-se-iam exclusivamente de área fonte constituída por rochas de mesma idade; b) os elementos Rb e Sr estariam contidos, exclusivamente, em minerais autígenos; c) o Sr dos minerais detríticos equilibrar-se-ia isotopicamente com o Sr da água do sítio deposicional, seja durante a sedimentação, seja durante a diagênese e d) o Sr dos minerais detríticos equilibrar-se-ia isotopicamente durante os fenômenos de metamorfismo. Os autores não chegaram a formular a hipótese de mistura detrítica uniforme, como sugerida por COMPSTON & PIDGEON (1962).

Considerando que, nas rochas sedimentares, os minerais argilosos são os mais suscetíveis a transformações cristaloquímicas, BONHOMME *et al.* (1964) procuraram interpretar o comportamento desses minerais nas suas três grandes fases de evolução na crosta terrestre: herança, neoformação e transformação (degradação e, segundo LUCAS (1962), agradação). A herança e a neoformação seriam mecanismos extremos, entre os quais situar-se-ia o domínio das transformações. Segundo aqueles autores, as idades radiométricas em minerais de argila dependem do tipo preponderante do mineral argiloso (herdado ou autígeno) presente no sedimento. No mesmo trabalho (BONHOMME *et al.*, 1964) são discutidos os fenômenos de "rejuvenescimento" das rochas sedimentares, resul

tantes das transformações dos minerais de argila durante a diagênese e as fases pré-metamórficas (anquimetamorfismo de KUBLER, 1964).

O problema da interpretação de idades aparentes inferiores àquela presumível para a sedimentação é complexo e, frequentemente, de difícil solução. A temperatura, a pressão, a circulação das águas conatas durante a compactação do sedimento, os deslizamentos entre os cristais (de origem tectônica), etc., podem provocar trocas de elementos químicos entre as diferentes fases minerais, resultando reequilíbrios isotópicos parciais ou globais (BONHOMME *et al.*, 1964). A eficiência da homogeneização isotópica está condicionada ao tamanho das partículas e à natureza dos minerais envolvidos (HURLEY *et al.*, 1962). Convém lembrar também a intensidade e a duração do processo homogeneizador, fatores fundamentais para a concretização da homogeneização isotópica em escala local ou regional. Desta forma, a interpretação das idades aparentes derivadas das isócronas de rocha sedimentar deve ser feita à vista da história da rocha (BONHOMME *et al.*, 1965). Deve levar em conta todas as informações disponíveis no tocante à proveniência dos sedimentos, transporte, ambiente deposicional, evolução tectônica da bacia, etc.

Os trabalhos de BONHOMME & CLAUER (1972) e de CLAUER (1973) versam sobre datações de rochas sedimentares com homogeneização isotópica ocorrendo durante ou logo após a sedimentação. As datações do último evento, denominado diagênese precoce, resultaram em idades muito próximas das presumíveis para a formação da rocha.

KAWASHITA (1972) analisando os folhelhos devonianos da Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná, determinou a idade de 127 ± 16 m.a., com base em uma isócrona representativa das frações finas ($< 2\mu$) das amostras. Interpretou esta idade como de corrente de um reequilíbrio isotópico — em nível dos minerais com dimensões inferiores a dois microns — provocado pela elevação de temperatura associada ao intenso vulcanismo básico desencadeado na bacia, com clímax no Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.*,

1966).

2.5. APLICAÇÃO DA LIXIVIAÇÃO ÁCIDA

Sendo as isócronas retas definidas mediante modelos estatísticos de regressão, é desejável a obtenção do maior número possível de pontos, com distribuição bem espaçada no diagrama isocrônico. As experiências de lixiviação ácida têm se mostrado altamente favoráveis à obtenção de pontos bem afastados no diagrama isocrônico, separando um componente carbonático solúvel (lixiviado), com baixa razão Rb/Sr, e um componente resistente ao ataque ácido (resíduo), com alta razão Rb/Sr.

BOFINGER *et al.* (1968) aplicaram a lixiviação ácida em folhelhos ordovicianos da Austrália, utilizando ácido clorídrico em amostras de rocha total. Os folhelhos mostravam sinais de terem sido submetidos a condições termodinâmicas de diagênese muito avançada, próximas a metamorfismo, em consequência de soterramento profundo. A disposição linear dos pontos representativos de rocha total, de lixiviado e de resíduo, em diagrama isocrônico, mostrou que a lixiviação não alterou as proporções dos isótopos contidos nos minerais solúveis, desde que a idade fornecida pela isócrona foi muito pouco inferior à da deposição dos sedimentos, conforme indicavam dados paleontológicos. As experiências de lixiviação mostraram-se reprodutíveis para ácidos com normalidades de até 1 N, e para diferentes tempos de ataque.

Em condições similares de análises, FAURE & CHAUDHURI (1967), no caso dos folhelhos Nonesuch (White Pine, Michigan, USA), verificaram um aumento da razão Sr^{87}/Sr^{86} no lixiviado, acompanhando o aumento do tempo de ataque e da concentração do ácido. Os autores admitiram a possibilidade de ocorrer lixiviação do Sr^{87} radiogênico diretamente de certos minerais argilosos.

KAWASHITA (1972) datando folhelhos paleozóicos das Bacias do Paraná e Amazonas, aplicou, com sucesso, a lixiviação ácida e procurou definir parâmetros para melhor interpretação dos resultados alcançados. Suas conclusões se constituíram na base norteadora de muitas fases do trabalho ora apresentado.

CAPÍTULO III

3 - UNIDADES SEDIMENTARES ESTUDADAS

3.1. POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO

Nos Quadros 1 e 2, estão representadas as colunas estratigráficas das Bacias do Paranã e Amazonas, relacionadas ã escala do tempo fanerozóico de HARLAND *et al.* (1964). As formações sedimentares estudadas estão destacadas pela identificação das amostras, com as respectivas profundidades de coleta, e os poços de onde foram extraídas.

3.2. CRITÉRIOS ADOTADOS PARA AMOSTRAGEM

KAWASHITA (1972) mostrou a necessidade de obedecer certos critérios para a coleta de amostras de rochas sedimentares, a serem submetidas ã datação radiométrica pelo método Rb-Sr. É de fundamental importância o material estar isento de alterações intempéricas, ser realmente representativo da unidade sedimentar e ter composição química suficientemente diferente, para os pontos analíticos se distanciarem no diagrama isocrônico.

Além disto, como a homogeneização isotópica torna-se mais difícil ã medida que cresce o tamanho das partículas minerais, a datação de eventos de homogeneização deve basear-se nos minerais de argila.

Com base nesta orientação o autor selecionou, para datação, amostras de folhelho e, em alguns casos, calcário e evaporitos com baixo teor de material detrítico mais grosseiro.

QUADRO - 1

MODIF. DE NORTHFLEET ET AL. (1969)
e Rodrigues e Quadros (1975)

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS						QUADRO - 2				
CRONOSTRATIGRAFIA					LITOESTRATIGRAFIA		FORMAÇÃO ESTUADA			
ERATEMA	SISTEMA	SÉRIE	ANDAR	ESCALA DO TEMPO FANEROZOÍCO (Harland et al. 1964) (Em milhões de anos)	GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	POÇO	AMOSTRA	PROFUN- DIDADE (m)
CENO- ZOICO	Q	PLEIST.		1.5-2.0		SOLIMÕES				
		PLIOC. PALEOC.		65						
MESO- ZOICO	T		MAESTRICHT.			ALTER DO CHÃO				
			CENOMANIANO	100						
	PERMIANO	SUP.		225						
		SUP.		240		ANDIRÁ				
		INF. O MED.		280						
			STEPHANIANO			NOVA OLINDA				
	CARBONÍFERO	SUP.		290-295						
			WESTPHALIANO			ITAITUBA				
			D	310 315						
		INF.	TOURNAISIANO	325		MONTE ALEGRE				
PALEO- ZOICO	DEVONIANO		STRUNIANO							
		SUP.	FAMENNIANO	345						
			FRASNIANO	353		CURUÁ	CURIRI			
				359			BARREIRINHA			
	MED.		GIVETIANO							
			EIFELIANO	370		ERERÊ				
	INF.		EMSIANO	374		MAECURÚ	LONTRA			
				395			JATAPÚ			
	SILURIANO	INF.	LANDOVERIA- NO				MANACAPURÚ			
				430-440			PITINGA			
PROTERO- ZOICO	ORDOV. - SILUR. 2					TROMBETAS	NHAMUNDA'	UI-2-AM	AT-125 774.60 AT-127 779.50 AT-130 788.00 AT-133 790.00 AT-135 794.00 AT-136 795.70	
							AUTÁS MIRIM			
	CAMBR. - ORDOV. 2					ACARI				
						PROSPERANÇA				

MODIF. DE CAPUTO, RODRIGUES E VASCONCELOS, 1971

MODIF. DE CAPUTO, RODRIGUES E VASCONCELOS, 1971

CAPÍTULO IV

4 - METODOLOGIA EMPREGADA

4.1. PROCEDIMENTOS PRELIMINARES NO LABORATÓRIO

Todas as amostras procederam de testemunhos de poços perfurados pela PETROBRÁS nas Bacias do Paraná e Amazonas. Tinham ao redor de 150-200 gramas e dimensões suficientes para a execução de lâmina delgada.

Inicialmente as amostras foram lavadas, para a remoção da lama de perfuração e demais impurezas superficiais.

Seguiu-se a separação em três porções, conforme o esquema abaixo:

4.2. ANÁLISES E CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMAS

A fragmentação da porção A da amostra se processou em britador de mandíbulas, seguindo-se suaves percussões com pistilo de ágata, suficientemente enérgicas para a redução da amostra a dimensões granulométricas inferiores a 0.149 mm, correspondentes a 100 mesh na escala da American Society for Testing Material (ASTM).

Pequena parte dela foi analisada semi-quantitativamente quanto aos teores de Rb e Sr, por fluorescência de raios X, segundo as técnicas transcritas por KAWASHITA (1972).

A análise semiquantitativa permitiu reconhecer as amos

tras que apresentavam maiores diferenças na razão Rb/Sr, as quais foram selecionadas para processamento e denominadas sistemas-RT.

O restante da porção A, fragmentada, foi disperso em água destilada e submetido a dois processos não violentos de desagregação:

agitação em misturador com haste rotativa (15 minutos);
ultra-som (15 minutos).

Tanto quanto possível, procurou-se evitar a quebra dos minerais detríticos.

A separação da fração granulométrica inferior a dois microns deste material foi feita por pipetagem, conforme os métodos preconizados por KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938). A esta fração denominou-se sistema-FF.

Ambos os sistemas, RT e FF, foram submetidos a determinação quantitativa dos teores de Rb e Sr, por fluorescência de raios X, seguindo-se a análise mineralógica das argilas por difratometria de raios X.

Separou-se uma a duas gramas de material do sistema FF, para lixiviação ácida, e submeteu-se o restante, bem como o sistema RT, às análises isotópicas.

No procedimento da lixiviação ácida utilizou-se ácido clorídrico em concentração 0.1N e período de ataque de dez minutos, com agitação em ultra-som. Por centrifugação efetivou-se a separação do material lixiviado, contido na fase líquida, da quele resistente ao ataque ácido, depositado como resíduo. Obteve-se, assim, mais duas porções da rocha, uma delas contendo o material solúvel em ácido, denominada subsistema-LIX e a outra contendo o material insolúvel, denominada subsistema-RES.

O subsistema-RES, após a determinação quantitativa dos teores de Rb e Sr, por fluorescência de raios X, foi submetido às análises isotópicas.

No subsistema-LIX, a determinação dos teores dos elementos Rb e Sr processou-se por diluição isotópica, segundo as técnicas e pormenores analíticos descritos por KAWASHITA (1969).

As análises isotópicas dos diferentes sistemas realizaram-se no espectrômetro de massa Varian-Mat TH-5 do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Durante o período de utilização do espectrômetro, efetuaram-se trinta e seis análises do padrão de Sr normal (carbonato de estrôncio - Eimer e Amend), com média da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ igual a 0.7082 ± 0.0006 (2σ).

As idades resultantes dos diagramas isocrônicos foram obtidas por utilização do programa de computação eletrônica descrito por KAWASHITA (1972), denominado PISOSP. Este autor introduziu modificações nos métodos de cálculo para o ajuste de retas de regressão desenvolvidos por WILLIAMSON (1968) e YORK (1969) levando em conta os erros experimentais.

CAPÍTULO V

5 - VARIAÇÕES DOS TEORES DE Rb E Sr NOS SISTEMAS INDIVIDUALIZADOS E DEFINIÇÃO DE ISÓCRONA AMOSTRAL

Considerando as inúmeras combinações possíveis de minerais nas rochas sedimentares, as amostras em sistema-RT contêm os elementos Rb e Sr em concentrações muito variáveis, dependentes da composição mineralógica da rocha. Entre os minerais formadores das rochas, os portadores de potássio são, em geral, portadores de Rb. Esta particularidade resulta da semelhança de propriedades dos elementos Rb e K, principalmente na dimensão do raio iônico, tornando possível aos ions Rb^{+} ocuparem posições de ions K^{+} nas redes cristalinas. Alguns minerais contendo K, e conseqüentemente Rb, são de ocorrência muito comum nas rochas sedimentares: ilita — do grupo dos minerais de argila; biotita e muscovita — do grupo das micas; e ortoclásio e microlina — do grupo dos feldspatos. Da mesma forma, devido propriedades semelhantes dos elementos cálcio e estrôncio, a distribuição dos ions Sr^{+2} é controlada pelo seu poder de substituição dos ions Ca^{+2} nos minerais portadores de cálcio. Entre estes, citam-se como de ocorrência comum nas rochas sedimentares: calcita, dolomita e aragonita — do grupo dos carbonatos; e anidrita e gipso — do grupo dos sais de evaporito.

A separação por pipetagem da fração granulométrica inferior a dois microns (sistema-FF) implica no enriquecimento em minerais de argila. No caso muito comum da rocha ser portadora de ilita, a maior participação deste mineral aumenta o teor de Rb, fazendo a razão Rb/Sr ser maior que aquela do sistema-RT. Como conseqüência, ocorre o distanciamento, no diagrama isocrônico, dos pontos representativos dos dois sistemas.

No presente trabalho, a lixiviação ácida se processou no sistema-FF. Com a retirada principalmente dos carbonatos e sais de cálcio, o subsistema-LIX torna-se muito enriquecido em

LCH solved

estrôncio, com a conseqüente diminuição considerável de sua razão Rb/Sr.

O subsistema-RES, empobrecido em estrôncio, tende a apresentar altas razões Rb/Sr, com suas representações em gráfico isocrônico afastando-se da origem dos eixos.

O sistema-FF e os subsistemas LIX e RES se justificam na eventualidade de, em algum momento da história da rocha sedimentar, haver ocorrido uniformização da composição isotópica do Sr entre diferentes constituintes minerais da rocha. Neste caso a representação gráfica dos diferentes sistemas, em diagrama isocrônico, dar-se-á por pontos distanciados e alinhados segundo uma reta, aqui denominada isôcrona amostral por ser definida apenas para uma amostra isolada.

Os sistemas-RT, por conterem normalmente partículas de maiores dimensões, resistentes à homogeneização isotópica, tendem a colocar seus pontos acima da isôcrona amostral. Em alguns casos específicos, quando a fração detrítica mais grosseira não for significativa ou constituir-se de minerais estéreis em Sr (por exemplo, quartzo), os pontos de sistema-RT podem alinhar-se sobre a isôcrona amostral.

A Figura 1 mostra o comportamento normal dos teores dos elementos Rb e Sr quando das análises dos diferentes sistemas, supondo tratar-se de rocha sedimentar pelítica, com significativas participações de illita e carbonato e/ou sais de cálcio.

A Figura 2 representa o diagrama isocrônico ideal para as referidas condições, com a isôcrona amostral definindo a idade do evento homogeneizador. O ponto do sistema-RT situa-se acima da isôcrona.

FIG. 1 — VARIÇÃO DOS TEORES DE Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS DE AMOSTRAS DE FOLHELHO CONTENDO ILITA E CARBONATO DE CÁLCIO.

FIG. 2 — ISOCRONA AMOSTRAL CONSTRUÍDA PELOS PONTOS DE SISTEMA-FF E SUBSISTEMAS-LIX E RES DA FIG. 1. O SISTEMA-RT NÃO PARTICIPOU DA HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA.

CAPÍTULO VI

6 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS

6.1 - FORMAÇÃO IRATI

A Formação Irati se estende por toda a Bacia do Paraná (Figura 3), com espessura máxima pouco superior a 80 m. Compreende predominantemente argilitos cinza escuros a pretos. Folhelhos pretos carbonosos e betuminosos se desenvolvem no leste da bacia. Camadas de calcário e sílex incorporam-se acentuadamente na formação na parte norte e nordeste, a partir do Arco de Ponta Grossa (NORTHFLEET *et al.*, 1969). Para as bordas da bacia, no sentido sul, norte e noroeste, ocorrem nítidas mudanças faciológicas, com desenvolvimento de sedimentação mais grosseira, incluindo siltitos e arenitos finos, em detrimento dos calcários e folhelhos pretos (FULFARO, 1971).

O contato estratigráfico superior, com a Formação Serra Alta, e inferior, com a Formação Palermo, são concordantes. Em certas regiões de São Paulo, o contato inferior é discordante (BARBOSA & ALMEIDA, 1949; BARBOSA & GOMES, 1958 e ANDRADE & SOARES, 1971).

As estruturas sedimentares mais comuns incluem laminação paralela, marcas onduladas e acamamento rítmico de calcário e folhelho. O ambiente deposicional foi marinho restrito, euxínic (NORTHFLEET *et al.*, 1969), de águas altamente salinas (WASHBURNE, 1930), com deposição abaixo do nível das ondas, chegando a sedimentar evaporito como no caso da anidrita atravessada pelo poço LI-1-SP, perfurado pela PETROBRÁS no Município de Lins - São Paulo. Segundo AMARAL (1967), a pouca perturbação dos estratos sugere águas relativamente profundas. As áreas fontes supridoras se caracterizaram por relevo suave.

A presença de restos fósseis de "Mesosaurus brasiliensis",

FIG. 3

descritos por MCGREGOR (1908) e de "Stereosternum tumidum" (COPE, 1886), muito semelhantes às formas encontradas no White Band da seqüência Dwyka da África do Sul (WASHBURNE, 1930), confere ida de permiana para a Formação Irati. Os estudos palinológicos de DAEMON & QUADROS (1970) restringiram a idade ao Permiano Superior, mais precisamente Kazaniano, com intervalo de tempo entre 230 e 240 m.a. (HARLAND *et al.*, 1964).

6.1.2. MATERIAL SELECIONADO PARA ANÁLISE

Para a datação radiométrica da Formação Irati, foram coletadas dezenove amostras de testemunhos de dois poços perfurados pela PETROBRÁS na Bacia do Paraná: LI-1-SP (Lins - São Paulo) e MC-1-SC (Matos Costa - Santa Catarina). Na Figura 3 estão localizados os dois poços.

As análises preliminares dos teores de Rb e Sr foram realizadas em nove amostras dos testemunhos 13 e 14 do poço LI-1-SP. Para a determinação da idade da formação, selecionaram-se cinco amostras distribuídas em dois grupos, segundo a profundidade:

AT-45	1666.40m	AT-48	1693.30m
AT-46	1666.50m	AT-50	1694.10m
		AT-51	1694.25m

A subdivisão das amostras em grupos, segundo a maior proximidade entre elas na unidade sedimentar, visou a separação de conjuntos de amostras onde se presume não tenham ocorrido variações significativas nas rochas fontes dos detritos.

Dez amostras dos testemunhos 17 e 18 do poço MC-1-SC foram selecionadas para as análises semi-quantitativas dos teores de Rb e Sr, por fluorescência de raios X. Apesar dos resultados pouco favoráveis, com valores muito baixos para as razões Rb/Sr, foram selecionadas cinco amostras para as análises subseqüentes, com o objetivo de testar as limitações do método das isócronas.

AT-35	1608.70m
AT-36	1609.20m
AT-37	1609.70m
AT-39	1610.70m
AT-41	1611.70m

As Tabelas 1 e 2 fornecem os dados para a identificação das amostras e os respectivos resultados analíticos.

6.1.3. VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS

A descrição macro e microscópica das amostras, de ambos os poços, encontra-se no Apêndice.

A observação da Figura 4 mostra que, das cinco amostras do poço LI-1-SP, apenas as AT-50 e AT-51 apresentam composição mineralógica similar. A amostra AT-45 é de dolomito argiloso com a montmorilonita constituindo 92% da fração argilosa. A amostra AT-46 é de folhelho composto predominantemente por montmorilonita e pequena participação de quartzo. A amostra AT-48a é de evaporito com 94% de anidrita e a AT-48 compreende 98% de anidrita. As amostras AT-50 e AT-51 possuem composição mineralógica mais complexa, com predominância de quartzo e ocorrência significativa de montmorilonita, interestratificado ilita-montmorilonita, ilita, clorita, feldspato e gipso. Acrescente-se a presença de calcita na amostra AT-51. A montmorilonita predomina nas amostras mais superficiais (AT-45 e AT-46) e a ilita e clorita nas mais profundas (AT-50 e AT-51). Essa evolução está relacionada à crescente ação dos fenômenos termodinâmicos, cuja tendência é de transformar todos os minerais de argila em clorita e ilita nos estágios que precedem o metamorfismo. Os trabalhos de LUCAS (1962) e SEGONZAC (1964), têm assinalado essa paragênese mineralógica.

