UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA DO ESTADO DA BAHIA E
EVOLUÇÃO CRUSTAL, COM BASE NO DIAGRAMA DE
EVOLUÇÃO DO Sr e RAZÕES INICIAIS $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$

Kei Sato

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo
1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005638

SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA DO ESTADO DA BAHIA E
EVOLUÇÃO CRUSTAL, COM BASE NO DIAGRAMA DE
EVOLUÇÃO DO Sr e RAZÕES INICIAIS Sr^{87} / Sr^{86}

Kei Sato

Orientador: Prof. Dr: Koji Kawashita

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. K. Kawashita
Examinadores:	Dr. M.C.H. Figueiredo
	Dr. J.H.S. Sá

ass.

São Paulo
1986

Para Eduardo e Marcos que perderam um convívio mais intenso para me permitir a realização deste trabalho. À Laura Y. que com seu amor e carinho, proporcionou as melhores / condições para realizar este estudo.

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	viii
ABSTRACT	xii
I. INTRODUÇÃO	1
1. Objetivos	1
2. Evolução dos Conhecimentos da Área	2
3. Agradecimentos	2
II. METODOLOGIA	5
1. Fundamentos e Aplicações da Metodologia Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb.	5
2. Medidas Precisas de Razão Isotópica do Sr e sua Importância	11
2.1. Generalidades	11
2.2. Medidas precisas da razão isotópica do Sr e da relação Rb/Sr	12
2.3. Importância dos erros nas diversas técnicas de regressão	18
2.4. Apreciações sobre os diversos modelos de regressão (York, McIntyre, Wendt e Willianson)	20
III. SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA DO ESTADO DA BAHIA	31
1. Introdução	31
2. Núcleos Antigos Pré-Jequié - >3000 Ma.	32
3. Arqueano Superior (3000-2500 Ma.)	36
3.1. Terrenos gnáissicos-migmatíticos e graníticos	36
3.2. Terrenos do tipo granito greenstone	36
3.3. Geocronologia	38

	Pg.
4. Proterozóico Inferior (2500-1800 Ma.)	42
5. Proterozóico Médio (1800-1000 Ma.)	47
5.1. Generalidades	47
5.2. Sistema de Dobramentos do Espinhaço	47
6. Proterozóico Superior (1000-570 Ma.)	52
7. Coberturas	55
8. Idades K/Ar - Resfriamento Regional	59
9. Esboço Geotectônico	60
IV. UTILIZAÇÃO DE ISÓTOPOS DE Sr (RAZÃO INICIAL) EM PETROGÊNESE	65
1. Generalidades	65
2. Evolução Crustal	66
V. EVOLUÇÃO CRUSTAL NA PARTE ORIENTAL DO TERRITÓRIO BAIANO, COM BASE NO DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DO ESTRÔNCIO E A RAZÃO INICIAL	77
1. Considerações Iniciais	77
2. Cinturão Contendas-Mirante	77
2.1 Generalidades	77
2.2. Diagramas de Evolução Isotópica do Sr	78
3. Complexo Jequié	86
3.1. Generalidades	86
3.2. Diagrama de Evolução	88
4. Faixa Móvel Salvador-Juazeiro	101
4.1. Generalidades	101
4.2. Diagrama de Evolução do Sr	102
5. Outras Áreas	107
5.1. Generalidades	107