A composição mineralógica das amostras do poço MC-1-SC (Figura 5) também é muito variável. Quartzo e feldspato são de ocorrência generalizada. A amostra AT-35 é de folhelho constituído por montmorilonita, interestratificado e ilita,

TABELA 1 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO IRATI (Poço LI-1-SP)

AMOSTRA		TEST.	PROF.(m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR.RX		$\frac{Rb_{total}}{Sr_{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB	Nº CAMPO					Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb(ppm)	Sr(ppm)			
432	AT-45	13	1666,40	Dolomito argiloso	RT<2 μ	-	-	3,60	186,9	0,019	$0,71082 \pm 0,00078$	$0,056 \pm 0,002$
580	AT-45	13	1666,40	Dolomito argiloso	RT	-	-	3,00	245,0	0,010	$0,70995 \pm 0,00225$	$0,035 \pm 0,001$
433	AT-46	13	1666,50	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	16,80	134,90	0,125	$0,71391 \pm 0,00090$	$0,360 \pm 0,005$
581	AT-46	13	1666,50	Folhelho siltico	RT	-	-	31,00	197,00	0,160	$0,71460 \pm 0,00197$	$0,455 \pm 0,013$
417	AT-48	14	1693,30	Anidr. + Carb.	RT	-	-	4,50	1380,00	0,003	$0,71049 \pm 0,00121$	$0,009 \pm 0,001$
582	AT-48a	14	1693,30	Anidr.+Carb.+Folh.	RT	-	-	15,00	5000,00	0,000	$0,70887 \pm 0,00108$	$0,009 \pm 0,001$
434	AT-50	14	1694,10	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	257,90	75,40	3,420	$0,74187 \pm 0,00150$	$9,901 \pm 0,280$
583	AT-50	14	1694,10	Folhelho siltico	RT	-	-	213,00	116,00	1,840	$0,72959 \pm 0,00248$	$5,325 \pm 0,151$
474	AT-50a	14	1694,10	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	271,90	71,50	3,803	$0,74427 \pm 0,00181$	$11,008 \pm 0,311$
475	AT-50a	14	1694,10	Folhelho siltico	RT<2 μ -RES	-	-	314,10	67,90	4,626	$0,75204 \pm 0,00110$	$13,391 \pm 0,379$
00X	AT-50a	14	1694,10	Folhelho siltico	RT<2 μ -LIX	6,66	12,97	-	-	-	$0,7201 \pm 0,00112$	$1,486 \pm 0,033$
435	AT-51	14	1694,25	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2 μ	-	-	203,40	112,30	1,811	$0,72552 \pm 0,00139$	$5,243 \pm 0,148$
584	AT-51	14	1694,25	Folhelho siltico com cim.carb.	RT	-	-	184,00	143,00	1,280	$0,72364 \pm 0,00113$	$3,729 \pm 0,106$
476	AT-51a	14	1694,25	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2 μ	-	-	224,90	120,60	1,865	$0,72953 \pm 0,00210$	$5,398 \pm 0,153$
477	AT-51a	14	1694,25	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2 μ -RES	-	-	269,80	58,00	4,652	$0,74850 \pm 0,00186$	$13,465 \pm 0,381$
00Y	AT-51a	14	1694,25	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2 μ -LIX	2,54	70,67	-	-	-	$0,7064 \pm 0,00105$	$0,104 \pm 0,002$

TABELA 2 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO IRATI (Poço MC-1-SC)

AMOSTRA		TEST.	PROF.(m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR. RX		$\frac{Rb_{total}}{Sr_{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB	Nº CAMPO					Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb(ppm)	Sr(ppm)			
421	AT-35	17	1608,70	Folhelho siltico	RT	-	-	61,00	120,40	0,507	$0,71627 \pm 0,00111$	$1,467 \pm 0,041$
1104	AT-35	17	1608,70	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	187,10	105,00	1,78	$0,72450 \pm 0,00151$	$5,165 \pm 0,146$
1017	AT-35	17	1608,70	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	2,20	85,90	-	-	0,03	$0,71285 \pm 0,00260$	$0,074 \pm 0,002$
422	AT-36	17	1609,20	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	129,20	147,00	0,879	$0,71747 \pm 0,00117$	$2,544 \pm 0,072$
1105	AT-36	17	1609,20	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-RES	-	-	187,30	26,30	2,17	$0,73044 \pm 0,00109$	$6,294 \pm 0,178$
1018	AT-36	17	1609,20	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-LIX	2,53	90,90	-	-	0,03	$0,71264 \pm 0,00101$	$0,080 \pm 0,002$
423	AT-37	17	1609,70	Dolomito argiloso	RT	-	-	122,30	236,30	0,517	$0,71226 \pm 0,00139$	$1,498 \pm 0,042$
1106	AT-37	17	1609,70	Dolomito argiloso	RT<2µ-RES	-	-	214,70	76,10	2,82	$0,73435 \pm 0,00117$	$8,185 \pm 0,232$
1019	AT-37	17	1609,70	Dolomito argiloso	RT<2µ-LIX	2,13	191,76	-	-	0,01	$0,71179 \pm 0,00037$	$0,032 \pm 0,001$
424	AT-39	17	1610,70	Dolomito argiloso	RT	-	-	65,70	242,90	0,270	$0,71188 \pm 0,00067$	$0,783 \pm 0,022$
1107	AT-39	17	1610,70	Dolomito argiloso	RT<2µ-RES	-	-	155,10	58,90	2,63	$0,73277 \pm 0,00165$	$7,639 \pm 0,216$
1020	AT-39	17	1610,70	Dolomito argiloso	RT<2µ-LIX	1,05	208,09	-	-	0,01	$0,70855 \pm 0,00053$	$0,015 \pm 0,001$
425	AT-41	18	1611,70	Dolomito argiloso	RT	-	-	17,50	413,20	0,042	$0,70869 \pm 0,00043$	$0,123 \pm 0,003$

FIG. 4 - MINERALOGIA DOS SISTEMAS RT E FF E TEOR DOS ELEMENTOS Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS ANALISADOS
FORMAÇÃO IRATÍ (POÇO LI-1-SP)

FIG. 5 - MINERALOGIA DOS SISTEMAS RT E TEOR DOS ELEMENTOS Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS ANALISADOS
FORMAÇÃO IRATÍ (POÇO MC-1-SC)

com apreciável quantidade de gipso. A amostra AT-36 é muito semelhante a AT-35, diferindo por possuir menor participação de gipso e pela presença de calcita. A amostra AT-37 pela análise petrográfica é de dolomito muito argiloso, mais propriamente denominado marga, com alta concentração de gipso. As amostras AT-39 e AT-41, são de dolomito com caráter muito pouco argiloso denunciado pela presença de ilita.

A separação da fração fina das amostras do poço MC-1-SC, por pipetagem, ficou prejudicada pelo alto teor de petróleo contido nas amostras.

6.1.4. RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Rb E Sr E A MINERALOGIA DAS AMOSTRAS

A Figura 4 mostra as variações dos teores dos elementos Rb e Sr nos diferentes sistemas das amostras analisadas do poço LI-1-SP. Exceção feita à amostra AT-48, analisada na fração evaporítica pura e na mistura evaporito + folhelho, todas as demais foram analisadas em sistemas RT e FF. As amostras AT-51a e AT-50a, obtidas por repetida pipetagem das amostras AT-51 e AT-50, foram analisadas também em subsistema RES, com a última fornecendo os resultados do subsistema LIX.

A eliminação do quartzo no sistema-FF confere em geral a este sistema, teores maiores de Rb e Sr, em relação ao sistema-FF. Na amostra AT-45, o menor teor de Sr no sistema-FF resulta da eliminação de grande parte da dolomita. O baixo teor de Rb nas amostras AT-45 e AT-46 está diretamente ligado a baixa concentração da ilita. Na amostra AT-46, o teor de Sr também é menor no sistema-FF, muito provavelmente devido a segregação do gipso presente no sistema-RT. As amostras AT-48 e AT-48a, de anidrita quase pura, como seria esperado, mostram muito alto teor de Sr. Nas amostras AT-50 e AT-51, o maior teor de Rb no sistema-FF está relacionado a maior participação da ilita neste sistema e o menor teor de Sr está em conformidade com a eliminação de grande parte do feldspato (principalmente plagioclásio).

Nas amostras do poço MC-1-SC, a separação dos subsistemas LIX e RES foi efetivada no material em sistema-RT. Obser

va-se nitidamente o aumento do teor de Sr a medida que cresce a participação da dolomita nos sistemas-RT. Fenômeno inverso ocorre com o Rb. Os teores destes elementos obedecem ao padrão normal nos subsistemas LIX e RES (Figura 5).

6.1.5. ESTÁGIO DA EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA DA FORMAÇÃO

Apenas as duas amostras mais profundas (AT-50 e AT-51) foram analisadas quanto ao estágio de evolução termodinâmica, resultando Índices de KUBLER (1960) para a cristalinidade das ilitas - I_k - iguais a 7.5 e 5.0 (Tabela 8). Estes valores encontram-se ainda dentro do campo da diagênese. Os valores do Índice de ESQUEVIN (1969) - $(I \frac{002}{001})$ - foram 0.31 e 0.38, respectivamente

para as amostras AT-50 e AT-51 (Tabela 8). Segundo ESQUEVIN (1969) Índices inferiores a 0.40 tendem a indicar fração ilitica magnesiânica, aberta a trocas iônicas.

6.1.6. DIAGRAMA ISOCRÔNICO E DISCUSSÕES

6.1.6.1. POÇO LI-1-SP

O diagrama isocrônico dos diferentes sistemas analisados está representado na Figura 6 juntamente com as transparências separando dois grupos de pontos: 1) sistemas-FF + subsistemas LIX e RES, definidores das isôcronas amostrais e 2) sistemas-RT.

Considerando as amostras como porções isoladas, com características próprias dentro do pacote sedimentar, foram traçadas as duas isôcronas amostrais: a dos sistemas AT-50a (FF + RES + LIX) e AT-50 (FF), fornecendo a idade de 180 ± 5 m.a., e a dos sistemas AT-51a (FF+RES) e AT-51 (FF), com idade de 181 ± 28 m.a. Evidenciou-se, assim, um evento de homogenia isotópica a 180 m.a. envolvendo pelo menos os minerais com dimensões inferiores a dois microns. A justaposição dos pontos dos sistemas-RT das amostras AT-50 e AT-51 sobre as respectivas isôcronas amostrais, indica

FIG. 6 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO IRATI
(POÇO LI-1-SP)

que o sistema-FF deve representar parte substancial do sistema-RT, pelo menos no tocante à geoquímica dos elementos Rb e Sr. Ressalte-se, no entanto, terem sido mantidas as diferenças entre as composições isotópicas iniciais das amostras, fato demonstrado pelas diferentes razões iniciais obtidas das duas isócronas amostrais.

Os pontos analíticos obtidos para as amostras AT-45, de dolomito argiloso e AT-48, de evaporito, dado o teor muito baixo de Rb, situam-se no diagrama isocrônico próximos ao ponto representativo da razão inicial, ou seja, ao redor de 0.710. Os pontos dos sistemas RT e FF da amostra AT-46 situam-se fora das isócronas traçadas, devido ao alto teor de montmorilonita, mineral extremamente aberto a trocas iônicas.

Para o traçado da isócrona dos pontos de sistema-RT, selecionaram-se as amostras AT-48, AT-48a, AT-50 e AT-51, por representarem níveis estratigráficos muito próximos. A idade obtida foi de 256 ± 19 m.a., concordante, dentro do erro experimental, com a idade de deposição definida pelo conteúdo paleontológico da Formação Irati.

6.1.6.2. POÇO MC-1-SC

As amostras do poço MC-1-SC apresentaram valores muito baixos para a razão Rb/Sr, devido ao fato de incluírem, na composição mineralógica, alta participação de dolomita, calcita e gesso. WHITNEY & HURLEY (1964), ALLSOPP & KOLBE (1965) e BROOKINS *et al.*, 1970, já demonstraram ser pouco provável o sucesso na determinação da idade radiométrica de rochas sedimentares, a partir de amostras com baixa razão Rb/Sr.

Para as amostras analisadas, a razão Rb^{87}/Sr^{86} máxima foi de 2.54 (amostra AT-36), estando as demais abaixo de 1.50. A observação do diagrama isocrônico (Figura 7), mostra que os pontos de sistema-RT apresentam grande dispersão, tornando impraticável o traçado de qualquer tendência linear. Considerando os pontos de sistema-RT e subsistemas LIX e RES, definiram-se quatro isócronas amostrais, resultando idades aparentes entre 153

e 217 m.a. A média global dos valores obtidos a partir das cinco isócronas amostrais da Formação Irati (poços LI-1-SP e MC-1-SC), excluindo a amostra AT-39, por razões que serão apreciadas logo a seguir, é de 180 ± 17 m.a.

Observou-se significativa diferença de comportamento entre a dolomita e os demais minerais portadores de estrôncio: calcita, gipso e montmorilonita (Figura 7). Os pontos analíticos dos subsistemas LIX das amostras AT-35 e AT-37, portadores de gipso e montmorilonita, e AT-36, que contém gipso, calcita e montmorilonita, concentraram-se ao redor do valor 0.712 para a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, denunciando participação nos processos de reequilíbrio isotópico do Sr. O subsistema LIX da amostra AT-39 (dolomito com insignificante teor de gipso e isento de calcita e montmorilonita), permaneceu ao redor de 0.709.

Considerando as isócronas amostrais das amostras AT-35 e AT-36, bem como a reta que une os pontos de subsistemas LIX e RES da amostra AT-37, o reequilíbrio isotópico ocorreu por volta de 180 m.a. Entretanto, para a amostra AT-39, cujo subsistema LIX já indicou resistência aos fenômenos de homogeneização isotópica posterior a sedimentação, a idade do evento homogeneizador resultou em 217 m.a. As amostras AT-37 e AT-41, esta última mesmo sem análises dos subsistemas LIX e RES, parecem comportar-se de forma semelhante à amostra AT-39, tendo em vista a posição dos pontos dos sistemas-RT no diagrama isocrônico.

É flagrante o contraste de comportamento dos dois conjuntos de amostras, cuja diferença principal parece residir na presença de dolomita. Os dados sugerem que a calcita, o gipso e a montmorilonita se comportam como minerais abertos às trocas iônicas, participando assim dos processos de homogeneização isotópica posterior a sedimentação. Contrariamente, a dolomita mantém as características isotópicas adquiridas no momento da sedimentação da rocha.

FIG. 7 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO IRATI
(POÇO MC-1-SC)

6.2. FORMAÇÃO ESTRADA NOVA

6.2.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA FORMAÇÃO

O mapa de isôpacas da Figura 8 mostra a distribuição, em área, da Formação Estrada Nova e define sua espessura máxima ao redor de 700m. A litologia compreende siltitos cinzas e cinza esverdeados, com interlaminações de folhelhos silticos de cores mais escuras. Níveis e lentes de sílex e calcário oolítico ocorrem frequentemente.

O contato superior, com a Formação Rio do Rasto, é concordante e colocado na base das primeiras camadas lenticulares de arenito marron-avermelhado correspondente à fácies Morro Pelado da Formação Rio do Rasto. O contato inferior, também concordante, é definido pela passagem dos argilitos negros da Formação Serra Alta sobrejacente, para os siltitos cinza esverdeados da Formação Estrada Nova.

As estruturas sedimentares: estratificação fina, lenticular, com estrutura "flaser", microlaminação cruzada, fendas de ressecamento e níveis de calcário oolítico, são indicadoras de ambiente de deposição em amplas áreas de planícies de marés.

Os estudos palinológicos de DAEMON & QUADROS (1970) definiram como Kazaniana a idade da formação, correspondente ao intervalo de 230 a 240 m.a., na escala do tempo fanerozóico de HARLAND *et al.* (1964).

6.2.2. MATERIAL SELECIONADO PARA ANÁLISE

Para a datação radiométrica da Formação Estrada Nova, foram coletadas vinte e duas amostras dos testemunhos de números 11 a 14 do poço MC-1-SC, perfurado pela PETROBRÁS no Município de Matos Costa em Santa Catarina (Figura 8). Após as análises semi-quantitativas dos teores dos elementos Rb e Sr, por fluorescência de raios X, selecionaram-se nove amostras para as

FIG. 8

MODIF. DE NORTHFLEET ET AL. 1969 — MATOS

análises subseqüentes. Com exceção das amostras AT-66 e AT-67, analisadas apenas em sistema-RT, e da amostra AT-72, analisada em sistemas-RT e FF e subsistemas-LIX e RES, todas as demais foram analisadas somente em sistemas-RT e FF.

A Tabela 3 define as amostras estudadas e dispõe os resultados das análises por fluorescência de raios X e isotópicas.

Adotando o critério de proximidade das amostras, visando reunir aquelas com maiores possibilidades de terem se originado de mesma fonte de detritos, separaram-se quatro grupos em função da profundidade de coleta:

AT-64 - 1249,40 m	AT-70 - 1326,00 m
AT-66 - 1250,55 m	AT-71 - 1326,40 m
AT-67 - 1250,65 m	AT-72 - 1327,00 m
AT-75 - 1389,25 m	AT-83 - 1454,40 m
AT-76 - 1389,45 m	

6.2.3. VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS

A descrição detalhada dos aspectos macroscópicos e da mineralogia das amostras encontra-se no Apêndice. Os minerais: quartzo, ortoclásio, plagioclásio, muscovita e biotita, são comuns a todas as amostras (Figura 9). As amostras AT-66 e AT-67 são de dolomito e as demais de folhelho com intercalações de silito. O cimento carbonático, constituído de calcita, é muito abundante na amostra AT-72. Nas amostras AT-64 e AT-83 registra-se a presença de aragonita. É marcante a variação dos minerais de argila com a profundidade (Figura 9). A montmorilonita é mais abundante que a clorita nas amostras mais superficiais (AT-64, AT-70, AT-71 e AT-72) e deixa de ocorrer naquelas mais profundas (AT-75, AT-76 e AT-83), com o conseqüente aumento da participação da clorita. Esta paragênese é normal e segundo LUCAS (1962), resulta da transformação do material argiloso muito degradado, em meio rico em magnésio, com a evolução das condições termodinâmicas.

TABELA 3 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO ESTRADA NOVA (Poço MC-1-SC)

AMOSTRA		TEST.	PROF. (m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR. RX		$\frac{Rb_{total}}{Sr_{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB	Nº CAMPO					Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)			
390	AT-64	11	1249,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	235,30	165,10	1,425	$0,72568 \pm 0,00116$	$4,126 \pm 0,117$
585	AT-64	11	1249,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	194,50	190,00	1,024	$0,72140 \pm 0,00108$	$2,967 \pm 0,084$
418	AT-66	11	1250,55	Dolomito	RT	15,52	-	12,00	810,00	0,015	$0,71068 \pm 0,00149$	$0,043 \pm 0,001$
419	AT-67	11	1250,65	Dolomito argiloso	RT	18,07	-	19,70	920,00	0,021	$0,71013 \pm 0,00122$	$0,062 \pm 0,001$
391	AT-70	12	1326,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	251,60	112,20	1,798	$0,72985 \pm 0,00109$	$6,491 \pm 0,147$
586	AT-70	12	1326,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	211,10	152,40	1,385	$0,72340 \pm 0,00202$	$4,015 \pm 0,114$
392	AT-71	12	1326,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	262,00	131,70	1,989	$0,72793 \pm 0,00109$	$5,759 \pm 0,163$
587	AT-71	12	1326,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	233,10	155,40	1,500	$0,72451 \pm 0,00100$	$4,348 \pm 0,123$
393	AT-72	12	1327,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	213,20	309,80	0,688	$0,71522 \pm 0,00041$	$1,992 \pm 0,056$
589	AT-72	12	1327,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	236,50	319,50	0,740	$0,71550 \pm 0,00092$	$2,144 \pm 0,061$
1132	AT-72	12	1327,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-RES	-	-	56,00	61,30	0,91	$0,72100 \pm 0,00143$	$2,647 \pm 0,075$
1133	AT-72	12	1327,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-LIX	3,50	81,90	-	-	0,04	$0,71169 \pm 0,00180$	$0,124 \pm 0,003$
395	AT-75	13	1389,25	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2µ	-	-	284,80	113,00	2,520	$0,73197 \pm 0,00142$	$7,296 \pm 0,206$
588	AT-75	13	1389,25	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT	-	-	215,70	178,40	1,209	$0,72221 \pm 0,00162$	$3,504 \pm 0,099$
394	AT-76	13	1389,45	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	327,40	104,80	3,144	$0,73991 \pm 0,00092$	$9,043 \pm 0,256$
600	AT-76	13	1389,45	Folhelho siltico	RT	-	-	260,10	169,60	1,533	$0,72682 \pm 0,00068$	$4,447 \pm 0,126$
396	AT-83	14	1454,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	256,60	120,80	2,124	$0,73318 \pm 0,00230$	$6,149 \pm 0,174$
601	AT-83	14	1454,40	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	237,20	147,80	1,605	$0,72937 \pm 0,00167$	$4,655 \pm 0,132$

FIG. 9-MINERALOGIA DOS SISTEMAS RT E FF E TEOR DOS ELEMENTOS Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS ANALISADOS — FORMAÇÃO ESTRADA NOVA

As variações da composição mineralógica decorrentes da separação do sistema-FF, podem ser observadas na Figura 9. Como de ocorrência normal, no sistema-FF, cresce o teor dos minerais argilosos em detrimento do quartzo e feldspato.

6.2.4. RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Rb E Sr E A MINERALOGIA DAS AMOSTRAS

A Figura 9 mostra as variações dos teores de Rb e Sr entre os sistemas RT e FF. No caso da amostra AT-72, incluem-se também os subsistemas-LIX e RES. Em relação aos sistemas-RT, é maior o teor de Rb nos sistemas-FF, fato explicado pela eliminação do quartzo e a conseqüente maior participação dos minerais ilita e interestratificado ilita-montmorilonita. A amostra AT-72 faz exceção, muito provavelmente devido à maior participação da calcita no sistema-FF. O menor teor de Sr nos sistemas-FF é explicado pela retirada do plagioclásio, junto aos outros clásticos grosseiros, quando da pipetagem. O alto teor de carbonato registrado na análise petrográfica da amostra AT-72 é responsável pelo teor de Sr superior ao de Rb. Apenas nesta amostra analisaram-se os subsistemas LIX e RES. O comportamento do Sr foi normal, diminuindo em teor no subsistema-RES devido à retirada dos carbonatos. Quanto ao Rb, verificou-se queda acentuada quando da passagem do sistema-FF para o subsistema-RES. Este fato é anômalo pois, com a retirada dos carbonatos, fase mineralógica isenta de Rb, a percentagem deste elemento deveria aumentar no subsistema-RES, como o normalmente verificado para amostras das outras formações estudadas neste trabalho. Infelizmente a escassez de material de sistema-FF e subsistema-RES da amostra AT-72, impediu a repetição das análises, tornando impraticável a verificação de possíveis erros analíticos. Quando da interpretação do diagrama isocrônico, serão consideradas outras particularidades envolvendo a amostra AT-72.

6.2.5. ESTÁGIO DA EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA DA FORMAÇÃO

Os índices de cristalinidade das ilitas de KUBLER (I_k), das amostras AT-75 e AT-83, iguais, respectivamente, a 6.0 e 6.1 (Tabela 8), são indicadores de rochas que não sofreram processos de transformação superiores aqueles caracterizadores do campo da diagênese. Os índices de ESQUEVIN ($I_{\frac{002}{001}}$), relacionando os $\pi_{\frac{002}{001}}$ cos difratométricos 002 e 001 das ilitas das amostras AT-75, AT-76 e AT-83, oscilam entre 0.23 e 0.30 (Tabela 8), e são indicativos de ilitas magnesianas, suscetíveis, como a montmorilonita, a trocas iônicas e conseqüentemente a homogeneização isotópica.

6.2.6. DIAGRAMA ISOCRÔNICO E DISCUSSÕES

No diagrama isocrônico da Figura 10 estão distribuídos os pontos dos diferentes sistemas analisados. As superposições transparentes subdividem os pontos em dois grupos: sistemas-RT e sistemas-RT + FF. As retas que unem os pontos de sistemas-RT e FF das amostras AT-70, AT-71, AT-75, AT-76 e AT-83, definem isócronas amostrais aproximadamente paralelas, indicando o transcurso de evento de homogeneização isotópica, em nível de rocha total, atuante a 177 ± 5 m.a., valor médio das diversas isócronas. As diferentes razões iniciais demonstram terem as amostras, em rocha total, constituído porções isoladas onde ocorreu o reequilíbrio isotópico entre os diferentes minerais, quando do evento diagenético registrado.

A amostra AT-72, destoante do conjunto, mostra baixa razão Sr^{87}/Sr^{86} . O seu comportamento em muito se assemelha ao das amostras da Formação Irati do poço MC-1-SC. Em geral, as amostras analisadas apresentaram teores de Rb superiores ao de Sr (Figura 9). A amostra AT-72 faz exceção, apresentando maior concentração de Sr. Admitindo-se a hipótese de ALLSOPP & KOLBE (1965), responsabilizando a alta concentração de Sr nos carbonatos como fator impeditivo da sua completa homogeneização isotópica, explica-se porque a amostra AT-72, em sistema-RT, situa seu ponto abaixo da isócrona dos sistemas-RT e o subsistema-LIX si

tua seu ponto também abaixo das isôcronas amostrais das demais amostras.

O diagrama isocrônico das amostras em sistema-RT, com exceção das amostras AT-72 e AT-83, apresenta pequena dispersão e permitiu o traçado de um isôcrona com idade de 243 ± 14 m.a., coincidente com a idade paleontológica admitida como da deposição dos sedimentos da Formação Estrada Nova. A amostra AT-72 se destaca do conjunto pelas razões expostas. No caso das amostras AT-83, correspondente ao mais baixo nível estratigráfico amostrado, é provável ter ocorrido variação na área fonte dos detritos, entre sua deposição e a sedimentação das demais amostras.

6.3. FORMAÇÃO RIO DO RASTO

6.3.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA FORMAÇÃO

A Formação Rio do Rasto é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos, interdigitados, de cores variegadas: vermelho tijolo, marrom avermelhado e, mais raramente, cinza esverdeado. O mapa de isôpacas da Figura 11, mostra a distribuição da formação na Bacia do Paraná. Sua espessura máxima ultrapassa 700 m.

O contato inferior, com a Formação Estrada Nova, é concordante e colocado na base das primeiras camadas lenticulares de arenito marrom avermelhado incluídos na fácies Morro Pelado da formação em pauta (NORTHFLEET *et al.*, 1969). O topo é marcado por contato de discordância erosional com a Formação Botucatu sobrejacente.

A associação litológica, tipos de estruturas sedimentares e a disposição geométrica dos diferentes corpos litológicos, são indicativos da formação ter-se depositado em ambiente continental fluvial com planícies de inundação.

Aparentemente a idade mais correta atribuída a esta formação, em termos paleontológicos, é a de BARBERENA & DAEMON (1974), baseada no fóssil labirintondonte Platyops Twelvetrees.

FIG. 11

BACIA DO PARANÁ
ISÓPACAS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO
I.C. = 100 m
MODIF. DE NORTHFLEET ET AL. 1969 — MATTOS

A idade está entre o topo do Kazaniano Superior e a base do Tatariano Inferior. Na escala do tempo fanerozóico de HARLAND *et al.* (1964), o limite Kazaniano-Tatariano situa-se a 230 m.a.

6.3.2. MATERIAL SELECIONADO PARA ANÁLISE

Para a datação radiométrica da Formação Rio do Rasto, foram coletadas doze amostras de folhelhos recuperados pelos testemunhos 4 e 5 do poço AP-1-PR (Apucarana - Paraná), localizado na Figura 11. Após a determinação semi-quantitativa dos teores de Rb e Sr, por fluorescência de raios X, foram selecionadas cinco amostras para as análises subseqüentes. Analisaram-se, em cada amostra, os sistemas-RT e FF e os subsistemas LIX e RES.

A Tabela 4 dispõe os dados gerais para a identificação das amostras e os resultados das análises por fluorescência de raios X e isotópicas.

Em função das distâncias entre as amostras, indicadas pelas profundidades de coleta, separaram-se dois grupos, incluindo, cada um, amostras afastadas no máximo de 40 cm.

AT-19 - 1308,50 m	AT-28 - 1422,40 m
AT-24 - 1310,40 m	AT-29 - 1422,60 m
	AT-30 - 1422,80 m

6.3.3. VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS

A descrição detalhada das características macro e microscópicas das amostras encontra-se no Apêndice. Alguns minerais do tamanho silte ocorrem de forma esparsa: quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e muscovita. São poucas as evidências de carbonato. Entre os minerais de argila, a montmorilonita, illita e interestratificado illita-montmorilonita, são de ocorrência comum em todas as amostras. Entre os feldspatos, o ortoclásio se apresenta em geral com fortes indícios de alteração e o plagioclásio, aparentemente mais abundante, ocorre em grãos pouco alterados.

TABELA 4 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO (Poço AP-1-PR)

AMOSTRA		TEST.	PROF. (m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR. RX		$\frac{Rb^{total}}{Sr^{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB.	Nº CAMPO					Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)			
385	AT-19	4	1308,50	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ	-	-	289,80	204,60	1,416	$0,72357 \pm 0,00135$	$4,107 \pm 0,116$
570	AT-19	4	1308,50	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT	-	-	201,00	157,00	1,280	$0,72428 \pm 0,00108$	$3,711 \pm 0,105$
550	AT-19	4	1308,50	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ -RES	-	-	299,00	45,40	6,586	$0,76729 \pm 0,00115$	$19,172 \pm 0,544$
590	AT-19	4	1308,50	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ -LIX	3,62	152,65	-	-	0,020	$0,71099 \pm 0,00095$	$0,069 \pm 0,001$
386	AT-24	4	1310,40	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ	-	-	317,50	209,40	1,516	$0,72634 \pm 0,00076$	$4,396 \pm 0,124$
571	AT-24	4	1310,40	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT	-	-	252,00	172,00	1,470	$0,72461 \pm 0,00157$	$4,247 \pm 0,120$
551	AT-24	4	1310,40	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ -RES	-	-	333,70	59,40	5,618	$0,75870 \pm 0,00313$	$16,338 \pm 0,463$
591	AT-24	4	1310,40	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2 μ -LIX	3,11	173,17	-	-	0,020	$0,71041 \pm 0,00125$	$0,052 \pm 0,001$
387	AT-28	5	1422,40	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	285,50	247,70	1,153	$0,72189 \pm 0,00163$	$3,340 \pm 0,095$
572	AT-28	5	1422,40	Folhelho siltico	RT	-	-	233,00	218,80	1,065	$0,72187 \pm 0,00188$	$3,082 \pm 0,049$
552	AT-28	5	1422,40	Folhelho siltico	RT<2 μ -RES	-	-	297,30	63,00	4,719	$0,75178 \pm 0,00212$	$13,717 \pm 0,389$
592	AT-28	5	1422,40	Folhelho siltico	RT<2 μ -LIX	2,20	218,12	-	-	0,010	$0,71070 \pm 0,00085$	$0,029 \pm 0,001$
388	AT-29	5	1422,60	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	279,80	254,20	1,101	$0,72206 \pm 0,00161$	$3,190 \pm 0,090$
573	AT-29	5	1422,60	Folhelho siltico	RT	-	-	234,00	219,00	1,070	$0,71930 \pm 0,00076$	$3,096 \pm 0,088$
553	AT-29	5	1422,60	Folhelho siltico	RT<2 μ -RES	-	-	289,70	69,30	4,180	$0,75104 \pm 0,00240$	$12,150 \pm 0,344$
593	AT-29	5	1422,60	Folhelho siltico	RT<2 μ -LIX	2,11	173,05	-	-	0,010	$0,70978 \pm 0,00134$	$0,035 \pm 0,001$
389	AT-30	5	1422,80	Folhelho siltico	RT<2 μ	-	-	280,10	260,60	1,075	$0,72005 \pm 0,00119$	$3,114 \pm 0,088$
574	AT-30	5	1422,80	Folhelho siltico	RT	-	-	215,00	243,00	0,880	$0,71830 \pm 0,00125$	$2,563 \pm 0,073$
554	AT-30	5	1422,80	Folhelho siltico	RT<2 μ -RES	-	-	290,90	74,50	3,905	$0,74373 \pm 0,00229$	$11,341 \pm 0,321$
594	AT-30	5	1422,80	Folhelho siltico	RT<2 μ -LIX	2,26	176,38	-	-	0,010	$0,71019 \pm 0,00050$	$0,037 \pm 0,001$

A separação da fração granulométrica abaixo de dois microns - sistema - FF - foi acompanhada de marcantes modificações mineralógicas em relação ao sistema-RT com o aumento normal da quantidade de minerais de argila. A Figura 12 mostra estas variações através das determinações percentuais estabelecidas a partir dos difratogramas de raios X. Verifica-se, para o quartzo, eliminação substancial no sistema-FF. O mesmo ocorre com o feldspato, com exceção da amostra AT-29.

6.3.4. RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Rb E Sr E A MINERALOGIA DAS AMOSTRAS

Na Figura 12 verifica-se as variações dos teores dos elementos Rb e Sr nos diferentes sistemas analisados. Em geral, tanto nos sistemas-RT como nos sistemas-FF, os teores de Rb são superiores aos de Sr. A amostra AT-30 faz exceção, com o sistema-RT apresentando teor maior de Sr. Tal fato decorre da alta concentração de feldspato nesta amostra, principalmente plagioclásio, (mais ou menos 50%). A acentuada eliminação do quartzo no sistema-FF foi responsável pela maior participação de Rb e Sr em relação ao sistema-RT. Ao aumento do teor de Rb, acrescenta-se ainda a maior participação, em percentagem, da illita no sistema-FF. Quanto ao Sr, a redução percentual do feldspato (principalmente plagioclásio) no sistema-FF, não foi suficiente para compensar a retirada do quartzo, resultando ainda um maior teor deste elemento no sistema-FF em relação ao sistema-RT (Figura 12). As variações dos teores dos elementos Rb e Sr nos subsistemas-LIX e RES da Formação Rio do Rasto estão de acordo com o modelo proposto para o comportamento daqueles elementos, em se retirando as fases carbonáticas de sedimentos portadores de illita (Figura 12).

6.3.5. ESTÁGIO DA EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA DA FORMAÇÃO

Os índices de cristalinidade das illitas de KUBLER (I_k), oscilando entre 6.2 e 7.8 (Tabela 8) indicam para a Formação Rio do Rasto apenas ação de fenômenos termodinâmicos suaves, característicos do domínio da diagênese. O índice de ESQUEVIN ($I_{002,001}$)

FIG.12-MINERALOGIA DOS SISTEMAS RT E FF E TEOR DOS ELEMENTOS Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS ANALISADOS
FORMAÇÃO RIO DO RASTO

oscilando entre 0.15 e 0.30 (Tabela 8) identifica ilitas magne
sianas suscetíveis a trocas iônicas e, por consequência, a homo
geneização isotópica.

6.3.6. DIAGRAMA ISOCRÔNICO E DISCUSSÕES

O diagrama isocrônico da Figura 13 mostra a distribui-
ção dos pontos dos diversos sistemas analisados. As superposi-
ções transparentes separam, de um lado, os pontos dos sistemas-RT
e, de outro, os pontos de sistemas-FF e subsistemas-LIX e RES.
Apesar da grande distância vertical entre os dois grupos de amo-
stras (aproximadamente 110 metros), os pontos, em sistema-RT, se
concentraram no diagrama isocrônico, em virtude da extrema simi
laridade mineralógica das diferentes amostras. Os pontos dos
sistemas-FF também não se distanciaram daqueles dos sistemas-RT
no diagrama isocrônico, evidenciando a similaridade química e
isotópica dos dois sistemas.

A disposição dos pontos do sistema-FF e subsistemas-LIX
e RES, mostra boa tendência linear, indicando a ocorrência de fe-
nômenos de homogeneização isotópica. As diferentes isôcronas
amostrais resultantes indicaram um valor médio de 211 ± 12 m.a.
para a idade do evento homogeneizador, interpretado como sendo a
diagênese experimentada pela rocha.

A disposição dos pontos de sistemas-RT, considerando
como razão inicial a média dos subsistemas-LIX, definiu uma isô
crona com idade de 228 ± 9 m.a., coincidente com a idade paleon
tológica dos sedimentos da Formação Rio do Rasto.

6.4. FORMAÇÃO BOTUCATU (FÁCIES PIRAMBÓIA)

6.4.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA FORMAÇÃO

A Formação Botucatu é constituída predominantemente por
arenito e caracteriza-se por apresentar duas facies distintas de
sedimentos. A facies eólica é representada por arenitos r^oseos
e amarelados, de granulação fina a média, com grãos arredondados

FIG. 13 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO

e subarredondados, foscos. A facies subaquosa, que domina a parte basal da formação, recebendo a denominação de Facies Pirambôia, se desenvolve consideravelmente no Estado de São Paulo, chegando a constituir a maior parte da Formação Botucatu naquele Estado. Essa facies é constituída por arenitos laranja avermelhados a cinza esverdeados, de granulação muito fina a média, com grãos de arredondados a subangulares, foscos e polidos, com intercalações de finas camadas de arenitos muito argilosos e de argilitos. Desta última litologia foram selecionadas as amostras para a datação radiométrica.

Na Figura 14 está representado o mapa de isópacas da Formação Botucatu, incluindo também a Formação Santa Maria, de ocorrência limitada no Estado do Rio Grande do Sul, consideradas em conjunto por NORTHFLEET *et al.* (1969). Estima-se uma espessura máxima superior a 500 m para a Formação Botucatu.

O contato superior com a Formação Serra Geral é discordante. O contato inferior com a Formação Santa Maria, no sul da bacia, apesar de admitido como concordante por NORTHFLEET *et al.* (1969), é, sem dúvida, discordante (TOMMASI, 1973). OLIVEIRA (1971), já havia colocado a Formação Santa Maria como pertencente ao ciclo de sedimentação Rio do Rasto. Para o norte da bacia, se acentua a discordância sobre as formações subjacentes mais velhas.

Entre as estruturas sedimentares da fácies Pirambôia destacam-se: laminação paralela, bioturbação, níveis conglomeráticos com seixos de folhelho, laminação perturbada por pequenas dobras e falhamentos, sedimentação cíclica com diminuição granulométrica ascendente, laminação cruzada em estratos plano-paralelos, etc. (THOMAZ FILHO, 1972). Tais estruturas caracterizam sedimentos depositados em ambiente fluvial.

A idade da Formação Botucatu é indicada puramente por controles estratigráficos. A Formação Santa Maria, datada da parte superior do Triássico Médio (Ladiniano), pela presença de fósseis de vertebrados tetrápodos (BORTOLUZZI & BARBERENA, 1967), limita a idade máxima da Formação Botucatu. A idade mínima é indicada pelos derrames basálticos sobrejacentes que se formaram

FIG. 14

MODIF. DE NORTHFLEET ET AL. 1969 — MATTOS

durante o Cretáceo Inferior, mas tiveram início já no Jurássico (CORDANI & VANDOROS, 1967).

6.4.2. MATERIAL SELECIONADO PARA ANÁLISE

Para a datação radiométrica da formação, foram coletadas das doze amostras de níveis de argilito intercalados em arenitos atravessados pelos poços PAA-7-SP e PAA-2-SP, perfurados pela PETROBRÁS na região de Guareí, Estado de São Paulo, durante o Projeto Arenito Asfáltico (RONCARATI, 1971). Os poços distam de aproximadamente 14 km e estão localizados na Figura 14. Após as análises dos teores de Rb e Sr por fluorescência de raios X, selecionaram-se oito amostras para os estudos subsequentes. Todas as amostras foram analisadas em sistema-RT e FF. As amostras AT-115 e AT-122 forneceram dados dos subsistemas-RES e as amostras AT-113, AT-116 e AT-117 dos subsistemas LIX e RES.

A Tabela 5 resume o quadro geral de identificação das amostras e os resultados das análises isotópicas e de fluorescência de raios X.

Em função do distanciamento entre as amostras, separaram-se quatro grupos na tentativa da obtenção de amostras provenientes da mesma fonte. Acentue-se, no entanto, que as amostras foram coletadas em finas camadas de sedimento argiloso, intercaladas em espessas seqüências de sedimento clástico grosseiro, em dois poços distanciados de 14 km.