5.2. Diagrama de Evolução

108

VI. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

113

BIBLIOGRAFIA

118

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr.	8
Figura 2 - Diagrama de Evolução Isotópica para uma Rocha Total e seus Minerais.	8
Figura 3 - Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante a análise do carbonato de estrôncio NBS-987.	15
Figura 4 - Comparações dos erros dos parâmetros da reta para diversas distribuições de pontos.	27
Figura 5 - Comparações dos valores de MSWD, alterando apenas erros analíticos.	30
Figura 6 - Mapa Geológico Simplificado com Principais Cidades citadas no Texto e Localizações aproximadas das Ocorrências de Datações Radiométricas Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd - (Anexo).	
Figura 7 - Mapa Geocronológico Simplificado - (Anexo).	
Figura 8 - Mapa Geológico Simplificado.	37
Figura 9 - Principais Elementos Estruturais do Supergrupo Espinhaço.	48
Figura 10 - Sistema de Dobramentos do Espinhaço.	50
Figura 11a - Área de Ocorrência do Supergrupo São Francisco.	56
Figura 11b - Litoestratigrafia e Variações do Grupo Bambuí nos Estados de Goiás, Minas Gerais e Bahia.	57
Figura 12 - Mapa Geocronológico K-Ar - Resfriamento Regional (anexo).	
Figura 13 - Mapa de Bouguer e Compartimentação Geotectônica.	61
Figura 14 - Reconstruções das Feições Geotectônicas.	63
Figura 15 - Secção Transversal relacionando a Origem de Magma com Tectônica de Placa.	67
Figura 16 - Histograma da Razão Inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em vários Ambiente Tectônico.	67

Figura 17 - Diagrama de Evolução do Sr no manto.	69
Figura 18 - Variação na Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no "bulk earth", 50 km de camada externa, e manto residual em função do tempo geológico.	69
Figura 19 - Evolução Isotópica do Sr no manto e na Crosta.	69
Figura 20 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para Ro <u>d</u> ésia.	71
Figura 21 - Inomogeneidade da Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Manto.	72
Figura 22 - Evolução Isotópica do Nd no Manto e na Crosta.	74
Figura 23 - Evolução Isotópica do Nd de Rochas Graníticas.	74
Figura 24 - Diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_n \times (\text{Yb})_n$.	76
Figura 25 - Evolução Crustal com base na Tectônica de Pb.	76
Figura 26 - Isócrona Rb-Sr - Tonalito Boa Vista.	79
Figura 27 - Isócrona Pb-Pb - Tonalito Boa Vista.	79
Figura 28 - Diagrama de Evolução do Sr - Tonalito Boa Vista.	80
Figura 29 - Isócrona Rb-Sr - Granodiorito Sete Voltas.	82
Figura 30 - Isócrona Pb-Pb - Granodiorito Sete Voltas.	82
Figura 31 - Diagrama de Evolução do Sr - Contendas-Mirante.	83
Figura 32 - Isócrona Rb-Sr - Granitóide Lagoa do Morro.	85
Figura 33 - Isócrona Pb-Pb - Granitóide Lagoa do Morro.	85
Figura 34 - Diagrama de Evolução do Sr das Rochas Granulíticas do Complexo Jequié.	89
Figura 35 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Complexo Jequié.	91
Figura 36 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Mutuípe e Jequié.	92
Figura 37 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb - Complexo Jequié.	92
Figura 38 - Diagrama de Evolução do Sr - Jequié, Mutuípe, Moenda e Manuel Vitorino.	96

Figura 39 - Diagrama Isocrônico do Complexo Granulítico Itaberaba.	99
Figura 40 - Diagrama de Evolução do Sr dos Granulitos de Itaberaba.	99
Figura 41 - Diagrama Esquemático de Evoluções das Isócronas de Metamorfismo Secundário.	100
Figura 42 - Diagrama de Evolução do Cinturão Salvador - Juazeiro.	104
Figura 43 - Diagrama de Evolução do Sr.	106
Figura 44 - Diagrama de Evolução do Sr - Região Sudoeste de Salvador.	109
Figura 45 - Diagrama de Evolução do Sr - Região Norte de Salvador (Remanso).	110
Figura 46 - Comparações das Linhas de Evoluções entre várias Regiões.	114