Poço PAA-7-SP	← 14 km	→ Poço PAA-2-SP
AT-112 - 28.60 m		AT-117 - 11.60 m
AT-113 - 29.20 m		
AT-114 - 29.25 m		
AT-115 - 42.60 m		AT-121 - 52.60 m
AT-116 - 43.00 m		AT-122 - 54.80 m

TABELA 5 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOTUCATU (FACIES PIRAMBÓIA) (Poço PAA-7-SP, Poço PAA-2-SP)*

AMOSTRA		TEST.	PROF.(m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR. RX		$\frac{Rb_{total}}{Sr_{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB	Nº CAMPO					Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb(ppm)	Sr(ppm)			
403	AT-112	-	28,60	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	135,00	184,90	0,729	0,72262 ± 0,00066	2,113 ± 0,060
602	AT-112	-	28,60	Folhelho siltico	RT	-	-	145,00	159,00	0,910	0,72621 ± 0,00190	2,644 ± 0,075
404	AT-113	-	29,20	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	118,40	165,60	0,711	0,72443 ± 0,00085	2,070 ± 0,059
603	AT-113	-	29,20	Folhelho siltico	RT	-	-	167,00	157,00	1,070	0,72732 ± 0,00079	3,084 ± 0,087
555	AT-113	-	29,20	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	138,50	63,20	2,191	0,73253 ± 0,00129	6,354 ± 0,180
595	AT-113	-	29,20	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	2,70	125,01	-	-	0,020	0,71490 ± 0,00091	0,062 ± 0,001
405	AT-114	-	29,25	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	121,00	168,00	0,720	0,72279 ± 0,00111	2,085 ± 0,059
604	AT-114	-	29,25	Folhelho siltico	RT	-	-	141,00	158,00	0,890	0,72412 ± 0,00220	2,587 ± 0,073
406	AT-115	-	42,60	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	99,00	182,00	0,544	0,72037 ± 0,00096	1,575 ± 0,045
605	AT-115	-	42,60	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	78,00	144,00	0,540	0,72290 ± 0,00108	1,570 ± 0,044
556 658	AT-115	-	42,60	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-RES	-	-	121,50	58,80	2,066	0,72914 ± 0,00159	5,989 ± 0,170
407	AT-116	-	43,00	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	86,00	191,00	0,450	0,71970 ± 0,00234	1,303 ± 0,037
606	AT-116	-	43,00	Folhelho siltico	RT	-	-	69,00	187,00	0,370	0,71950 ± 0,00121	1,069 ± 0,030
557	AT-116	-	43,00	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	109,20	61,70	1,769	0,72720 ± 0,00143	5,129 ± 0,145
597	AT-116	-	43,00	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	1,61	134,28	-	-	0,010	0,71680 ± 0,00336	0,035 ± 0,001
408	AT-117*	-	11,60	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	114,00	287,00	0,397	0,71959 ± 0,00083	1,150 ± 0,033
607	AT-117*	-	11,60	Folhelho siltico	RT	-	-	88,00	214,00	0,410	0,72190 ± 0,00143	1,192 ± 0,034
558	AT-117*	-	11,60	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	119,10	271,60	0,435	0,72121 ± 0,00185	1,269 ± 0,036
598	AT-117*	-	11,60	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	2,48	55,68	-	-	0,040	0,71786 ± 0,00226	0,129 ± 0,002
409	AT-121*	-	52,60	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT<2µ	-	-	91,00	199,00	0,457	0,71814 ± 0,00069	1,324 ± 0,037
608	AT-121*	-	52,60	Folhelho siltico pouco cim. carb.	RT	-	-	53,00	183,00	0,290	0,71860 ± 0,00114	0,839 ± 0,024
410	AT-122*	-	54,80	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	193,00	152,00	1,269	0,72474 ± 0,00152	3,676 ± 0,104
609	AT-122*	-	54,80	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	157,00	147,00	1,070	0,72360 ± 0,00121	3,096 ± 0,088
559	AT-122*	-	54,80	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-RES	-	-	210,70	61,90	3,404	0,73597 ± 0,00109	9,873 ± 0,280

6.4.3. VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS

A descrição macroscópica e a análise petrográfica das amostras encontram-se no Apêndice. A descrição da mineralogia das amostras AT-112, AT-113 e AT-122, resultou das análises difratométricas devido a impossibilidade da execução de lâminas delgadas. Em todas as amostras registrou-se a presença de quartzo, em grãos esparsos do tamanho silte, e dos minerais de argila montmorilonita e ilita. Os minerais do grupo dos feldspatos incluem: plagioclásio, ortoclásio e microclina. Entre as micas destacam-se biotita e muscovita, em grãos esparsos do tamanho silte. Fragmentos de carbonato, com características detriticas, estão presentes nas amostras AT-115, AT-116 e AT-121.

As variações mineralógicas oriundas da separação da fração fina estão definidas na Figura 15. No sistema-FF, os minerais quartzo e feldspato são em grande parte eliminados, resultando maiores percentuais dos minerais de argila, ilita e montmorilonita, com aumento considerável no teor deste último mineral.

6.4.4. RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Rb E Sr E A MINERALOGIA DAS AMOSTRAS

Na Figura 15 observam-se certas correlações entre a mineralogia das amostras e os teores dos elementos Rb e Sr. Os percentuais maiores de Sr em relação ao Rb, com exceção da amostra AT-122, estão relacionados à mineralogia das argilas, com a baixa participação da ilita.

No sistema-FF, com a retirada da maior parte do quartzo era de esperar-se o conseqüente aumento dos teores dos elementos Rb e Sr. No caso do Sr isto se verificou, indicando ser minoritária a participação do Sr contido nos plagioclásios, no total do Sr contido na rocha, desde que a retirada desses minerais não diminuiu o teor de Sr na fração fina. O Rb apresentou comportamento irregular.

Do sistema-FF para os subsistemas LIX e RES, o comportamento das concentrações relativas ao Rb e Sr foi normal. No

FIG. 15-MINERALOGIA DOS SISTEMAS RT E FF E TEOR DOS ELEMENTOS Rb E Sr NOS SISTEMAS E SUBSISTEMAS ANALISADOS — FORMAÇÃO BOTUCATU
(FACIES PIRAMBÓIA)

subsistema-LIX, o Rb ocorre apenas em poucas partes por milhão e o Sr aumentou sua participação em relação ao subsistema-RES.

6.4.5. ESTÁGIO DE EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA DA FORMAÇÃO

O baixo teor de ilita na composição das amostras não permitiu a determinação dos índices de cristalinidade de KUBLER (I_k). Pelas características de campo pode-se inferir nada além de fenômenos diagenéticos atuantes na Formação Botucatu, salvo nas vizinhanças dos derrames e intrusões de rochas básicas. Os índices de ESQUEVIN ($I_{002/001}$), das amostras AT-112, AT-113, AT-114

e AT-122, oscilaram entre 0.52 e 0.90, indicando um caráter aluminoso para a fração ilítica e evidenciando a existência de fragmentos de muscovita detrítica.

6.4.6. DIAGRAMA ISOCRÔNICO E DISCUSSÕES

No diagrama isocrônico da Figura 16 estão lançados os pontos das diferentes fases minerais das amostras, com as superposições transparentes separando dois grupos de pontos: sistema-RT e sistema-FF + subsistemas LIX e RES.

As retas de regressão dos pontos de sistema-FF e subsistema-RES das amostras AT-113, AT-115 e AT-122, e de sistema-FF e subsistemas LIX e RES da amostra AT-116, mostram-se sensivelmente paralelas, resultando o valor médio de 133 ± 5 m.a. para o evento de homogeneização isotópica atribuído aos efeitos termodinâmicos provocados pelo magmatismo básico que atuou na bacia na época (CORDANI & VANDOROS, 1967). As isócronas amostrais das amostras AT-115 e AT-116 apresentaram razões iniciais muito semelhantes, consequência da proximidade no campo, com distanciamento de apenas 0.40 m. A ocorrência de isócronas paralelas e com diferentes razões iniciais já foi discutida quando do estudo das formações Irati e Estrada Nova.

A observação dos pontos em conjunto, incluindo os sistemas-RT, evidenciou, com realce para as amostras AT-112, AT-113,

AT-115 e AT-117, a não homogeneização isotópica das amostras em nível de rocha total, quando do evento ocorrido a 133 ± 5 m.a. Como admitido por WHITNEY & HURLEY (1964), as condições termodinâmicas atuantes no sedimento durante o evento datado, não foram suficientes para alterar o equilíbrio isotópico dos minerais de tríticos com dimensões superiores a dois microns.

6.4.7. IDADE DA SEDIMENTAÇÃO

A distribuição dos pontos de sistema-RT no diagrama isocrônico, apesar de evidenciar tendência de alinhamento, mostra considerável dispersão (Figura 16). Tal situação caracteriza a ocorrência de valores discrepantes para a composição isotópica do estrôncio primário, nas diferentes porções da unidade sedimentar, como era de esperar-se para sedimentos depositados em ambiente tectonicamente ativo e com alta capacidade de seleção dos detritos (THOMAZ FILHO, 1972).

Devido ao valor alto da variância residual que resultaria da regressão de todos os pontos, muito superior aos limites dos erros experimentais, as amostras foram subdivididas em dois grupos de pontos, que passaram a definir acentuada tendência linear (Figura 16). Das inclinações das retas, resultaram as idades de 197 ± 3 m.a. e 154 ± 22 m.a., com média de 176 ± 13 m.a. Na opinião do autor este valor deve refletir a real idade da sedimentação da Formação Botucatu, uma vez realçadas duas outras formações adicionais de grande importância para o problema:

1 - Quando da datação radiométrica da Formação Irati dos poços LI-1-SP e MC-1-SC e da Formação Estrada Nova, as isócronas traçadas para os sistemas-FF e subsistemas-LIX e RES, indicaram idades de 180 e 177 m.a., respectivamente, para um evento de homogeneização isotópica ocorrente após a sedimentação daquelas formações. Atribuir-se este evento ao vulcanismo básico desencadeado na bacia não parece razoável tendo em vista os dados até agora publicados não terem reportado idades superiores a 165 m.a. para os diabásios e basaltos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (AMARAL *et al.*, 1966 e CORDANI & VANDOROS,

FIG. 16 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOTUCATÚ

1967). A idade daquele evento homogeneizador coincide com determinada para a sedimentação da Formação Botucatu (176 m.a.). Tal fato conduz a hipótese das Formações Irati e Estrada Nova terem sofrido a ação de condições termodinâmicas suficientemente energéticas para produzir homogeneização isotópica do Sr, durante o soterramento a que estiveram sujeitas, quando da subsidência regional da Bacia que deu ensejo à sedimentação dos espessos pacotes de arenito da Formação Botucatu.

2 - SLOSS (1972) analisou o sincronismo dos eventos tecto-sedimentares do Fanerozóico do Craton norte-americano e da Plataforma Russa. Ao identificar seqüências de estratos limitadas por discordâncias de âmbito cratônico, aquele autor verificou o acentuado decréscimo das áreas de preservação das unidades estratigráficas no espaço de tempo entre o topo do Triássico Médio e a base do Jurássico Médio (Figura 17). Considerando a discordância existente entre as Formações Botucatu e Santa Maria (TOMMASI, 1972), e a interpretação de OLIVEIRA (1971) colocando esta última formação (Triássico Médio), no ciclo de sedimentação Rio do Rasto, torna-se perfeitamente viável a analogia com as seqüências estudadas por SLOSS (Figura 17).

Por último, convém ressaltar que FÜLFARO (1972) já havia sugerido idades mais próximas para as sedimentações do Grupo Passa Dois e da Formação Botucatu.

6.5. FORMAÇÃO TROMBETAS (MEMBRO PITINGA)

6.5.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA FORMAÇÃO

A Formação Trombetas, incluída na seqüência basal do Paleozóico da Bacia do Amazonas, compreende quatro membros, da base para o topo: Autás Mirim, Nhamundã, Pitinga e Manacapuru (CAPUTO *et al.*, 1972).

O Membro Autás Mirim é composto de arenitos laminados com intercalações de siltitos e folhelhos depositados em ambiente de energia moderada a baixa, provavelmente de planícies de marés (RODRIGUES *et al.*, 1971). A ocorrência de apenas raros mi

SEQUÊNCIAS CRATÔNICAS IDENTIFICADAS NA AMERICA DO NORTE

SAUK	TIPPECANOE	KASKAKIA	ABSAROKA	ZUNI	TEJAS
------	------------	----------	----------	------	-------

COMPARAÇÃO DAS SEQUÊNCIAS DE ESTRATOS FANEROZOÍCOS DA PLATAFORMA RUSSA E DO CRATON NORTE AMERICANO, POR INTERMÉDIO DAS ÁREAS DE PRESERVAÇÃO DAS UNIDADES SEDIMENTARES EM FUNÇÃO DO TEMPO GEOLÓGICO (SLOSS, 1972). AS FORMAÇÕES SANTA MARIA (GRUPO PASSA DOIS) BOTUCATÚ (GRUPO SÃO BENTO) SE ENQUADRAM NO ESQUEMA.

MODIF. DE SLOSS, 1972.

FIG. - 17

crofósseis de Chitinozoa torna problemática a determinação da idade do Membro Autãs Mirim. LANGE (1967), admite a possibilidade de ser Ordoviciano Superior.

O Membro Nhamundã se caracteriza por espessas camadas de arenito freqüentemente com bioturbação. Ocorrem, na parte superior da unidade, intercalações de finas camadas de siltito e de folhelho preto carbonoso. O ambiente deposicional, segundo RODRIGUES *et al.* (1971) foi marinho de praia. DAEMON & CONTREIRAS (1971) situaram o Membro Nhamundã no Siluriano Inferior, Andar Landoveriano, com o que concordam CAROZZI *et al.* (1975).

O Membro Pitinga, objeto da presente datação radiométrica, é constituído por folhelhos pretos, laminados, em parte carbonosos e piritosos, com desenvolvimento para o topo da unidade e nas bordas da bacia, de siltitos e arenitos muito finos. Localmente ocorrem intercalações de sílex e de níveis hematíticos associados com siderita. A deposição destes sedimentos ocorreu em ambiente marinho, provavelmente redutor (RODRIGUES *et al.*, 1971). A ocorrência de graptólitos (Climatograptus innotatus brasiliensis RUEDEMANN, 1929) e os estudos palinológicos de LANGE (1967) e DAEMON & CONTREIRAS (1971) colocaram o Membro Pitinga no Siluriano Inferior, Andar Landoveriano, ou seja, de idade pouco inferior a 430-440 m.a. na escala do tempo fanerozóico de HARLAND *et al.* (1964).

O Membro Manacapuru compreende arenitos com intercalações de folhelhos siltíticos e níveis sideríticos. Corresponde a depósitos da fase regressiva do mar siluriano na Bacia do Amazonas, passando, para o topo da unidade, a ambiente de planícies de marés. (RODRIGUES *et al.*, 1971). Sua idade também é Siluriana Inferior (Landoveriana), de acordo com LANGE (1967) e DAEMON & CONTREIRAS (1971).

Os limites geográficos de distribuição e o mapa de isopacas da Formação Trombetas estão apresentados na Figura 18. A maior espessura perfurada foi de 700 metros, mas admite-se valores superiores a 1 000 metros nas partes mais centrais da bacia (RODRIGUES *et al.*, 1971).

O contato superior com a Formação Maecuru é discordante nas bordas da bacia e possivelmente concordante nas áreas centrais (RODRIGUES *et al.*, 1971). O contato inferior com o embasamento cristalino ou rochas sedimentares mais antigas, é discordante.

6.5.2. MATERIAL SELECIONADO PARA ANÁLISE

Para a determinação da idade radiométrica da Formação Trombetas foram coletadas doze amostras de folhelhos do Membro Pitanga, cortados pelos testemunhos 9, 10, 11 e 12, quando da perfuração do poço UI-2-AM localizado na Figura 18. Após as análises semi-quantitativas dos teores dos elementos Rb e Sr, por fluorescência de raios X, selecionaram-se seis amostras, com razões Rb/Sr discrepantes para as análises subseqüentes que, exceção feita a amostra AT-130, incluíram a subdivisão do material em sistemas-RT e FF e subsistemas-RES e LIX.

A Tabela 6 identifica as amostras estudadas e resume os resultados analíticos.

A distância entre as amostras, em termos de profundidade de coleta, está ao redor de alguns poucos metros o que torna desnecessária a separação em grupos definidos por maior proximidade.

AT-125	-	774.60 m
AT-127	-	779.50 m
AT-130	-	785.00 m
AT-133	-	790.00 m
AT-135	-	794.00 m
AT-136	-	795.70 m

6.5.3. VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS

A descrição macro e microscópica das amostras e os resultados das análises difratométricas estão transcritos no Apêndice. Em geral a mineralogia é similar para todas as amostras

TABELA 6 - IDENTIFICAÇÃO E RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO TROMBETAS (Poço UI-2-AM)

AMOSTRA		TEST.	PROF. (m)	ROCHA	MATERIAL	DIL. ISOT.		FLUOR. RX		$\frac{Rb_{total}}{Sr_{total}}$	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
Nº LAB	Nº CAMPO					Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)			
482	AT-125	9	774,60	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	188,40	184,80	1,019	0,73189 ± 0,00048	2,957 ± 0,084
610	AT-125	9	774,60	Folhelho siltico	RT	-	-	182,50	192,30	0,949	0,73160 ± 0,00093	2,753 ± 0,078
993	AT-125	9	774,60	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	240,10	153,90	1,56	0,73560 ± 0,00370	4,528 ± 0,128
979	AT-125	9	774,60	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	7,46	58,32	-	-	0,13	0,72640 ± 0,00140	0,369 ± 0,013
483	AT-127	10	779,50	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	201,40	195,70	1,029	0,73257 ± 0,00141	2,986 ± 0,085
611	AT-127	10	779,50	Folhelho siltico	RT	-	-	190,80	178,20	1,071	0,73511 ± 0,00144	3,107 ± 0,088
994	AT-127	10	779,50	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	266,50	160,80	1,66	0,73768 ± 0,00122	4,810 ± 0,136
980	AT-127	10	779,50	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	6,76	63,07	-	-	0,11	0,72206 ± 0,00164	0,309 ± 0,007
484	AT-130	11	785,00	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	172,00	273,20	0,438	0,72746 ± 0,00073	1,822 ± 0,036
612	AT-130	11	785,00	Folhelho siltico	RT	-	-	160,30	201,20	0,797	0,72912 ± 0,00067	2,311 ± 0,065
503	AT-133	11	790,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ	-	-	207,10	220,00	0,941	0,72843 ± 0,00124	2,730 ± 0,077
613	AT-133	11	790,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT	-	-	156,30	156,50	0,999	0,73586 ± 0,00154	2,898 ± 0,082
995	AT-133	11	790,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-RES	-	-	246,00	199,60	1,23	0,73103 ± 0,00146	3,574 ± 0,101
981	AT-133	11	790,00	Folhelho siltico com cim. carb.	RT<2µ-LIX	5,01	44,08	-	-	0,11	0,72513 ± 0,00061	0,328 ± 0,007
504	AT-135	12	794,00	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	225,20	153,50	1,467	0,73757 ± 0,00109	4,258 ± 0,121
614	AT-135	12	794,00	Folhelho siltico	RT	-	-	177,40	140,70	1,261	0,73623 ± 0,00248	3,659 ± 0,104
996	AT-135	12	794,00	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	291,30	146,50	1,99	0,74050 ± 0,00137	5,772 ± 0,163
982	AT-135	12	794,00	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	9,07	42,76	-	-	0,21	0,72835 ± 0,00244	0,612 ± 0,016
505	AT-136	12	795,70	Folhelho siltico	RT<2µ	-	-	179,30	136,00	1,318	0,73734 ± 0,00194	3,827 ± 0,108
615	AT-136	12	795,70	Folhelho siltico	RT	-	-	171,20	133,30	1,284	0,73788 ± 0,00110	3,728 ± 0,106
997	AT-136	12	795,70	Folhelho siltico	RT<2µ-RES	-	-	236,00	149,90	1,57	0,73862 ± 0,00116	4,569 ± 0,129
983	AT-136	12	795,70	Folhelho siltico	RT<2µ-LIX	6,74	20,20	-	-	0,33	0,73006 ± 0,00199	0,958 ± 0,020

(Figura 19), com a ocorrência, em ordem decrescente, de quartzo, caulinita, ilita-muscovita, interestratificado ilita-montmorilonita e montmorilonita. A amostra AT-133 foi a única que apresentou feldspato, quando da análise em lâmina delgada. As amostras AT-130 e AT-133 apresentam carbonato em maiores proporções que as demais.

A separação do sistema-FF foi acompanhada de modificações mineralógicas normais (Figura 19). Houve a eliminação de grande parte do quartzo com o conseqüente aumento da participação dos minerais de argila. Entre estes, aumentou a percentagem relativa da caulinita em relação a ilita e montmorilonita.

6.5.4. RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Rb E Sr E A MINERALOGIA DAS AMOSTRAS

Na Figura 19 estão representadas de maneira gráfica as variações dos teores de Rb e Sr nos diferentes sistemas e subsistemas analisados. Do sistema-RT para o sistema-FF, com a eliminação do quartzo, a tendência normal foi a maior participação dos elementos Rb e Sr. O maior teor do Rb no sistema-FF das amostras AT-133 e AT-135 é explicado pela maior concentração da ilita e do interestratificado ilita-montmorilonita neste sistema (Figura 19). As amostras AT-130 e AT-133 apresentaram muito maior teor de Sr no sistema-FF, em relação ao sistema-RT, fato relacionado à presença de carbonato, relativamente mais abundante nestas amostras e em granulação inferior a dois microns. Para o subsistema-RES, em relação ao sistema-FF, com a retirada do carbonato ocorre maior participação do Rb e menor do Sr. Para o subsistema-LIX, fase mineralógica carbonática, o Rb se limita a ocorrer em poucas unidades de partes por milhão e o Sr a algumas dezenas (Tabela 6).