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pg.
Tabela 1 - Fracionamento Isotópico do Sr.	15
Tabelas 2 e 3 - Comparação da Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos padrões NBS-987 e E&A, normalizadas nos diversos Laboratórios.	16
Tabela 4 - Diversos Métodos de Regressão.	21
Tabela 5 - Comparações da Idade, Razão Inicial e seus Respectivos Erros em Diferentes Tratamentos de Regressão Linear.	23
Tabela 6 - Comparações dos Resultados da Regressão Linear (inter-laboratório) com Dados Analíticos da Pedreira de Moenda.	23
Tabela 7 - Comparações de Idade e Razão Inicial nos Modelos de McIntyre.	24
Tabela 8 - Tabela t de Student.	24
Tabela 9 - Nível de Corte (MSWD).	28
Tabela 10 - Núcleos Pré-Jequié >3000 Ma.	33
Tabela 11 - Arqueano Superior - 3000-2500 Ma.	40
Tabela 12 - Proterozóico Inferior - 2500-1800 Ma.	45
Tabela 13 - Proterozóico Médio - 1800-1000 Ma.	51
Tabela 14 - Proterozóico Superior	54
Tabela 15 - Dados para Diagrama de Evolução do Sr - <u>Con</u> tendas-Mirante.	84
Tabela 16 - Dados para Diagrama de Evolução do Sr - <u>Com</u> plexo Jequié.	90
Tabela 17 - Idades Modelos Sm-Nd.	95
Tabela 18 - Dados para Diagrama de Evolução do Sr - <u>Cin</u> turão Salvador-Juazeiro.	105
Tabela 19 - Dados para Diagrama de Evolução do Sr - <u>Re</u> gião Sudoeste de Salvador.	111
Tabela 20 - Dados para Diagrama de Evolução do Sr - <u>Re</u> gião Norte de Salvador (Remanso).	112

RESUMO

Com a aplicação de métodos convencionais (análise bibliográfica e trabalhos de laboratórios), foi possível, como uma primeira tentativa, elaborar-se uma evolução crustal e uma síntese geocronológica para o território baiano (parte nordeste do Craton de São Francisco).

Na elaboração da evolução crustal, foram utilizados diagramas de evoluções do Sr. Nestes diagramas utilizam-se parâmetros como $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, idade e relação $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. As medidas das razões iniciais do Sr são extremamente críticas, isto é, a variação da RI do manto, desde os primórdios da formação da Terra, a 4,55 Ga., até hoje, é apenas da ordem de 0,005 (0,699 a 0,704). Para atender esta finalidade, foi efetuado um levantamento bibliográfico completo, sobre diversas técnicas de regressão linear, e uma avaliação dos modelos existentes.

A razão inicial do Sr foi utilizada como traçador radiogênico natural, nos estudos das petrogêneses das rochas, tendo sido, em alguns casos, complementados com idades modelos Sm/Nd e valores de u_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$).

Quanto à síntese geocronológica, foi baseada nos trabalhos anteriores, existentes na área em estudo, integrando-os com os novos dados radiométricos. De uma forma em geral, podemos destacar uma série de importantes inferências, conforme se segue:

1. ARQUEANO INFERIOR-MÉDIO -- 3000 Ma.

- No interior da Bahia, encontram-se vários registros radiométricos, na forma de núcleos isolados e preservados, como Boa Vista, Sete Voltas, Mutuipe, Capim, etc. Fica claro, que estes dados são, ainda, conhecidos para áreas muito dispersas, e não se pode, ainda, caracterizar um ciclo geotectônico/geodinâmico bem definido, para esta etapa do

tempo geológico na Bahia.

2. ARQUEANO SUPERIOR -- 3000-2500 Ma.

- O clímax do evento tectono-magmático do embasamento, no Craton de São Francisco, ocorreria entre 2650 a 2850 Ma., em território baiano, principalmente no complexo granulítico Jequié.

3. PROTEROZOICO INFERIOR -- 2500-1800 Ma.

- Ciclo Transamazônico (2150-1750) Ma.

É caracterizado, neste ciclo, por faixas móveis Salvador - Juazeiro (porção oriental do Estado) e regiões de Correntina/Guanambi (porção ocidental). A borda oriental (Complexo Jequié e região de Itabuna-Salvador-Juazeiro) sofreu importante soerguimento, promovendo a ascensão de rochas formadas em grandes profundidades aos níveis superiores, entre 1800 e 1700 Ma., conforme indica a maioria dos resultados K-Ar.

4. PROTEROZOICO MÉDIO -- 1800-1000 Ma.

- No início do Ciclo Espinhaço, desencadeou-se com as fases terminais do Ciclo Transamazônico (1,7 - 1,8 Ga), como parecem indicar os processos tectono-magmáticos (metariolitos R. dos Remédios e granitos de Lagoa Real). O clímax deste desenvolvimento é estimado em 1300 ± 100 Ma., pelo metamorfismo regional dos pelitos, seguido de eventos anorogênicos da ordem de 1000 ± 100 Ma..

5. PROTEROZOICO SUPERIOR -- 1000-570 Ma.

- No início do Proterozóico Superior é marcado, conforme pode ser observado, pela deposição do Grupo Bambuí e de seus prováveis cronocorrelatos (Una, R. Pardo, Miaba, etc.). A idade máxima, encontrada até o presente momento, apresenta-se, para a deposição do Grupo Una, com uma isócrona de 900 Ma., obtidas nas frações finas. Eventos precoces, não muito bem

caracterizados no Proterozóico Superior, entre 1000 e 700 Ma., ocorrem com certa frequência nas regiões limítrofes do Estado da Bahia. A fase principal de dobramentos e metamorfismo regional, do Ciclo Brasileiro, situa-se em torno de 500 a 700 Ma.. A maioria dos dados K-Ar, indica resfriamento final entre 450 e 600 Ma., nos Sistemas de Dobramentos Marginais e Espinhaço (aparente reativação plataformar no Brasileiro).

Com base nos diagramas de evoluções do Sr, pode-se observar os seguintes fatos:

6. A idade modelo Sm/Nd T(CR) e a extrapolação da linha de evolução do Sr, dos tonalitos de Boa Vista, aponta-nos uma das primeiras crostas primitivas, como núcleo isolado, há cerca de 3700 Ma., preservado no Craton de São Francisco.
7. Acreções e retrabalhamentos da crosta primitiva foram intensos no Arqueano, em todo o Complexo Jequié e no Cinturão Contendas-Mirante. Já a nordeste deste Complexo, a Faixa Móvel Salvador-Juazeiro atuou, intensamente, no Proterozóico Inferior, com acreções e retrabalhamentos, deixando alguns núcleos arqueanos preservados, como a região de Serrinha/ Capim e a oeste de Jacobina.
8. As razões iniciais das rochas granulíticas, do Complexo Jequié, coincidem com, ou situam-se acima da linha de evolução do manto. Para os que situam-nas acima da linha de evolução do manto, pode ter transcorrido um intervalo de tempo significativo, entre a formação do magma e o fechamento final do sistema, ou de uma refusão anatética de um material precursor mais antigo. As linhas de evoluções do Sr, para os casos dos afloramentos que tenham controle das idades modelos Sm/Nd, mostram que o metamorfismo, aparentemente, não mudou a química, permanecendo, relativamente constante, as razões Rb/Sr em escala de afloramento. A razão Rb/Sr destas rochas de facies granulito, em geral, têm um valor médio da ordem de 1,5, em contraste aos baixos valores, da ordem de 0,04, em outros ter

renos do continente de mesma facies metamórfica.

9. Os corpos granulíticos de Santa Izabel e corpos gnáissicos/migmatíticos, da região de Remanso e Lagoa Real, de idades arqueanas, tem o padrão evolutivo semelhante aos do Complexo Jequié.
10. Na Faixa Móvel Salvador-Juazeiro, os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, dos corpos transamazônicos são, relativamente, mais baixas, da ordem de 0,704, comparado aos corpos arqueanos do Complexo Jequié, que têm altos valores, da ordem de 0,709. Portanto, torna-se difícil, para os materiais precursores deste Cinturão, serem derivados do material do tipo Complexo Jequié. Um outro provável cinturão móvel transamazônico, ocorre na região de Correntina, na porção ocidental do Estado da Bahia.
11. No início do Proterozóico Médio, constata-se um período de relativa calmaria, com alguns focos de vulcanismo isolados. A fase de intenso retrabalhamento crustal ocorreu na região do Espinhaço, nas partes média a final do Ciclo Espinhaço, entre 1500 e 1000 Ma..