AM. PROF.	AT-125 774.60m	AT-127 779.50m	AT-130 785.00m	AT-133 790.00m	AT-135 794.00m	AT-136 795.70m
	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF
%	<div> <div>4%</div> <div>7%</div> <div>18%</div> <div>45%</div> <div>26%</div> </div> <div> <div>4%</div> <div>9%</div> <div>15%</div> <div>59%</div> <div>13%</div> </div>	<div> <div>4%</div> <div>5%</div> <div>16%</div> <div>30%</div> <div>46%</div> </div> <div> <div>5%</div> <div>9%</div> <div>23%</div> <div>54%</div> <div>9%</div> </div>	<div> <div>7%</div> <div>3%</div> <div>19%</div> <div>34%</div> <div>37%</div> </div> <div> <div>9%</div> <div>8%</div> <div>18%</div> <div>58%</div> <div>7%</div> </div>	<div> <div>3%</div> <div>13%</div> <div>16%</div> <div>66%</div> </div> <div> <div>6%</div> <div>8%</div> <div>23%</div> <div>47%</div> <div>16%</div> </div>	<div> <div>2%</div> <div>10%</div> <div>12%</div> <div>73%</div> </div> <div> <div>3%</div> <div>16%</div> <div>16%</div> <div>43%</div> <div>22%</div> </div>	<div> <div>2%</div> <div>8%</div> <div>14%</div> <div>36%</div> <div>40%</div> </div> <div> <div>6%</div> <div>9%</div> <div>9%</div> <div>39%</div> <div>37%</div> </div>
80						
60						
40						
20						
	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF	RT FF
%	<div> <div>5%</div> <div>9%</div> <div>24%</div> <div>62%</div> </div> <div> <div>5%</div> <div>10%</div> <div>17%</div> <div>68%</div> </div>	<div> <div>7%</div> <div>7%</div> <div>30%</div> <div>56%</div> </div> <div> <div>5%</div> <div>10%</div> <div>25%</div> <div>60%</div> </div>	<div> <div>11%</div> <div>5%</div> <div>30%</div> <div>54%</div> </div> <div> <div>10%</div> <div>9%</div> <div>19%</div> <div>62%</div> </div>	<div> <div>9%</div> <div>6%</div> <div>38%</div> <div>47%</div> </div> <div> <div>7%</div> <div>9%</div> <div>27%</div> <div>57%</div> </div>	<div> <div>7%</div> <div>11%</div> <div>38%</div> <div>44%</div> </div> <div> <div>4%</div> <div>20%</div> <div>20%</div> <div>56%</div> </div>	<div> <div>2%</div> <div>9%</div> <div>24%</div> <div>60%</div> </div> <div> <div>10%</div> <div>14%</div> <div>14%</div> <div>62%</div> </div>
80						
60						
40						
20						
	PPM RT FF RES LIX	PPM RT FF RES LIX	PPM RT FF	PPM RT FF RES LIX	PPM RT FF RES LIX	PPM RT FF RES LIX
300						
200						
100						

MONTEMORILONITA

ILITA

INTERESTR. 3-M

CAOLINITA

QUARTZO

RT - ROCHA TOTAL

FF - FRAÇÃO FINA

RES - RESÍDUO

LIX - LIXIVIADO

martos

6.5.5. ESTÁGIO DE EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA DA FORMAÇÃO

Os Índices de cristalinidade das ilitas, de KUBLER (I_k), apresentaram valores entre 6.2 e 7.9, indicativos de efeitos termodinâmicos atuantes dentro do campo da diagênese. Os Índices de ESQUEVIN ($I_{\frac{002}{001}}$), oscilaram entre 0.33 e 0.49, de

signando fração ilítica aluminosa, de caráter detrítico, fato aliás já denunciado pela alta participação da caulinita na composição mineralógica das amostras (Figura 19).

6.5.6. DIAGRAMA ISOCRÔNICO E DISCUSSÕES

O diagrama isocrônico com a distribuição dos pontos de sistema-RT e dos demais sistemas analisados, está representado na Figura 20. As superposições transparentes separam os pontos de sistema-RT e sistema-FF + subsistemas RES e LIX. Em primeira observação, destaca-se a tendência ao paralelismo das isócronas amostrais. Os pontos de sistema-RT, principalmente das amostras AT-127, AT-133 e AT-136, situam-se deslocados em relação às isócronas amostrais, sempre evidenciando valores mais altos para a razão Sr^{87}/Sr^{86} . Deste comportamento dos pontos no diagrama isocrônico são possíveis as conclusões:

a) houve um evento de homogeneização isotópica há 162 ± 13 m.a. (média das cinco isócronas amostrais), com poder de atuação apenas nos minerais com dimensões inferiores a dois microns;

b) as diferentes amostras comportaram-se como sistemas isolados, onde a redistribuição dos íons provocou a ocorrência de diferentes razões isotópicas iniciais do Sr;

c) os pontos de sistema-RT, situados acima das isócronas amostrais, são indicativos do não reequilíbrio isotópico dos constituintes com dimensões superiores a dois microns, quando do evento a 162 ± 13 m.a. As micas, principalmente a muscovita, seriam os minerais responsáveis por este desequilíbrio. No caso da amostra AT-133, onde foi mais pronunciado o deslocamento do

ponto de sistema-RT, constatou-se também a presença de feldspato.

A idade de 162 ± 13 m.a. coincide com o ciclo vulcânico que afetou a Bacia do Amazonas durante todo o Jurássico, talvez associado ao tectonismo de abertura do Oceano Atlântico Sul, identificado por THOMAZ FILHO *et al.* (1974).

A reta de regressão traçada a partir dos pontos de sistema-RT, excluindo a amostra AT-133 pelo seu caráter detrítico, pode ser considerada uma isócrona, pois a dispersão dos pontos ainda os mantém dentro das margens dos erros analíticos. A inclinação da isócrona definiu a idade de 420 ± 34 m.a., com a razão inicial igual a 0.7148, coincidente com a idade paleontológica, admitida como da época de sedimentação da Formação Trombetas.

CAPÍTULO VII

7 - FATORES CONDICIONANTES DAS RAZÕES INICIAIS DAS ROCHAS SEDI- MENTARES

7.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Quando da construção dos diagramas isocrônicos das cinco unidades sedimentares estudadas, mostrou-se característica marcante a possibilidade do traçado de dois tipos de isócronas. Um, construído a partir dos pontos representativos das amostras em sistema-RT e outro, resultante dos pontos de amostras em sistema-FF e subsistemas LIX e RES (isócrona amostral). Definiram diferentes razões iniciais, consistentemente com valores mais baixos para as isócronas de sistema-RT em relação às isócronas amostrais.

As isócronas das amostras em sistema-RT das formações Irati, Estrada Nova, Rio do Rasto e Trombetas indicaram idades concordantes com a época da deposição dos sedimentos, segundo os dados paleontológicos. No caso da Formação Botucatu, salientou-se uma tendência direcional dos pontos, da qual foi possível interpretar idade radiométrica compatível com a provável idade da sedimentação.

As isócronas amostrais definiram eventos de homogeneização isotópica posteriores à sedimentação. Quando da descrição e interpretação dos resultados obtidos para as unidades sedimentares estudadas, discutiu-se o significado geológico destes eventos.

A concordância entre a idade de deposição dos sedimentos e a idade radiométrica derivada das análises de amostras em sistema-RT encontra apoio em pesquisas anteriores que chegaram a idênticas conclusões: BONHOMME & SEGONZAC (1962), COMPSTON & PIDGEON (1962), WHITNEY & HURLEY (1964), FAURE & CHAUDHURI (1967),

BOFINGER & COMPSTON (1967), BROOKINS *et al.* (1970) e BOFINGER *et al.* (1970). Convem ressaltar, no entanto, a falta de interpretações convincentes dos fenômenos atuantes nos sedimentos, responsáveis por tais determinações.

As formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto, apresentaram razões iniciais dentro do intervalo 0.709 - 0.711, valores pouco superiores aos determinados para o Sr contido na água do mar durante o Permiano (entre 0.707 e 0.708, segundo VEIZER & COMPSTON, 1974). Para a Formação Botucatu, de origem continental, e Formação Trombetas, contendo alta participação de caulinita, as razões iniciais apresentaram valores mais altos, oscilando entre 0.713 e 0.719.

7.2 - CONCEITO DE DISPERSÃO UNIFORME DOS DETRITOS

Se os sistemas-RT conseguem definir a idade da sedimentação, seriam, necessariamente, portadores do elemento Sr com composição isotópica semelhante no momento da sedimentação. Aven-tar-se fenômenos de homogeneização isotópica envolvendo minerais detríticos tais como micas e feldspatos, durante o intemperismo, transporte e/ou deposição do material, não encontra suporte nas pesquisas até o presente realizadas. Tem-se, isto sim, demonstrado a resistência destes minerais às trocas iônicas com a água do ambiente deposicional. DASCH (1969), analisando sedimentos recentes depositados a grandes profundidades no Oceano Atlântico, demonstrou que mesmo os minerais de granulação mais fina do sedimento, apesar do prolongado contato com a água do mar, não trocam o estrôncio neles contido com aquele da água.

Um dos fatores destacados como de fundamental importância no estabelecimento de composições isotópicas similares para o estrôncio inicial, na opinião do autor, é o fenômeno aqui denominado de dispersão uniforme dos detritos em meio aquoso, quando da sedimentação do material. Os clásticos derivados das rochas fontes misturam-se completamente na bacia deposicional, de tal forma que o material depositado apresenta razão isotópica muito semelhante, nas diferentes partes do sítio de sedimentação. Os va

lores desta razão representam a integração de todas as frações detríticas depositadas simultaneamente no ambiente deposicional. Este mecanismo foi considerado por DASCH (1969) como um dos nove processos capazes de explicar o fato de uma rocha sedimentar apresentar estrôncio com composição isotópica homogênea, à época de sua formação.

Os resultados alcançados por DASCH (1969), para sedimentos recentes de fundo do Oceano Atlântico, mostraram, em extensas áreas, sedimentos portadores de razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ com apenas leves discrepâncias, em geral ao redor de 0.5 a 1.0% (Figura 21). A distribuição dessas áreas mostra o forte poder controlador da proveniência dos detritos no estabelecimento da composição isotópica do estrôncio contido no sedimento. Nos locais onde são evidentes as contribuições de materiais de rochas muito antigas, caso da região próxima a foz do Rio Congo, os valores da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ chegam a 0.7429. Se num ambiente deposicional com as dimensões do Oceano Atlântico, reservam-se áreas enormes com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ muito próximas, indicativas de dispersões uniformes dos detritos, é admissível imaginar-se a efetivação dessa uniformidade isotópica em sedimentos depositados em bacias intra-cratônicas. A deposição de folhelhos nessas bacias implica na ocorrência de ambiente deposicional muito calmo, com apenas leves oscilações nas condições de sedimentação e presumivelmente constância na área fonte dos detritos.

Saliente-se, ainda, que mesmo em sedimentos recentes lacustres observa-se a homogeneização isotópica do Sr, derivada da dispersão uniforme dos detritos. HART & TILTON (1966), analisando oito amostras, distantes até 400 km, de sedimentos argilosos recentes do Lago Superior, com 83.000 km² de área, verificaram a similaridade das razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ convergindo para o valor médio 0.739. A água do lago apresentou valores ao redor de 0.718, denunciadores da não ocorrência de trocas químicas entre a água e o material detrítico ali depositado.

Na área de atuação da Corrente do Golfo e do Mar Sargasso, no Atlântico Norte, (Figura 21), observa-se para um pequeno intervalo na razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0.720 a 0.732), a variação de

FIG.21 - RAZÕES $\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$ DE SEDIMENTOS RECENTES DO FUNDO DO MAR (DASCH, 1969)

até um fator 4 nos valores da razão Rb/Sr, (Figura 22-A). A amostra 17 foge às características de homogeneidade das demais, possivelmente por refletir influência de material vulcânico, formado na dorsal médio-Atlântica.

Os sedimentos recentes da Bacia Argentina e regiões contíguas, incluindo o mar profundo e a plataforma continental, estão distribuídos numa extensa área do Oceano Atlântico Sul onde os valores da razão Sr^{87}/Sr^{86} não excedem 0.710 (Figura 21). Os dados de BYSCAYE & DASCH (1971), mostram para o intervalo de 0.704 a 0.710 da razão Sr^{87}/Sr^{86} , uma variação de até um fator 10 na razão Rb/Sr (Figura 22-B). É oportuno salientar que o mapa de distribuição das razões Sr^{87}/Sr^{86} , com curvas de contornos de isovalores, comparado com o mapa da distribuição das razões Rb/Sr, indica não serem correlacionáveis os valores dos dois parâmetros, (Figura 23).

Nos sedimentos de origem continental do Lago Superior, analisados por HART & TILTON (1966), verificou-se para um pequeno intervalo de 0.738 a 0.742 da razão Sr^{87}/Sr^{86} , uma variação de até um fator 0,5 na razão Rb/Sr (Figura 22-C).

Dados de tal natureza, reportados para sedimentos recentes, indicam independência entre a relação Sr^{87}/Sr^{86} do sedimento e a sua razão Rb/Sr, pelo menos nas áreas onde tenha ocorrido uma distribuição uniforme dos detritos. Evidencia-se o comportamento geoquímico diferente dos elementos Rb e Sr, permitindo a formação de sistemas com diferentes razões Rb/Sr e razões Sr^{87}/Sr^{86} muito próximos.

Pesquisas realizadas por DASCH (1969), mostraram variações da razão Rb/Sr ocorrendo durante os processos de intemperismo de basaltos e granitos, devido à maior facilidade de decomposição dos plagioclásios. A lixiviação do cálcio e consequentemente do estrôncio, produz o crescimento progressivo da razão Rb/Sr com o avanço da alteração da rocha. Ficou demonstrado também que a composição isotópica do estrôncio não é modificada de forma significativa nestes processos.

WHITNEY & HURLEY (1964), admitiram a lixiviação preferencial do Sr, em relação ao Rb, durante o intemperismo e transporte. Admitiram também a fixação do Rb nas intercamadas de micas degradadas, ou sua absorção nas posições de trocas iônicas das partículas de argila. Verificaram que após a sedimentação, a illita exerce acentuada influência nos valores das razões Rb/Sr e por ser mineral de ocorrência muito comum, a sua concentração no sedimento controla diretamente o teor de Rb nas rochas sedimentares argilosas.

Admitindo-se a viabilidade das reações químicas entre os minerais de argila abertos a trocas iônicas e as águas conatas, bem como a precipitação de carbonato e/ou sais de cálcio, portadores de Sr do fluido deposicional, aumentam consideravelmente as possibilidades de uma composição isotópica do Sr convergente, entre os minerais, no momento da formação da rocha, independentemente de variações nas razões Rb/Sr.

Desde que atualmente, em extensas áreas, ocorrem grandes semelhanças na composição isotópica do Sr no material depositado, conclui-se ser altamente provável que as amostras de uma mesma unidade sedimentar argilosa, de qualquer idade, coletadas a pouca distância uma da outra, tenham possuído razões Sr^{87}/Sr^{86} similares no momento da formação da rocha. Este raciocínio decorre diretamente da aplicação do princípio do atualismo.

7.3 - TRANSFORMAÇÕES ISOTÓPICAS NO Sr, LOGO APÓS A SEDIMENTAÇÃO

As pesquisas de CLAUER *et al.* (1975), mostraram, para sedimentos de fundo do Oceano Pacífico, a ocorrência de enriquecimento progressivo do isótopo Sr^{87} nas águas conatas, com o aumento da profundidade do testemunho de amostragem. Tal fenômeno sugere fortemente a existência de trocas entre as argilas e o fluido intermediário, representando aparentemente os primórdios dos processos de reequilíbrio isotópico entre as duas fases.

Sendo fenômenos já de ocorrência comprovada as neofor-mações de minerais de argila no sítio deposicional e as modifica-ções químicas entre os minerais abertos a trocas iônicas e as

águas conatas, existe a possibilidade de certos minerais de argila adquirirem razão Sr^{87}/Sr^{86} próxima daquela da água do mar. A interação da composição isotópica do Sr assim constituída, com a dos clásticos mais grosseiros dispersos uniformemente no sedimento, deve atuar de forma expressiva no estabelecimento da sua composição isotópica inicial.

Quanto maior a participação dos minerais de argila neoformados e/ou abertos a trocas iônicas, na composição mineralógica do sedimento, mais a razão inicial tenderá a se aproximar daquela das águas conatas. Inversamente, predominando minerais resistentes àquelas trocas, a razão inicial tenderá a assumir valores mais elevados.

Os dados de DASCH (1969) mostraram, para sedimentos de fundo do Oceano Atlântico portadores de altas concentrações de montmorilonita (mineral aberto a trocas iônicas com o meio aquoso), tendência a razões Sr^{87}/Sr^{86} inferiores àquelas herdadas da rocha fonte devido ao reequilíbrio isotópico com o Sr contido na água do mar. As formações Irati (Poço LI-1-SP), e Estrada Nova, são exemplos desse fenômeno. Efeito oposto é mostrado pela caulinita, mineral muito resistente a trocas químicas com o fluido de deposicional, com correlação positiva entre o seu teor e as razões Sr^{87}/Sr^{86} . A Formação Trombetas se identifica a este último caso.

As ilitas também participam ativamente nos processos de troca isotópica. Quando apresentam Índice de Esquevin (I_{001}^{002}) superior a 0.40, são identificadas como ilitas aluminosas, de carácter detrítico e pouco abertas a trocas iônicas. Comportam-se, no caso, como a caulinita. A Formação Trombetas também exemplifica este comportamento. Índices (I_{001}^{002}) inferiores a 0.25 identificam ilitas magnesianas, susceptíveis a trocas iônicas e com tendência a comportar-se como a montmorilonita (CLAUER, 1976). Identificou-se tal fenômeno na Formação Rio do Rasto, com razão inicial se aproximando de 0.710.

7.4 - INFLUÊNCIA DE CARBONATOS E SULFATOS DE CÁLCIO

Para o estabelecimento da razão inicial do sedimento, é determinante a presença de carbonatos e/ou sulfatos de cálcio devido ao seu alto teor de Sr e o teor de Rb desprezível que normalmente contêm. Esses minerais marcam suas presenças no sedimento, tendendo a diminuir-lhe as razões Rb/Sr e Sr^{87}/Sr^{86} , até calcários e/ou evaporitos puros, onde a razão Rb/Sr atinge valores muito baixos, e a razão Sr^{87}/Sr^{86} se identifica com a do Sr contido na água do ambiente deposicional. Os trabalhos de PETERMAN *et al.* (1970) e VEIZER & COMPSTON (1974), analisando a composição isotópica do Sr de depósitos carbonáticos marinhos fanerozóicos, mostraram pequenas oscilações da razão Sr^{87}/Sr^{86} , entre 0.707 e 0.710. Para carbonatos de origem continental, CLAUSER & TARDY (1971), bem como VEIZER & COMPSTON (1974), mostraram valores da razão Sr^{87}/Sr^{86} entre 0.710 e 0.720.

Em princípio, inferem-se valores superiores a 0.710 para a razão inicial de unidades sedimentares onde predominam materiais detríticos e minerais de argila resistentes a trocas iônicas com o meio. Para depósitos associados de calcário, ou mesmo para sedimentos contendo participação significativa de calcita, devem ocorrer valores mais baixos para a razão Sr^{87}/Sr^{86} , em geral inferiores a 0.710. BROOKINS *et al.* (1970), datando folhelhos calcíferos da Formação Eskridge, com amostras de sistemas-RT, mostraram os pontos analíticos com razões Rb^{87}/Sr^{86} inferiores a 1 (um) sistematicamente abaixo da linha isócrona traçada a partir dos pontos com valores superiores a 1 (um) (Figura 24).

A amostra AT-72, da Formação Estrada Nova, exemplifica o fenômeno observado por BROOKINS *et al.* (1970). Devido a presença de calcita, é muito elevado o teor de Sr na amostra, resultando valor baixo, ao redor de 2, para a razão Rb^{87}/Sr^{86} . Como consequência, o ponto cai abaixo da isócrona traçada para as demais amostras dos sistemas-RT.

O problema adquire contornos diferentes quando o carbonato presente é a dolomita. As isócronas dos sistemas-RT das

formações Estrada Nova e Irati (Poço LI-1-SP), foram traçadas utilizando, como ponto de apoio para a razão inicial, pontos analíticos de amostras de dolomito, resultando idades concordantes com a da deposição dos sedimentos. Os dados sugerem que os depósitos de carbonato, quando representados por dolomito, tendem a apresentar razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais concordantes com aquelas dos folhelhos associados, e superiores à da água do mar no momento de deposição.