Em síntese, a crosta cresceu através do tempo geológico, através de diferenciação química, quase que irreversível do manto superior. Durante o Arqueano e o Proterozóico Inferior, ocorreram refusões crustais e acreções de material para o continente. Já no Proterozóico Médio a Superior, toda a crosta já estava relativamente consolidada, predominando o sistema de retrabalhamento para novas formações crustais.

ABSTRACT

The crustal evolution of the ancient terrains of the State of Bahia, Brazil, is attempted with the aid of Sr isotopic results as natural tracers. Some Nd and Pb isotopic data are also available, and support the main conclusions based on Sr evolution diagrams.

The regional geochronological pattern is as follows:

1. Several ancient nucleii, with apparent ages older than 3000 Ma., are scattered within most of the younger units.
2. A major event in Late Archean times (around 2700 Ma.), affecting the Jequié high-grade complex, and the granite-greenstone terrain around Brumado.
3. Development of two Transamazonian mobile belts (1800-2150 Ma.), one in the eastern area (Salvador-Juazeiro belt), and the other in the western part (Correntina-Guanambi area).
4. Development of the Espinhaço folded system, with tectonic and metamorphic events occurring during the entire Mid-Proterozoic interval.
5. Development of the marginal belts to the São Francisco Craton, during the Brasiliano Cycle, with tectonomagmatic event in the 700-450 Ma. age range.

The analysis of the Sr evolution diagrams shows that the Archean Terrains are mainly formed by accretion from mantle-derived material, but crustal reworking is indicated by the high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the Jequié Complex. The Transamazonian mobile belt include both types of materials, but the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, generally lower than those of the Jequié Complex, makes improbable a direct derivation. During Middle and

Late Proterozoic, the continental crust was already well consolidated, and reworking of crustal material predominated within the Espinhaço and Brasiliano folded systems.

I. INTRODUÇÃO

1. Objetivos

O objetivo inicial deste trabalho, foi desenvolver um sistema de medição precisa de razões isotópicas do Sr, acoplado um microcomputador ao espectrômetro de massa TH-5 da Varian Mat, com aplicação nas razões iniciais, em estudos petrogenéticos das rochas. Este propósito estaria mais adequado à nossa formação de físico e ao laboratório do CPGeo, cujos dados, até 3 anos atrás, eram obtidos de forma precária. Paralelamente, o autor cursou uma série de disciplinas no Instituto de Geociências da USP, a nível de graduação e pós-graduação, procurando capacitar-se melhor, como físico de origem, a resolver problemas de ordem geológica que se-lhe antepunham. Como colaborador da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia, em convênio com o CPGeo, entre 1980 e 1985, adquiriu-se um pouco mais de conhecimento, na área de ciências geológicas e, gradativamente, maior aperfeiçoamento, no sentido de solucionar problemas de geologia regional e geocronologia da Bahia. Com o passar do tempo e o consequente surgimento de muitos dados novos, a proposta inicial evoluiu para incluir também uma síntese da geocronologia da Bahia.

A segunda proposição, como síntese geocronológica do Estado da Bahia e evolução crustal, baseadas no diagrama de evolução do estrôncio e na razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a preocupação maior é de fazer, inicialmente, um levantamento bibliográfico disponível de métodos precisos, de diversos modelos de regressão linear e a integração dos resultados radiométricos. A regressão linear nos fornece importantes parâmetros como RI, idade e a relação $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, para construção do diagrama de evolução do Sr. Uma apreciação sobre diversos modelos de regressão, então, se faz necessária.

A área escolhida foi o território baiano, tendo em vista inúmeros trabalhos geocronológicos já efetuados nesta região. O mapa geocronológico, a ser apresentado, é um modelo simplificado do Mapa Geocronológico do Estado da Bahia (em fase de

preparação pelo Mascarenhas e seus colaboradores).

2. Evolução dos Conhecimentos da Área

Os conhecimentos geológicos do Estado da Bahia, na última década, têm sido bastante desenvolvidos, em consequência do grande impulso ocorrido com a mineração a nível estadual. Inda e Barbosa (1978), no Mapa Geológico do Estado da Bahia (escala de 1:1000.000), fez uma excelente compilação, reinterpretando a informação geológica disponível na época. Brito Neves et al. (1980), apresentaram a "Evolução Geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia", uma síntese com análise aprofundada dos padrões geocronológicos. Recentemente, surgiram vários trabalhos geológicos com integração de novos dados como: "O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuai" (Inda et al. 1984); "Província São Francisco" (Mascarenhas et al. 1984); e trabalhos efetuados pelo Projeto RADAMBRASIL (vol. 24, 29 e 30).