Os resultados alcançados neste trabalho, mesmo aliados aos dados da literatura especializada, não ofereceram subsídios seguros para o estabelecimento dos limites da influência dos carbonatos e/ou sulfatos de cálcio na composição isotópica do Sr inicial. Os dados sugerem comportamento diferente para dolomitos e calcários, com os primeiros tendendo a adquirir composições isotópicas semelhantes às das demais litologias, e os últimos identificando-se com a composição isotópica da água do sítio deposicional. O problema, revestido de grande importância para a datação radiométrica das rochas sedimentares, está aberto a pesquisas mais profundas e específicas.

7.5 - OBSERVAÇÕES SOBRE AS RAZÕES INICIAIS DAS ROCHAS ESTUDADAS

As formações Irati (Poço LI-1-SP) e Estrada Nova apresentaram isócronas de sistemas-RT com valores ao redor de 0.710 para a razão inicial. Tais valores, próximos da composição isotópica do Sr da água do mar, devem ser de ocorrência normal para rochas sedimentares com as características das formações mencionadas: a) baixo teor de clásticos grosseiros; b) deposição em ambiente marinho; c) significativa participação da montmorilonita na composição mineralógica das argilas (Figuras 4, 5 e 9); d) presença de illita com índice de Esquevin tendendo a valores inferiores a 0.40; e) presença de carbonatos e/ou sais de cálcio e f) ausência de caulinita.

A Formação Rio do Rasto apresentou isócrona de sistema-RT com razão inicial também muito próxima de 0.710. Por tratar-se de unidade sedimentar interpretada como proveniente de sedi-

FIG.-24

mentação em ambiente continental, o valor baixo da razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial é anormal pelo baixo poder de diluição do Sr em águas não marinhas. Enquanto a concentração de Sr na água do mar gira ao redor de 8ppm (ODUM, 1957), para as águas não marinhas este valor cai para 0.06ppm (TUREKIAN, 1964). O caso da Formação Rio do Rasto pode em parte ser explicado pela presença de cerca de 30% de montmorilonita e interestratificado ilita-montmorilonita na composição mineralógica das argilas (Figura 12) e, também, pela presença de cerca de 70% de ilita com ions facilmente trocáveis (Índices de Esquevin oscilando entre 0.15 e 0.30).

A Formação Botucatu (Facies Pirambóia), com isócronas de sistema-RT indicando valores altos para a razão inicial, variando de 0.716 a 0.719, está de acordo com o esperado para sedimentos continentais. A montmorilonita, mesmo participando com cerca de 80% na composição mineralógica das argilas, não encontrou meio propício à diluição do Sr^{87} radiogênico herdado. Acentue-se, ainda, a presença de ilita com valores do Índice de Esquevin (I_{001}^{002}), variando de 0.52 a 0.90, indicativos de detritismo e resistência a trocas iônicas com o meio ambiente. Apesar da tendência direcional dos pontos de sistema-RT no diagrama isocronico, observa-se pronunciada dispersão, em vista das amostras terem adquirido razões iniciais diferentes no momento da deposição.

As altas razões iniciais das amostras em sistema-RT da Formação Trombetas, oscilando entre 0.713 e 0.715, encontram explicação em duas marcantes características da fração argilosa da rocha: a) presença de caulinita em porcentagem de cerca de 50% (Figura 19) e b) ocorrência de ilita com Índices de Esquevin (I_{001}^{002}), variando de 0.33 a 0.49, denunciando caracter detrítico e resistente a trocas iônicas. Apesar do ambiente marinho, os minerais argilosos, provenientes de rochas fontes muito antigas do embasamento da Bacia do Amazonas, não permitiram a diluição do Sr^{87} radiogênico herdado, nas águas do ambiente deposicional.

CAPÍTULO VIII

8 - CONSEQUÊNCIAS DOS EVENTOS DE HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA

8.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

As idades definidas a partir das isócronas amostrais ^{denov} das unidades sedimentares estudadas indicaram eventos homogeneizadores da composição isotópica do Sr, ocorrentes após a deposição dos sedimentos.

Aliando-se os resultados alcançados para as formações estudadas neste trabalho, com aqueles obtidos a partir de pesquisas precedentes, é proposta aqui uma definição introdutória de modelos de diagramas isocrônicos para as rochas sedimentares argilosas, baseados no alcance do reequilíbrio isotópico do Sr em termos das dimensões dos minerais e do volume de rocha implicado no fenômeno. O reequilíbrio se processa mediante a interação de três fatores fundamentais: 1) mineralogia do sedimento; 2) presença de fluido intersticial e 3) condições de pressão e temperatura. Para condições crescentes de pressão e temperatura, o comportamento dos elementos químicos depende da quantidade de minerais abertos a trocas iônicas e da presença de fluidos propiciadores do trânsito iônico entre os minerais.

Os modelos propostos (Figura 25), representam casos ideais onde todos os sistemas-RT possuíam a mesma razão inicial no momento da sedimentação. A disposição alinhada dos pontos permite a definição da idade da deposição do sedimento. No capítulo anterior evidenciou-se ser pouco provável que as rochas sedimentares apresentem os pontos dos sistemas-RT incluídos numa mesma reta isócrona. Em geral, tem-se o caso de pequenas variações nas razões iniciais, da ordem de 0.002 para sedimentos marinhos (formações Estrada Nova e Trombetas) e 0.004 para sedimentos continentais (formações Botucatu e Rio do Rasto), causan-

do certa dispersão dos pontos nos diagramas, devido ao caráter detrítico dos elementos constituintes da rocha.

Na elaboração dos modelos, partiu-se da premissa da ocorrência de evento homogeneizador do estrôncio, posterior à deposição do sedimento, e atuante, pelo menos, no material com dimensões inferiores a dois microns. Os alinhamentos dos pontos dos sistemas-FF e subsistemas LIX e RES constituem as isócronas amostrais da unidade sedimentar.

A mineralogia da rocha é fator fundamental na definição do modelo isocrônico. Na fração fina, inferior a dois microns, reinam as argilas, compreendendo ou minerais abertos a trocas químicas, caso das montmorilonitas e ilitas magnesianas, ou resistentes a essas trocas, caso das caulinitas e ilitas aluminosas. A fração detrítica grosseira inclui os minerais fechados às transformações químicas com o meio ambiente.

A presença de fluido intersticial governa o alcance do reequilíbrio isotópico na rocha sedimentar argilosa. Nos modelos propostos, baseados em dados reais, foi possível caracterizar a homogeneização isotópica em dimensões da ordem de grandeza de amostras de mão, ou seja, diâmetros ao redor de 10 cm. A presença de fluidos, aliada a minerais de argila abertos a trocas iônicas, facilita a homogeneização isotópica em escala maior, na unidade sedimentar.

Condições crescentes de pressão e temperatura se traduzem no aumento progressivo da homogeneização isotópica, culminando com os processos metamórficos, onde todos os minerais constituintes da rocha participam das trocas químicas e consequente reequilíbrio isotópico.]

8.2 - CARACTERIZAÇÃO DOS MODELOS DE DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS

8.2.1 - MODELO ISOCRÔNICO I - homogeneização isotópica no sistema-FF, em nível de amostra de mão (isócrona amostral)

O modelo isocrônico I (Figura 25), caracteriza a unidade sedimentar com homogeneização isotópica, posterior a depo-

sição dos sedimentos, atuante em nível do sistema-FF e dentro de dimensões de alguns centímetros, ou seja, uma amostra de mão. A remobilização dos elementos químicos entre os minerais com dimensões inferiores a dois microns limitou-se a porções da rocha, isoladas entre si, que se comportaram como sistemas fechados para perda ou ganho de íons, adquirindo composição isotópica própria para o Sr inicial. No diagrama isocrônico resultam isócronas amostrais paralelas, distanciadas segundo as diferenças nas razões iniciais das amostras, com inclinação definindo a idade do evento homogeneizador. Os pontos das amostras dos sistema-RT situam-se acima de suas respectivas isócronas amostrais.

As relações entre os pontos de sistema-RT e sistema-FF definem o modelo. A composição mineralógica do sistema-RT é sensivelmente diferente daquela do sistema-FF, compreendendo quantidade pronunciada de minerais não abertos a trocas químicas e portadores de significativa parcela do Sr total contido na rocha. Os fluidos intersticiais foram pouco atuantes no processo, fazendo permanecerem individualizadas porções da rocha com alguns poucos centímetros de diâmetro.

Dentre as unidades sedimentares estudadas, incluem-se no modelo as formações Trombetas, Rotucatu e Rio do Rasto.

8.2.2 - MODELO ISOCRÔNICO II - homogeneização isotópica no sistema-RT em nível de amostra de mão

O modelo isocrônico II (Figura 25) caracteriza a unidade sedimentar com homogeneização isotópica, desenvolvida após a sedimentação, atuante em nível de sistema-RT e dentro dos limites de alguns centímetros, ou seja, uma amostra de mão. As isócronas são paralelas, indicam a idade do evento homogeneizador e incluem os pontos dos sistemas-RT.

A presença minoritária de detritos mais grosseiros, fazendo a mineralogia do sistema-RT muito semelhante aquela do sistema-FF, parece ser condição básica para a ocorrência deste modelo de diagrama. Configuração semelhante apresentariam sedimentos com fração detrítica constituída predominantemente por material

estéril em relação ao Sr, caso do quartzo. Os fluidos intersticiais permitem apenas ação restrita da homogeneização isotópica, de modo que porções da rocha, com dimensões de alguns centímetros, constituem-se em sistemas fechados, com razões iniciais próprias.

Aqui estão incluídas as formações Estrada Nova e Irati (Poço LI-1-SP). O modelo abrange também o diagrama isocrônico de uma amostra de folhelho da Formação Ponta Grossa (Poço CT-2-PR da Bacia do Paraná), analisada por KAWASHITA (1972) (Figura 26a).

8.2.3 - MODELO ISOCRÔNICO III - homogeneização isotópica nos sistemas-FF, em nível de unidade litoestratigráfica

O modelo isocrônico III (Figura 25), caracteriza a unidade sedimentar com homogeneização isotópica, atuante após a deposição dos sedimentos, de amplitude generalizada em nível de sistema-FF da rocha. KAWASHITA (1972), verificou a ocorrência deste fenômeno, provocado pela ação de intrusões ígneas, em amostras da Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná (Poços MO-1-PR e MO-2-PR), distanciadas em cerca de 500 metros. As amostras dos sistemas-RT não entraram no processo de reequilíbrio isotópico durante aquele evento, mas mantiveram a proporcionalidade dos produtos radiogênicos formados a partir da sedimentação da rocha, possibilitando, ainda, a determinação da época da deposição do sedimento (Figura 26b). O diagrama isocrônico permitiu o traçado de duas isócronas. A mais inclinada, resultante dos pontos de sistemas-RT, definiu a idade de formação da rocha. A isócrona dos sistemas-FF, menos inclinada, indicou a idade do evento homogeneizador.

Neste modelo é de fundamental importância o sedimento apresentar considerável participação de minerais de argila abertos a trocas iônicas e a atuação, em escala bem maior, dos fluidos intersticiais condutores dos íons. A presença de material detrítico contendo Sr, e fechado a trocas químicas, é importante como no caso do modelo I.

Além do exemplo constante de KAWASHITA (1972), na literatura especializada citam-se, ainda, outros trabalhos que resultaram em diagramas isocrônicos enquadrados no modelo isocrônico III:

- BONHOMME *et al.* (1966) e BONHOMME & MILLOT (1966), analisaram as argilas inclusas nos arenitos Frêhel, Erquy e Bréhec-Plourivo, de idade discutível cambriana ou devoniana. Pela isócrona das amostras em sistema-FF, resultou a idade de 373 ± 12 m.a., correspondente a base do Devoniano Médio, interpretada pelos autores como a da deposição ou diagênese precoce da unidade sedimentar. A disposição dos pontos de rocha total no diagrama isocrônico não foi considerada devido ao caráter fortemente detrítico das amostras. No entanto, tais pontos definem uma isócrona com inclinação indicando idade próxima de 500 m.a., ou seja, do fim do Cambriano (Figura 26c). Com os dados disponíveis, é possível a interpretação da idade cambriana para a sedimentação, como o atestam os dados geológicos regionais, e idade devoniana para um evento termodinâmico de homogeneização isotópica, atuante em nível de fração fina dos sedimentos, ocorrente no estágio final do Ciclo Orogênico Caledoniano.

- BONHOMME *et al.* (1968), estudando a série ordoviciana e siluriana de l'Anse du Veryac'h, bem datada pelo conteúdo fossilífero, construíram a isócrona para as amostras em sistema-FF, resultando a idade de 308 ± 19 m.a., coincidente com o período de grande atividade tectônica responsável pelas transformações diagenéticas da série (Figura 26d). Os pontos de rocha total também se alinharam no diagrama isocrônico mas os autores atribuíram o fato ao acaso, não lhe atribuindo qualquer significado geocronológico, devido à presença de muscovita detrítica. No entanto, a isócrona traçada a partir destes pontos define a idade de ± 420 m.a., concordante com a idade paleontológica para a deposição dos sedimentos (Figura 26d).

8.2.4 - MODELO ISOCRÔNICO IV - homogeneização isotópica nos sistemas-RT, em nível de unidade litostratigráfica

O modelo isocrônico IV (Figura 25), caracteriza a unidade sedimentar submetida a eventos de homogeneização isotópica suficientemente enérgicos para atuar de modo generalizado na rocha e em nível de sistema-RT. Os constituintes detríticos grosseiros também participam das trocas químicas e se homogeneizam. Apenas uma isócrona é definida e nela se alinham todos os pontos dos sistemas-RT, sistemas-FF e subsistemas LIX e RES.

Trabalhos mostrando distribuição semelhante dos pontos no diagrama isocrônico, sempre se referiram a pelo menos leves indícios de metamorfismo atuante nas rochas em estudo, com a isócrona indicando a idade do evento metamórfico. São exemplos os estudos de BONHOMME *et al.* (1965), sobre os sedimentos da Baía de Franceville (Figura 27a); BONHOMME & PRÉVÔT (1968), em depósitos devono-dinantianos do Maciço de Bruche (Vosges do Norte), (Figura 27b); CLAUER & BONHOMME (1970), nos folhelhos de Steige e a Série de Villé (Vosges), (Figura 27c) e BOFINGER *et al.* (1968), nos folhelhos de idade ordoviciana da Austrália. (Figura 27d).

8.3. RELAÇÕES ENTRE OS MODELOS

Convém frisar que os modelos propostos são aplicáveis somente a rochas sedimentares predominantemente argilosas e portadoras de partículas detríticas com dimensões não superiores às frações granulométricas silte/areia muito fina.

Em princípio, os modelos I, II e III são de ocorrência comum nas rochas sedimentares submetidas a eventos termodinâmicos dentro do campo da diagênese. O modelo isocrônico IV, apesar de identificar mais comumente eventos já dos primórdios do metamorfismo, pode eventualmente ocorrer em rochas sedimentares apenas diagenéticas. Para tanto, basta a rocha apresentar composição mineralógica com predominância de minerais de argila

abertos a trocas iônicas, e quantidade suficiente de fluidos intersticiais propiciadores da circulação dos elementos químicos. Neste caso, teríamos um caso particular do modelo II, com as amostras apresentando razões iniciais idênticas.

Em grande parte das rochas sedimentares argilosas, os minerais detríticos mais grosseiros possuem Sr. Em condições pouco enérgicas de pressão e temperatura desenvolve-se o modelo I. Atuação crescente de pressão e temperatura conduz a rocha ao modelo II, se a participação dos detritos mais grosseiros não for muito significativa e os fluidos intersticiais atuarem em circulação restrita. A tendência ao modelo III dar-se-á nas rochas com alta participação de minerais argilosos abertos a trocas iônicas, ativa participação dos detritos mais grosseiros no teor de Sr da rocha e presença de fluidos intersticiais de circulação ampla.

Os modelos II e III, caminham em direção ao modelo IV com a elevação das condições de pressão e temperatura. Em ambos os casos, a tendência é de homogeneização isotópica também em nível dos minerais mais grosseiros. No campo do metamorfismo, não se conhecem exemplos de diagramas isocrônicos diferentes do modelo IV.

CAPÍTULO IX

9 - CORRELAÇÕES ENTRE HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA DO ESTRÔNCIO, ÍNDICES DE KUBLER E ESQUEVIN, E EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

Inúmeros trabalhos têm sido publicados versando sobre a gênese do petróleo e a maioria deles tem mostrado a relação entre o desenvolvimento progressivo da diagênese e a evolução da matéria orgânica contida nos sedimentos.

No intuito de estabelecer possíveis relações entre o estágio da matéria orgânica e a homogeneização isotópica do estrôncio, as amostras foram submetidas a análises organopalinológicas, no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da PETROBRÁS, segundo as técnicas definidas por QUADROS(1975). Foram também obtidos os Índices de Alteração Térmica (IAT), indicativos da temperatura máxima a que a matéria orgânica esteve submetida, por intermédio dos estudos da coloração e preservação das organolitas (matéria orgânica dispersa ou grupada nos sedimentos - ALPERN, 1970).

Na Tabela 7, junto às correlações definidas por QUADROS (1975), entre Índice de Alteração Térmica (IAT), paleotemperatura, tipos de hidrocarbonetos e facies diagenética da matéria orgânica, foram colocados os IATs determinados para as formações Irati, Estrada Nova e Trombetas. As formações Botucatu e Rio do Rasto não puderam ser envolvidas no esquema por apresentarem carência de matéria orgânica necessária ao processamento.

Observa-se para a Formação Trombetas, incluída no modelo isocrônico I, homogeneização isotópica apenas na fração fina e dentro dos limites de uma amostra de mão, um índice de alteração térmica baixo, igual a 2.25. As formações Irati e Estrada Nova, com modelo isocrônico II, apresentaram índices de alteração térmica superiores a 2.75, chegando ao valor máximo de 4.25, já na facies diagenética senil da matéria orgânica.

ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TÉRMICA	PALEO-TEMPERATURA °C	TIPOS DE HIDROCARBONETOS	FÁCIES DIAENÉTICA DA MATÉRIA ORGÂNICA	ÍNDICES DE ALTERAÇÃO TÉRMICA			MODELO ISOCRÔNICO
				FORMAÇÃO TROMBETAS	FORMAÇÃO ESTRADA NOVA	FORMAÇÃO IRATÍ	
1	0°	RAROS	IMATURA	{ AT-125 AT-127 AT-130 AT-133 AT-135 AT-136			I
2	50°	GÁS LEVE (BIOQUÍMICO)					
(2,75)	(60°)		MATURA		2.75 { AT-83		II
3	100°	ÓLEO			3.00 { AT-64 { AT-66 3.25 { AT-67		
(3,75)	(130°)	INÍCIO DE GERAÇÃO DE ÓLEO FASE PRINCIPAL DE GERAÇÃO DE ÓLEO FASE REGRESSIVA					
4	(142°)		SENIL		4.00 { AT-75 AT-76	4.00 { AT-50 AT-51	II
(4,25)	150°	GÁS / ÓLEO					
	(180°)				4.25 { AT-70 AT-71 AT-72		II
	200°						
	250°	GÁS SECO					
5	(284°)						
	300°	GÁS SECO A ESTÉRIL	Modif. de QUADROS 1975				

TAB. 7 - CORRELAÇÃO ENTRE ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TÉRMICA E MODELO ISOCRÔNICO DAS FORMAÇÕES ESTUDADAS

A distribuição dos valores de IAT das amostras da Formação Estrada Nova não obedece ao padrão normal de valores crescentes com a profundidade. Este fato é explicado pela ocorrência de diabásio intrusivo nos sedimentos, em forma de sill, com 17m de espessura. O sill dista aproximadamente 25m das amostras AT-75 e AT-76; 40m das amostras AT-70, AT-71 e AT-72; 90m da amostra AT-83 e 115m das amostras AT-64, AT-66 e AT-67. É notável o aumento do IAT na razão direta da maior proximidade do sill. O diagrama isocrônico (Figura 10), se identifica com o modelo II, ou seja, homogeneização isotópica em nível de rocha total e dentro dos limites de uma amostra de mão. A amostra AT-83, apesar de coletada a maior profundidade que as demais, apresenta os menores valores para o IAT, por estar situada à maior distância do diabásio. Os mesmos fenômenos de intrusões ígneas afetaram os sedimentos da Formação Irati, conferindo-lhes valores de IAT iguais a 4.0.

Evidentemente, com os poucos dados ora apresentados, não seria possível definir com propriedade os parâmetros envolvidos na interrelação entre a evolução da matéria orgânica e a homogeneização isotópica dos elementos químicos nos minerais das rochas sedimentares. No entanto, os dados sugerem desde já essa possibilidade.

A Tabela 8 mostra a correlação entre os modelos isocrônicos e os índices de cristalinidade das ilitas, definidos pelos índices de KUBLER (1966) e de ESQUEVIN (1969).

Para os índices de Kubler, indicativos do estado de evolução diagenética e/ou metamórfica do sedimento, a correlação é claramente visível. As formações Trombetas, Estrada Nova e Irati apresentam índices I_k com a tendência normal de diminuição dos valores numéricos com a evolução crescente da temperatura. Por comparação, a Formação Rio do Rasto não deve ter experimentado condições de temperatura superiores aquela da Formação Trombetas.

Os índices de Esquevin não se relacionam com o grau de evolução diagenética do sedimento. Índices superiores a 0.40 indicam a ocorrência de ilitas aluminosas e resistentes a trocas

iônicas, como as presentes nas formações Botucatu e Trombetas. Valores inferiores a 0.40 identificam tendência a ilitas magnesianas, característica definida quando o índice torna-se inferior a 0.25, susceptíveis a trocas químicas e consequente homogeneização isotópica. Incluem-se neste caso as formações Estrada Nova e Irati, com modelos isocrônicos II e a Formação Rio do Rasto, com modelo isocrônico I.

TAB. 8 CORRELAÇÃO ENTRE MODELO ISOCRÔNICO E ÍNDICE DE CRISTALINIDADE (I _k) E DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA (I ₀₀₂ /I ₀₀₁) DAS ILITAS					
MODELO ISOCRÔNICO	FORMAÇÃO	AMOSTRA	ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TÉRMICA (IAT)	ÍNDICE DE ESQUEVIN (I ₀₀₂ /I ₀₀₁)	ÍNDICE DE KUBLER (I _k)
I	BOTUCATU	AT-112		0,62	
		AT-113		0,80	
		AT-114		0,52	
		AT-122		0,90	
I	RIO DO RASTRO	AT-19		0,23	7,0
		AT-24		0,25	7,8
		AT-28		0,30	6,2
		AT-29			7,5
		AT-30		0,15	7,3
I	TROMBETAS	AT-125	2,25	0,41	
		AT-127	2,25	0,49	7,9
		AT-130	2,25	0,33	6,2
		AT-133	2,25	0,47	6,2
		AT-135	2,25	0,44	
II	ESTRADA NOVA	AT-83	2,75-3,00	0,23	6,1
		AT-64	3,00-3,25		
		AT-66	3,25		
		AT-67	3,25		
		AT-75	4,00	0,25	6,0
		AT-76	4,00	0,30	
		AT-70	4,25		
		AT-71	4,25		
II	IRATÍ	AT-50	4,0	0,31	7,5
		AT-51	4,0	0,38	5,0

CAPÍTULO X

10 - COMENTÁRIOS SOBRE OS RESULTADOS OBTIDOS E CRITÉRIOS PROPOSTOS PARA AMOSTRAGEM

Os resultados deste trabalho mostraram a aplicabilidade do método Rb-Sr nos sistemas-RT, na determinação da época da sedimentação de rochas sedimentares pelíticas, desde que observados certos critérios de seleção, análise e interpretação.

A amostragem constitui-se em ponto de importância crucial. Os pontos analíticos poderão alinhar-se num diagrama isocrônico, e a interpretação poderá ser significativa, apenas se resultar satisfeita a condição necessária das amostras apresentarem, no momento da sedimentação, valores Sr^{87}/Sr^{86} muito próximos entre si. Tal especificação deve ser buscada no mesmo pacote de folhelhos, onde tenham sido persistentes as condições de deposição do sedimento, de modo a favorecer a consequente dispersão uniforme do material detrítico.

Este trabalho confirmou ainda as proposições de pesquisas anteriores, que estabeleceram a possibilidade da determinação da época de eventos termodinâmicos ocorrentes após a deposição do sedimento, mediante a utilização das frações granulométricas inferiores a dois microns, e a obtenção de isócronas amostrais significativas.

Além disso, as análises organopalinológicas da matéria orgânica inserida nas rochas sedimentares analisadas, mostraram correlação entre a evolução térmica da matéria orgânica e o caráter da homogeneização isotópica do Sr segundo os vários modelos propostos de diagramas isocrônicos.

Em vista do exposto, com base na experiência aqui obtida, aliada às observações encontradas na literatura especializada, o presente autor permite-se sugerir os seguintes critérios a serem adotados para datação de sedimentos pelíticos, com relação

ã amostragem inicial, ã seleção das amostras a serem analisadas, e ã sequência de análises a ser desenvolvida:

1 - As amostras devem ser coletadas não muito afasta das entre si, de uma mesma camada de folhelho, preferencialmente argiloso, evitando-se material com clásticos grosseiros claramen te visíveis; sugere-se a obtenção de pelo menos dez amostras pa- ra cada unidade sedimentar;

2 - O material deve ser preparado adequadamente, e a seleção para as análises deverá ser efetuada mediante os dados derivados de tres métodos analíticos executados simultaneamente:

a - microscopia - análises petrográficas em lâminas delgadas, para descartar as amostras com excessivo teor de clásticos grosseiros, e/ou com evidências de intemperismo recente;

b - difratometria de raios X - análise qua- litativa e quantitativa dos minerais presentes, e determinação dos índices de cristalinidade e de composição química das ilitas (I_k) e (I_{002}^{001}) - para agrupar as amostras segundo conjuntos similares;

c - fluorescência de raios X - determinação semi-quantitativa dos elementos Rb e Sr - com a fi nalidade de selecionar as amostras dos sistemas-RT com valores Rb^{total}/Sr^{total} bem distribuídos.

As amostras dos sistemas-RT assim seleciona das devem ser encaminhadas para análises quantita- tivas de Rb e de Sr, bem como análises isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} , cujos resultados são interpretados atra vés de diagrama isocrônico, para ã definição da idade da sedimentação.

3 - Pelos resultados das análises precedentes (item 2), deve-se proceder ã escolha das amostras para a separação da fração granulométrica inferior a dois microns (sistema-FF);

4 - O material dos sistemas-FF deve ser encaminhado às análises por fluorescência de raios X para a determinação semi-quantitativa dos teores de Rb e Sr, o que permite a escolha das amostras que apresentam as maiores diferenças entre as razões Rb^{total}/Sr^{total} , em relação aos respectivos sistemas-RT. Os segmentos de reta que unem os pontos analíticos dos sistemas-FF com os respectivos pontos analíticos dos sistemas-RT poderão mostrar paralelismo, indicando eventos de homogeneização isotópica posterior à sedimentação;

5 - No caso de não ocorrer o paralelismo esperado entre os diversos segmentos de reta definidos no item 4, deverão ser escolhidos alguns sistemas-FF para a tentativa de obtenção de isócronas amostrais, pela separação e análise dos subsistemas RES e LIX.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEGRE, C. & MICHARD, G. (1964) - Sur les discordances des âges obtenus par les méthodes au strontium et à l'argon - C. R. Acad. Sc. Paris, t 259, 4313-4316
- ALLSOPP, H.L. & KOLBE, P. (1965) - Isotopic age determinations on the Cape Granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa - Geoch. et Cosmoch. Acta, 29, 1115-1130
- ALPERN, B. (1970) - Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires - Révue de l'IFP, Paris, 25(11), 1233-1267
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. (1966) - Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil - Geoch. et Cosmoch. Acta, 30, 159-189
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. (1967) - Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr - Anais XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba, 214-217
- AMARAL, S.E. (1967) - Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da Formação Irati no Estado de São Paulo - Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. (1971) - Geologia do centro leste do Estado de São Paulo - PETROBRAS-DESUL, Rel.int. 407, Ponta Grossa, PR
- BARBERENA, M.C. & DAEMON, R.F. (1974) - A primeira ocorrência anfibia Labyrinthodontia na Formação Rio do Rasto. Implicações geocronológicas e estratigráficas - Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, RS
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de (1949) - A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo - DNPM, DGM, Notas Prel. Est., 48, Rio de Janeiro
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. (1958) - Pesquisas de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo - DNPM, DGM, 171, 40p, Rio de Janeiro
- BISCAYE, P.E. & DASCH, E.J. (1971) - The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep-sea sediments: Argentine Basin - J. Geophys. Res., 76(21), 5087-5096

- BOFINGER, V.M. & COMPSTON, W. (1967) - A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and the role of inherited radiogenic Sr^{87} - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31, 2353-2359
- BOFINGER, V.M.; COMPSTON, W. & VERNON, M.J. (1968) - The application of acid leaching to the Rb-Sr dating of a Middle Ordovician shale - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 32, 823-833
- BOFINGER, V.M.; COMPSTON, W. & GULSON, B.L. (1970) - A Rb-Sr study of the Lower Silurian Stage Circle Shale. Canberra, Australia - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 34, 433-445
- BONHOMME, M. & SEGONZAC, G.D. de (1962) - Mesures d'âge par la méthode rubidium-strontium dans les schistes de Steige (Vosges Septentrionales) - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 15, 4, 129-137
- BONHOMME, M.; LUCAS, J. & MILLOT, G. (1964) - Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments - *Sciences de la Terre*, t X, 3-4, 539-565
- BONHOMME, M. & MONTPEYROUX, J. (1964) - Age par la méthode au strontium de deux argiles du Lias du département du Lot - *C. R. 88^e Congr. Soc. Savantes*, 2, 223-225
- BONHOMME, M.; WEBER, F. & FAVRE-MERCURET, R. (1965) - Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Franceville - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 4, 243-252
- BONHOMME, M. & MILLOT, G. (1966) - Minéraux argileux et géochimie isotopique - *Proc. Int. Clay Conf.*, 1, 121-133, Jerusalem
- BONHOMME, M.; COGNÉ, J.; LEUTWEIN, F. & SONET, J. (1966) - Données nouvelles sur l'âge des séries rouges du golfe normanno-breton - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 262, 606-609
- BONHOMME, M.; VIDAL, P. & COGNÉ, J. (1968) - Détermination de l'âge tectonique de la série ordovicienne et silurienne de l'Anse du Veryac'h (Presqu'île de Crozon, Finistère) - *Bull. Service Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 4, 249-252
- BONHOMME, M. & PRÉVÔT, L. (1968) - Application de la méthode Rubidium-strontium à l'étude de l'âge radiométrique de quelques dépôts devono-dinantiens du Massif de la Bruche (Vosges du Nord) - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 4, 219-247

- BONHOMME, M. & CLAUER, N. (1972) - Possibilités d'utilisation stratigraphique des datations directes rubidium-strontium - sur les minéraux et les roches sédimentaires - Colloque sur les Méthodes et Tendances de la Stratigraphie - Mém. Bur. Rech. Géol. Minières, 77, 943-950
- BORTOLUZZI, C.A. & BARBERENA, M.C. (1967) - The Santa Maria - beds in Rio Grande do Sul (Brazil) - International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology, 1, Curitiba - Problems in Gondwana Geology, 169-196
- BROOKINS, D.G.; CHAUDHURI, S. & DOWLING, P.L. (1968) - The isotopic composition of strontium in permian limestones, Eastern Kansas - Chem. Geol., 4, 439-444, Amsterdam
- BROOKINS, D.G.; CHAUDHURI, S. & DULEKOZ, E. (1970) - Rb-Sr isotopic age of Eskridge shale (Lower Permian), Eastern Kansas - Sediment. Geol., 4, 103-115
- CAPUTO, M.C.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. (1972) - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. Histórico e atualização - Anais XXVI Congr. Bras. Geol., Belém, 35-46
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.H.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R. & CONTREIRAS, C.J.A. (1975) - Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão - Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 7, 48p
- CHAUDHURI, S. & BROOKINS, D.G. (1969) - The Rb-Sr whole-rock age of the Stearns Shale (Lower Permian), Eastern Kansas, before and after acid leaching experiments - Bull. Geol. Soc. America, 80, 2605-2610
- CLAUER, N. (1973) - Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux - Geoch. et Cosmoch. Acta, 37, 2243-2255
- CLAUER, N. (1974) - Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés: Application au Précambrien II de la Boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc) - Earth Planet. Sci. Letters, 22, 404-412

- CLAUER, N. (1976) - Les isotopes de strontium dans les minéraux et les roches sédimentaires. Application à l'étude géochronologique des séries azoïques précambriennes de l'Afrique de l'Ouest - Mém.Sc.Géol., Strasbourg (à paraître)
- CLAUER, N. & BONHOMME, M. (1970) - Homogénéisation isotopique du strontium entre les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges) pendant la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne - C.R.Acad.Sc.Paris, t 271, 1844-1847
- CLAUER, N. & BONHOMME, M. (1974) - Isotopic homogenisation of strontium in clays - Intern.Meet. for Geochronology, Cosmochronology and isotope geology, 26-31, Paris
- CLAUER, N.; HOFFERT, M.; GRIMAUD, D. & MILLOT, G. (1975) - Composition isotopique du strontium d'eaux interstitielles extraites de sédiments récents: un argument en faveur de l'homogénéisation isotopique des minéraux argileux - Geoch. et Cosmoch. Acta, 39, 1579-1582
- CLAUER, N. & TARDY, Y. (1971) - Distinction par la composition isotopique du strontium contenu dans les carbonates, entre le milieu continental des vieux socles cristallins et le milieu marin - C.R.Acad.Sc. Paris, t 273(23), 2191-2194
- COMPSTON, W.; CRAWFORD, A.R. & BOFINGER, V.M. - A radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide Geosyncline, South Australia - J. Geol. Soc. Aust., 13(1), 229-276
- COMPSTON, W. & JEFFERY, P.M. (1959) - Anomalous "common strontium" in granite - Nature, 184, p 1792
- COMPSTON, W. & PIDGEON, R.T. (1962) - Rubidium-Strontium dating of shales by the total-rock method - J. Geophys. Res., 67(9), 3493-3502
- COPE, E.D. (1886) - A contribution to the vertebrate paleontology of Brazil - Proc. Amer. Phil. Soc., Philadelphia, 23(121), 1-12
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui - Anais XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba, PR, 221-233
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. (1971) - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui - Anais XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, 1, 105-110

- CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. (1967) - Basaltic rocks of the Parana Basin - J.J. Bigarella, G.D. Becker e I.D. Pinto, Curitiba - 207-231
- DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. (1971) - Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas - Anais XXV Congr. Bras. Geol., 3, 79-92, São Paulo
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. (1970) - Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná - XXIV Congr. Bras. Geol., Brasília, 359-412
- DASCH, E.J.; HILLS, F.A. & TUREKIAN, K.K. (1966) - Strontium isotopes in deep-sea sediments - Science, 153, 295-297
- DASCH, E.J. (1969) - Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks - Geoch. et Cosmoch. Acta, 33, 1521-1552
- ESQUEVIN, J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3 (1), 147-153
- ESQUEVIN, J. & MENENDEZ, R. (1974) - Datation des diageneses precoces et des métamorphismes par la méthode rubidium-strontium dans des sédiments argileux - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 8(1), 433-444
- FAURE, G. & CHAUDHURI, S. (1967) - The geochronology of the Keweenaw rocks of Michigan and origin of the copper deposits - Final Report, Grants GP-3090, GA-470, The National Science Foundation, Washington, 41 p
- FAURE, G. & KOVACH, J. (1969) - The age of the Gunflint Iron Formation of the Animikie Series in Ontario, Canada - Bull. Geol. Soc. America, 80, 1725-1736
- FAURE, G. & POWELL - (1972) - Strontium isotope geology - Minerals Rocks and Inorganic Materials, Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies, 5, 188 p
- FÚLFARO, V.J. (1971) - A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "trend surface analyses" - Tese de Livre Docência, 112 p, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

- FÜLFARO, V.J. (1972) - The Parana Basin upper permian and lower mesozoic stratigraphic succession - Anais Acad. Bras. Ciências, 44 (suplemento), 147-148
- GAST, P.W. (1955) - Abundance of Sr^{87} during geologic time - Bull. Geol. Soc. America, 66, 1449-1454
- GEBAUER, D. & GRUNENFELDER, M. (1974) - Rb-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, palaeozoic sediments in Southern France (Montagne Noire) - Contrib. Mineral. Petrol. 47, 113-130
- HARLAND, W.B.; SMITH, A.G. & WILCOCK, B. (eds) (1964) - The phanerozoic time-scale - London, Geol. Soc. London, 458 p
- HART, S.R. & TILTON, G.R. (1966) - The isotope geochemistry of strontium and lead in Lake Superior sediments and water - Geoph. Mon., 10, The Earth Beneath the Continents, 127-137
- HURLEY, P.M.; HUGHES, H.; PINSON, W.H. & FAIRBAIRN, H.W. (1962) - Radiogenic Ar and Strontium diffusion parameters in biotite at low temperature obtained from Alpine Fault uplift in New Zealand - Geoch. et Cosmoch. Acta, 26, p 6780
- KAWASHITA, K. (1969) - Um sensível espectrômetro de massa de fonte sólida e sua aplicação à análise de K, Rb e Sr - Tese de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 32 p
- KAWASHITA, K. (1972) - O método Rb-Sr em rochas sedimentares - Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas - Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 111 p
- KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F.J. (1938) - Manual of Sedimentary Petrography - Appleton Cent. Co. Inc., New York, 549 p
- KUBLER, B. (1964) - Les argiles, indicateurs de métamorphisme - Rev. Institut Français du Pétrole et Ann. des Combustibles-Liquides, 19(10), 1093-1112
- KUBLER, B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme - Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, 105-122
- KUBLER, B. (1967) - Anchimétamorphisme et schistosité - Bull. Centre Rech. Pau, 259-278

- LANGE, F.W. (1967) - Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas - Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1 (geociências), 215-326
- LUCAS, J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias - Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 202 p
- MacGREGOR, J.H. (1908) - Mesosaurus brasilienses sp n. do Permiano do Brasil - Rel. final, Com. Est. Minas de Carvão de Pedra do Brasil, parte 2, 301-336
- McINTYRE, G.A.; BROOKS, C.; COMPSTON, W. & TUREK, A. (1966) - The statical assessment of Rb-Sr isochrons - J. Geophys. Res. 71 (22), 5459-5468
- NICOLAYSEN, L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks - Ann. N.Y. Acad. Sci. 91, 198-206
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H. (1969) - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná - Bol. Téc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 12(3), 291-346
- OBRADOVICH, J.D. & PETERMAN, Z.E. (1968) - Geochronology of the Belt Series, Montana - Can. Journal of Earth Sciences, 5, 737-747
- ODUM, H.T. (1957) - Biogeochemical deposition of strontium - Inst. Marine Sci., 4(2), 38-114
- OLIVEIRA, M.A.M. (1971) - Possibilidades de geração e migração tardias de petróleo na Bacia do Paraná - Anais XXV Congr. Bras. Geol., 139-157
- PETERMAN, Z.E. (1966) - Rb-Sr dating of middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota - Bull. Geol. Soc. America, 77, 1031 - 1044
- PETERMAN, Z.E.; HEDGE, C.E. & TOURTELOT, A.H. (1970) - Isotopic composition of strontium in sea water throughout phanerozoic time - Geoch. et Cosmoch. Acta, 34, 105-120
- QUADROS, L.P. (1975) - Organopalinologia na prospecção de petróleo - Bol. Téc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 18(1), 3-11
- RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. (1975) - Avaliação geoquímica preliminar da Bacia do Paraná - Petrobrás-CENPES, Rel. 92

- RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. & CAPUTO, M.V. (1971) - Sedimentologia das formações pre-pensilvanianas da Bacia do Amazonas - Petrobrás-RENOR, Rel.int., 643-A, Belém, PA
- RONCARATI, H. (1971) - Projeto arenito asfáltico - Petrobrás-DESUL, Rel.int., 408, Ponta Grossa, PR
- RUEDEMANN, R. (1929) - Descrição dos graptolitos do Rio Trombetas Serv.Geol.Min.Brasil., Mon.7, 20-24
- SEGONZAC, G.D.de (1964) - Les argiles du Crétacé Supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun): problème de diagenèse - Bull. Serv.Carte géol. Als. Lorr., 17(4), 287-310
- SLOSS, L.L. (1972) - Synchrony of phanerozoic sedimentary - tectonic events of the North American Craton and the Russian Platform - 24th IGG - Section 6, 24-32
- SPEARS, D.A. (1974) - The Rb-Sr age dating of some carboniferous shales - Geoch. et Cosmoch. Acta, 38, 235-244
- THOMAZ FILHO, A. (1972) - Controle estratigráfico e a influência de movimentações estruturais na ocorrência de óleo asfáltico no arenito Pirambôia, Área Guareí-Carlota Prenz, SP - Petrobrás-DESUL, Rel.int., 422, Ponta Grossa, PR
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G. & MARINO, O. (1974) - Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia amazônica e sua significação tectônica regional - Anais XXVIII Congr.Bras.Geol., Porto Alegre, RS
- TILTON, G.R.; WETHERILL, G.W.; DAVIS, G.L. & HOPSON, C.A. (1958) - Ages of minerals from the Baltimore gneiss near Baltimore, Maryland - Bull.Geol.Soc.America, 69, 1469-1474
- TOMMASI, E. (1973) - Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná - Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná - Anais XXVII Congr.Bras.Geol., Aracaju, SE
- TORQUATO, J.R. (1974) - Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola - Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 243 p
- TUREKIAN, K.K. (1964) - The marine geochemistry of strontium - Geoch. et Cosmoch. Acta, 28, 1479-1496
- VEIZER, J. & COMPSTON, W. (1974) - $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ composition of seawater during the Phanerozoic - Geoch. et Cosmoch. Acta, 38, 1461-1484

- WASHBURNE, C.W. (1930) - Petroleum geology of State of São Paulo
- Com.Geog.Geol., São Paulo, Bol. 22
- WHITNEY, P.R. & HURLEY, P.M. (1964) - The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations - Geoch. et Cosmoch. Acta, 28, 425-436
- WICKMAN, E.F. (1948) - Isotope ratios: A clue to the age of certain marine sediments - J.Geol., 56, 61-66
- WILLIAMSON, J.H. (1968) - Least-squares fitting of a straight line - Canad.J. Phys., 46, 1845-1847
- YORK, D. (1969) - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors - Earth Planet.Sci. Letters, 5, 320-324.