A síntese geocronológica deste trabalho, tem, como objetivo, integrar o trabalho de Brito Neves et al. (1980) com os novos dados obtidos pelo Convênio Secretaria das Minas e Energia -Bahia/Centro de Pesquisas Geocronológicas -USP (1980-1985), cujos resultados analíticos foram de inteira responsabilidade do autor deste trabalho.

3. Agradecimentos

A execução desta dissertação, somente foi possível graças ao Prof.Dr. Koji Kawashita, que sempre nos orientou num clima de extrema cordialidade, com incansáveis discussões científicas, imprescindíveis à realização deste trabalho.

Nossos sinceros agradecimentos ao geólogo Oswaldo Siga Jr., por toda a colaboração recebida, desde o início até o fim deste trabalho, pelas incansáveis discussões e informações geológicas prestadas, viabilizando o desenvolvimento do trabalho. Igualmente, agradecemos ao geólogo Colombo C.G. Tassinari, que a-

judou-nos na interpretação dos dados de Pb-Pb.

Nossos sinceros agradecimentos ao Dr. Juracy de F. Mascarenhas (Secretaria das Minas e Energia-Bahia), que nos permitiu a utilização dos dados obtidos pelo Convênio SME-BA/IG-USP, para este trabalho.

Ao Prof. Dr. Umberto G. Cordani, Diretor do CPGeo e Vice-diretor do Instituto de Geociências da USP, nossos sinceros agradecimentos pela indispensável ajuda recebida na execução do convênio SME-BA/CPGeo-IG-USP, e nas valiosas orientações e discussões científicas para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves, nossos sinceros agradecimentos pelas valiosas críticas, sugestões e observações prestadas especialmente referente ao capítulo da síntese geocronológica.

Ao Prof. José Roberto Canuto, nossos sinceros agradecimentos pela revisão ortográfica e sintática.

Os Drs. P.N. Taylor e S. Moorbath, que realizaram inúmeras análises de Pb-Pb e Sm-Nd em Oxford (Inglaterra), contribuições estas muito úteis na complementação dos dados Rb-Sr, da região em estudo.

O Prof. Dr. M. Figueiredo, que muito nos ajudou na compreensão dos dados geoquímicos da área.

O autor agradece ao corpo técnico do CPGeo, cujos membros participaram, diretamente ou indiretamente, desde a preparação das amostras, até os resultados finais das análises químicas: Claudio dos Santos (Chefe Técnico), Elmano Gouveia de Almeida, Jorge Gouveia de Almeida, José Roberto de Medeiros, Décio D. Rosas, Ivone Keiko Sonoki, Helen Mayumi Sonoki, Margarida Martins e Liliane Petronilho. Estendemos nossos agradecimentos ao Sr. Claudio Comerlatti, Assistente Técnico, por nos prestar ines

timável ajuda administrativa na execução do Convênio SME-BA/
CPGeo-USP.

II. METODOLOGIA

1. Fundamentos e Aplicações da Metodologia Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb

Com o advento da descoberta da radioatividade, vários eventos geológicos puderam ser melhor posicionados no tempo. A radioatividade consiste na desintegração de um nuclídeo instável (elemento radioativo ou pai), por emissão espontânea de partículas eletromagnéticas, transformando-se em nuclídeo estável (elemento radiogênico ou filho) ou em um outro instável intermediário.