APÊNDICE

DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

FORMAÇÃO IRATI

POÇO 2-LI-1-SP

Amostra AT-45

Dolomito argiloso, cinza escuro/preto, carbonoso, com finos veios de calcário puro, branco (calcita). Aparentemente maciço, localmente com indícios de laminação paralela pouco nítida. Apresenta aspecto microcristalino com a ocorrência muito rara de esparsos grãos de quartzo.

Difratometria: Montmorilonita (32%), Ilita-Montmorilonita (2%), Ilita-Muscovita (2%), Quartzo (17%), Dolomita (40%), Calcita (4%) e Gipso (3%).

Amostra AT-46

Folhelho cinza escuro/preto, silteico, micáceo, carbonoso, laminado, com lâminas intercaladas de siltito muito argiloso.

Folhelho com grãos esparsos de quartzo, muscovita e ortoclásio (alterado).

Siltito muito argiloso, pouco carbonoso, constituído de quartzo, biotita (abundante), muscovita e plagioclásio (raro).

Difratometria: Montmorilonita (79%), Ilita-Muscovita (2%), Feldspato (2%), Quartzo (13%), Calcita (2%) e Gipso (2%).

Amostra AT-48

Evaporito de coloração branca a cinza clara, com interpenetrações de folhelho preto/cinza escuro que isolam blocos irregulares de anidrita. Predominam cristais deste mineral. Ocorrem também: quartzo, calcedônia e carbonato (calcita).

Difratometria: Montmorilonita (2%), Quartzo (2%), Calcita (2%) e Anidrita (94%).

Amostra AT-50

Folhelho cinza escuro, levemente síltico, aparentemente homogêneo.

Matriz argilosa com grãos esparsos do tamanho silte, passando a areia muito fina, as vezes concentrados ao longo de lâminas pouco definidas, constituídos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio (em geral, alterado), muscovita (abundante) e biotita (rara).

Difratometria: Montmorilonita (4%), Ilita-Montmorilonita (4%), Ilita-Muscovita (11%), Clorita (3%), Feldspato (9%), Quartzo (65%) e Gipso (4%).

Amostra AT-51

Folhelho cinza escuro, síltico, micáceo, aparentemente homogêneo.

Matriz argilosa com grãos esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, muscovita, biotita (rara), ortoclásio (em geral, alterado), plagioclásio e fragmentos de carbonato de ocorrência local.

Difratometria: Montmorilonita (5%), Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (8%), Clorita (4%), Feldspato (8%), Quartzo (67%), Calcita (2%) e Gipso (3%).

POÇO-2-MC-1-SC

Amostra AT-35

Folhelho cinza escuro/preto, carbonoso, micáceo, siltico, com laminação paralela e intercalações de lâminas lenticulares de siltito argiloso.

Folhelho opaco (consequência do alto teor de matéria orgânica) com grãos de quartzo, muscovita (abundante), plagioclásio, ortoclásio sempre muito alterado e biotita (rara).

Siltito argiloso constituído de quartzo, ortoclásio (alterado), biotita, muscovita e plagioclásio. Gipso presente em manchas esparsas.

Difratometria: Montmorilonita (14%), Ilita-Montmorilonita (5%), Ilita-Muscovita (7%), Feldspato (4%), Quartzo (61%) e Gipso (9%).

Amostra AT-36

Folhelho cinza escuro, carbonoso, micáceo, siltico, laminado, com intercalação de lâminas de siltito cinza, argiloso.

Folhelho com grãos de quartzo, ortoclásio (parcialmente alterado), muscovita, biotita (rara), plagioclásio (raro) e grãos esparsos de carbonato.

Siltito constituído de quartzo, ortoclásio (alterado), muscovita, biotita (rara), plagioclásio e cimento carbonático.

Difratometria: Montmorilonita (8%), Ilita-Montmorilonita (4%), Ilita-Muscovita (4%), Feldspato (6%), Quartzo (71%), Calcita (4%) e Gipso (3%).

Amostra AT-37

Dolomito muito argiloso (marga), cinza escuro, carbonoso, micáceo, siltico, com intercalações de finas lâminas de siltito argiloso, calcífero.

Dolomito com finas lâminas de folhelho calcífero e grãos esparsos de quartzo, muscovita e biotita (rara). Veios de gipso acompanham a laminação.

Siltito constituído de quartzo muscovita, plagioclásio (raro), ortoclásio (raro e, em geral, alterado) e biotita (rara). Cimento carbonático de ocorrência generalizada.

Difratometria: Montmorilonita (5%), Ilita-Montmorilonita (6%), Ilita-Muscovita (5%), Feldspato (5%), Quartzo (57%), Dolomita (8%) e Gipso (14%).

Amostra AT-39

Dolomito muito argiloso, cinza escuro, carbonoso, siltico, micáceo, laminado, com lâminas de siltito calcífero lenticulares.

Dolomito (localmente muito argiloso - marga), com grãos esparsos de quartzo, muscovita, plagioclásio e ortoclásio.

Siltito constituído de quartzo, ortoclásio (alterado), muscovita e plagioclásio. Cimento carbonático abundante.

Difratometria: Ilita-Muscovita (3%), Feldspato (3%), Quartzo (42%), Dolomita (51%) e Gipso (1%).

Amostra AT-41

Dolomito cinza/cinza escuro com laminação paralela salientada por lâminas mais ou menos argilosas.

Dolomito muito pouco argiloso, microcristalino, com raros grãos esparsos de quartzo e muscovita.

Difratometria: Ilita-Muscovita (1%), Feldspato (1%), Quartzo (26%) e Dolomita (72%).

FORMAÇÃO ESTRADA NOVA

Amostra AT-64

Inter-laminação de folhelho cinza escuro/preto e siltito cinza esverdeado. Laminação paralela.

Siltito argiloso constituído de quartzo, plagioclásio, ortoclásio (predominante entre os feldspatos), clorita, muscovita e biotita. Cimento carbonático em numerosas concentrações.

Difratometria: Montmorilonita (7%), Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (12%), Clorita (5%), Feldspato (12%), Quartzo (56%) e Aragonita (5%).

Amostra AT-66

Dolomito cinza claro, algo acastanhado, com contato brusco e nítido com folhelho siltico cinza escuro/preto. Laminação paralela.

Dolomito microcristalino, argiloso, interlaminação com dolomito pouco argiloso, com grãos muito esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, ortoclásio (predominante entre os feldspatos), microclina, plagioclásio,

biotita (rara) e muscovita (rara).

Difratometria: Montmorilonita (2%), Feldspato (3%),
Quartzo (24%), Calcita (3%) e Dolomita (68%).

Amostra AT-67

Dolomito cinza claro, com lâminas muito delgadas de folhelho siltico cinza. Laminação paralela.

Dolomito microcristalino, argiloso, interlaminaado com dolomito pouco argiloso, com grãos muito esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, ortoclásio (predominante entre os feldspatos), muscovita (rara) e plagioclásio.

Difratometria: Feldspato (3%), Quartzo (31%), Calcita (12%) e Dolomita (54%).

Amostra AT-70

Folhelho cinza escuro, interlaminaado com siltito cinza, argiloso (predomina folhelho). Laminação paralela.

Folhelho micáceo, com cimento carbonático contendo grãos esparsos constituídos de biotita, muscovita, quartzo e clorita.

Siltito argiloso, com fragmentos de carbonato (aparentemente detrítico), constituído de quartzo, muscovita, plagioclásio, biotita (rara) e ortoclásio.

Difratometria: Montmorilonita (10%), Ilita-Montmorilonita (2%), Ilita-Muscovita (12%), Clorita (4%), Feldspato (5%) e Quartzo (67%).

Amostra AT-71

Folhelho preto com partes cinza escuras silticas. Laminação paralela salientada na lâmina delgada.

Matriz argilosa contendo grãos esparsos de biotita, muscovita, clorita, quartzo, plagioclásio (raro) e ortoclásio (pouco mais abundante que o plagioclásio). Ocorrem, em caráter pouco freqüente, nódulos e veios de carbonato.

Difratometria: Montmorilonita (9%), Ilita-Montmorilonita (4%), Ilita-Muscovita (10%), Clorita (4%), Feldspato (7%) e Quartzo (66%).

Amostra AT-72

Inter-acamamento de folhelho cinza escuro/preto, laminado (lâminas silticas) e siltito carbonático (em geral muito carbonático), cinza claro, com intercalação de camada mais argilosa.

Folhelho com inúmeros grãos e veios de material carbonático. Ocorrem grãos esparsos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio (pouco mais abundante que o plagioclásio) e, em abundância, muscovita e biotita.

Siltito, em geral com muito cimento carbonático, constituído de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e muscovita.

Difratometria: Montmorilonita (8%), Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (9%), Clorita (3%), Feldspato (8%), Quartzo (67%) e Calcita (2%).

Amostra AT-75

Inter-acamamento de folhelho cinza e siltito cinza claro. Laminação paralela. Contato nítido e brusco entre folhelho e siltito.

Folhelho siltico, micáceo, sem evidências de carbonato, contendo grãos esparsos de biotita, muscovita, clorita, quartzo, ortoclásio e plagioclásio.

Siltito, com raras evidências de carbonato, constituído de quartzo, plagioclásio, biotita, ortoclásio, clorita e muscovita (rara).

Difratometria: Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (12%), Clorita (6%), Feldspato (11%) e Quartzo (68%).

Amostra AT-76

Inter-laminação de folhelho cinza escuro/preto e siltito cinza claro. Laminação paralela.

Folhelho, sem evidências de carbonato, com grãos esparsos constituídos de quartzo, muscovita, clorita, biotita; plagioclásio e ortoclásio.

Siltito, com raras evidências de carbonato, constituído de quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio e ortoclásio.

Difratometria: Ilita-Montmorilonita (4%), Ilita-Muscovita (17%), Clorita (11%), Feldspato (11%) e Quartzo (57%).

Amostra AT-83

Inter-acamamento de folhelho cinza escuro/preto, siltito arenoso cinza claro e folhelho siltico cinza escuro. Laminação paralela no folhelho e cruzada no siltito arenoso.

Folhelho preto, algo castanho, siltico, com grãos esparsos de quartzo, biotita, muscovita, plagioclásio e ortoclásio com leves indícios de alteração. Ocorrência localizada de carbonato.

Siltito, com fragmentos de carbonato esparsos, constituído de quartzo, ortoclásio, plagioclásio, muscovita, biotita e clorita.

Difratometria: Ilita-Montmorilonita (2%), Ilita-Muscovita (11%), Clorita (8%), Feldspato (13%), Quartzo (61%), Aragonita (5%).

FORMAÇÃO RIO DO RASTO

Amostra AT-19

Folhelho marrom, levemente siltico, micáceo, com laminação paralela.

Matriz argilosa com esparsas ocorrências de carbonato e grande quantidade de óxido de ferro (responsável pela coloração). Fragmentos esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, plagioclásio (predominante entre os feldspatos) em grãos pouco alterados, ortoclásio quase sempre alterado e biotita mais abundante que muscovita.

Difratometria: Montmorilonita (3%), Ilita-Montmorilonita (5%), Ilita-Muscovita (16%), Feldspato (20%), Quartzo (54%) e Caulinita (2%).

Amostra AT-24

Folhelho marrom, levemente siltico, micáceo, com laminação paralela.

Intercalam-se lâminas de folhelho argiloso e folhe

lho siltico. No folhelho argiloso não há evidências de material carbonático. A coloração é devida ao óxido de ferro. No folhelho siltico ocorrem grãos de quartzo plagioclásio (dominante entre os feldspatos), em grãos pouco alterados, ortoclásio, em geral muito alterado e biotita mais abundante que muscovita. Junto aos fragmentos do tamanho silte ocorre carbonato detrítico, aglutinando alguns grãos.

Difratometria: Montmorilonita (3%), Ilita-Montmorilonita (11%), Ilita-Muscovita-Biotita (34%), Feldspato (16%), Quartzo (35%) e Caulinita (1%).

Amostra AT-28

Folhelho marrom escuro, levemente siltico, micáceo, aparentemente maciço.

Matriz argilosa com esparsas ocorrências de carbonato e grande quantidade de óxido de ferro que confere a coloração à rocha. Fragmentos do tamanho silte constituídos de: quartzo, plagioclásio em grãos pouco alterados, ortoclásio (frequentemente com alteração muito pronunciada), biotita e muscovita em quantidades aproximadamente iguais.

Difratometria: Montmorilonita (3%), Ilita-Montmorilonita (7%), Ilita-Muscovita-Biotita (36%), Feldspato (27%) e Quartzo (27%).

Amostra AT-29

Folhelho marrom escuro, siltico, micáceo, aparentemente maciço.

Matriz argilosa com algumas evidências de carbonato. Coloração vermelha derivada da grande quantidade de óxido de ferro. Fragmentos do tamanho silte constituídos de quartzo, plagioclásio, em grãos pouco alterados, orto

clásio (quase sempre com pronunciada sericitização), muscovita e biotita em quantidades aproximadamente iguais.

Difratometria: Montmorilonita (2%), Ilita-Montmorilonita (5%), Ilita-Muscovita-Biotita (16%), Feldspato (13%) e Quartzo (64%).

Amostra AT-30

Folhelho marrom escuro, siltico, micáceo, com bandas verde escuras, aparentemente maciço.

Matriz argilosa com algumas evidências de carbonato. Fragmentos do tamanho silte constituídos de quartzo, ortoclásio (quase sempre muito alterado), plagioclásio e muscovita mais abundante que biotita.

Difratometria: Montmorilonita (2%), Ilita-Montmorilonita (5%), Ilita-Muscovita-Biotita (16%), Feldspato (50%) e Quartzo (27%).

FORMAÇÃO BOTUCATU (FÁCIES PIRAMBÓIA)

Amostra AT-112

Folhelho cinza esverdeado, siltico, micáceo. Laminção paralela pouco distinta. Ocorrem concentrações de cristais de pirita.

Análise microscópica prejudicada pela impossibilidade de execução de lâmina delgada.

Difratometria: Montmorilonita (33%), Ilita-Muscovita (7%), Feldspato (5%), Quartzo (48%) e Pirita (7%).

Amostra AT-113

Folhelho cinza claro/esverdeado, siltico, micáceo. Laminação paralela com aspecto papiroide.

Análise microscópica prejudicada pela impossibilidade de execução de lâmina delgada.

Difratometria: Montmorilonita (32%), Ilita-Muscovita (9%), Feldspato (6%), Quartzo (47%) e Pirita (6%).

Amostra AT-114

Folhelho cinza esverdeado, siltico, micáceo. Laminação paralela, em parte papiroide.

Matriz argilosa com grãos esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, ortoclásio e microclina.

Difratometria: Montmorilonita (32%), Ilita-Muscovita (5%), Feldspato (22%), Quartzo (39%) e Pirita (2%).

Amostra AT-115

Inter-laminação de folhelho cinza esverdeado e arenito de granulação média. Predomina o arenito. Laminação paralela no folhelho e cruzada no arenito.

Análise microscópica do folhelho prejudicada pela impossibilidade de execução de lâmina delgada.

Arenito constituído de quartzo, muscovita, biotita, ortoclásio, plagioclásio e microclina (rara). Ocorrem esparsos grãos arredondados de carbonato (detriticos).

Difratometria: Montmorilonita (22%), Ilita-Muscovita (2%), Feldspato (16%), Quartzo (58%), Calcita (1%) e Pirita (1%).

Amostra AT-116

Inter-laminação de folhelho cinza esverdeado e arenito de granulação fina a média. Predomina o arenito. Laminação paralela.

Folhelho siltico, pouco micáceo, com grãos esparsos constituídos de quartzo, ortoclásio, microclina, plagioclásio, muscovita e biotita.

Arenito com matriz argilosa constituído de quartzo, ortoclásio, plagioclásio, muscovita (rara) e biotita (rara). Ocorrem fragmentos de carbonato arredondados evidenciando a origem detrítica.

Difratometria: Montmorilonita (31%), Ilita-Muscovita (1%), Feldspato (9%), Quartzo (55%), Calcita (1%) e Pirita (1%).

Amostra AT-117

Folhelho cinza claro/esverdeado, siltico, pouco micáceo, com intercalações de lâminas de arenito de granulação fina a média. Laminação paralela.

Folhelho com grãos esparsos do tamanho areia fina a média constituídos de quartzo, ortoclásio, plagioclásio biotita (rara) e muscovita (rara).

Arenito com matriz argilosa, constituído de quartzo, microclina, plagioclásio, ortoclásio e muscovita (rara).

Difratometria: Montmorilonita (10%), Ilita-Muscovita (5%), Feldspato (20%) e Quartzo (65%).

Amostra AT-121

Inter-laminação de folhelho cinza esverdeado, pouco micáceo e arenito de granulação fina a média, laminado.

Análise microscópica do folhelho prejudicada pela impossibilidade de execução de lâmina delgada.

Arenito com matriz argilosa, constituído de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina, muscovita (rara) e biotita (rara). Contrastando com o alto teor de dolomita detectado na análise difratométrica, na lâmina delgada ocorrem fragmentos esparsos de carbonato (detriticos).

Difratometria: Montmorilonita (33%), Ilita-Muscovita (1%), Feldspato (5%), Quartzo (41%) e Dolomita (20%).

Amostra AT-122

Folhelho cinza esverdeado, com intercalações irregulares de arenito de granulação fina a média. Ocorrem esparsos cristais de pirita.

Análise microscópica prejudicada pela impossibilidade de execução de lâmina delgada.

Difratometria: Montmorilonita (19%), Ilita-Muscovita (5%), Feldspato (22%) e Quartzo (54%).

FORMAÇÃO TROMBETAS (MEMBRO PITINGA)

Amostra AT-125

Folhelho cinza, muito pouco siltico, micáceo. Lami
nação paralela pouco distinta.

Matriz argilosa com ocorrência muito comum de musco
vita. Grãos muito esparsos do tamanho silte constituídos
de quartzo. Carbonato em ocorrência esparsa.

Difratometria: Montmorilonita (4%), Ilita-Montmori-
lonita (7%), Ilita-Muscovita (18%), Caulinita (45%) e Quart
zo (26%).

Amostra AT-127

Folhelho cinza, muito pouco siltico, micáceo. Lami
nação paralela muito pouco distinta.

Matriz argilosa com micro-laminação salientada pelo
caráter algo mais siltico de lâminas alternadas. Grãos es
parsos do tamanho silte constituídos de quartzo, muscovita
e biotita (rara). Carbonato em ocorrência esparsa.

Difratometria: Montmorilonita (4%), Ilita-Montmori-
lonita (4%), Ilita-Muscovita (16%), Caulinita (30%) e
Quartzo (46%).

Amostra AT-130

Folhelho cinza, siltico, micáceo. Laminação parale
la muito pouco distinta.

Matriz argilosa com micro-laminações paralelas mani
festadas por concentrações diferentes de grãos do tamanho
silte. Algumas lâminas são muito silticas e lenticulares.
Grãos, ora esparsos ora mais concentrados, constituídos de

quartzo e muscovita. Carbonato em ocorrência esparsa.

Difratometria: Montmorilonita (7%), Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (19%), Caulinita (34%) e Quartzo (37%).

Amostra AT-133

Folhelho cinza, siltico, muito micáceo, com pequenas lentes de siltito. Laminação paralela.

Folhelho com grãos esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, muscovita e biotita (rara).

Siltito constituído de quartzo, muscovita, plagioclásio (raro) e ortoclásio (raro). Ocorre carbonato em pontos esparsos.

Difratometria: Montmorilonita (3%), Ilita-Montmorilonita (2%), Ilita-Muscovita (13%), Caulinita (16%) e Quartzo (66%).

Amostra AT-135

Folhelho cinza, siltico, micáceo, inter-laminado com siltito. Lâminas localmente lenticulares.

Folhelho com grãos esparsos do tamanho silte constituídos de quartzo, muscovita e biotita (rara). Carbonato em ocorrência esparsa.

Siltito constituído de quartzo, muscovita e biotita.

Difratometria: Montmorilonita (2%), Ilita-Montmorilonita (3%), Ilita-Muscovita (10%), Caulinita (12%) e Quartzo (73%).