O decaimento radioativo pode ser descrito em termos da probabilidade de uma partícula constituinte do núcleo vencer a barreira do potencial, que está vinculado ao núcleo, e ir para o infinito. O processo estatístico do decaimento pode ser descrito em termos de equação diferencial da forma:

$$(1) \quad dN/dt = -\lambda N$$

onde λ é a constante de desintegração ($\lambda = 1,42 \times 10^{-11}/\text{anos}$) e N é o número de nuclídeos de um determinado elemento radioativo, em um certo instante t . Integrando-se a equação diferencial acima e admitindo-se N_0 como quantidade inicial de átomos, para $t=0$, obtém-se a equação de desintegração radioativa (vide a eq. 2 e 3) :

$$dN/N = -\lambda dt \rightarrow \ln(N/N_0) = -\lambda T$$

$$(2) \quad N = N_0 \exp(-\lambda t) \text{ ou}$$

$$(3) \quad T = 1/\lambda \ln(N/N_0) \text{ que é a equação fundamental da Geocronologia}$$

Os isótopos radioativos naturais, de interesse para a geocronologia, são aqueles que possuem meia vida compatível com a idade da Terra e que tenham uma abundância suficientemente mensurável, em diversos tipos de rochas. Os principais são: ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb , ^{187}Re e ^{147}Sm .

A dependência termal é de grande importância na difusão, na rehomogeneização e enriquecimento ou empobrecimento isotópico, e cada elemento químico tem uma certa particularidade física nos movimentos iônicos, dentro do retículo cristalino. A temperatura na qual o Ar é imobilizado é mais baixa do que aquela para o Sr, e esta, por sua vez, é mais baixa do que a temperatura para o Pb em zircão, e assim cada método tem certo valor interpretativo geológico diferente. A porcentagem atômica do elemento radiogênico depende do tempo decorrido e da quantidade do isótopo radioativo inicial.

A partir da equação nº 2 chega-se às expressões 4 e 5, normalmente utilizadas para se obter a idade convencional pelo método Rb/Sr:

$$(4) \quad {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_a = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_a(e^{\lambda t_c} - 1)$$

$$(5) \quad t_c = \frac{\ln}{\lambda} \left(1 + \frac{({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_a - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i}{{}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}} \right)$$

A expressão 4 torna-se uma equação linear do tipo:

$$(6) \quad Y = aX + b$$

que é definida como equação isocrônica (Nicolaisen, 1961) onde:

$Y = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_a$ razão isotópica atual do Sr nas rochas ou nos minerais cogenéticas

$X = ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_a$ razões atômicas atuais

$b = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$ razão isotópica inicial (RI) do Sr a época do fechamento do sistema Rb/Sr

$a = e^{\lambda t_c} - 1$ coeficiente angular proporcional ao tempo decorrido ou seja idade t

λ = constante de decaimento de Rb^{87} para Sr^{87}

t_c = tempo decorrido desde o fechamento do sistema.

Uma vez determinado o valor de "a" (coef. angular), então é possível calcular-se "t" ou a idade isocrônica, segundo a expressão 7 abaixo:

$$(7) - t = 1/\lambda \ln(1+a)$$

ou

$$t = -a/\lambda$$

Uma forma bastante interessante de se estudar a evolução isotópica do Sr, é aquela em que se utiliza as razões isotópicas do Sr em função de tempo. A equação 4 pode ser simplificada, expandindo-se $\exp \lambda t$ como aproximadamente igual a $1 + \lambda t$ resultando a seguinte expressão:

$$(8) \quad (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_a \approx t \lambda (\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_a + (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$$

A equação resultante para $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é linear em t, sendo a inclinação proporcional a $(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})$, conforme ilustrado na fig. 1, exemplo este válido para 3 rochas ou minerais de mesma idade (2,7 b.a.), derivadas do manto, com razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ distintas, porém com mesma razão inicial RI. Diagramas deste tipo são normalmente correlacionados com a possível evolução do Sr no manto, que no presente caso foi admitida também linear, com razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ evoluindo de 0,699 a 4,6 b.a., para 0,704, hoje. Neste mesmo tipo de diagrama, uma rocha que sofreu uma homogeneização isotópica nos seus minerais, em épocas bem posteriores à sua formação, por um metamorfismo termal, é representada na fig. 2.

Com exceção de rocha total e apatita, as 2 fases minerais ricas em Rb sofreram uma evolução isotópica controlada por suas respectivas razões Rb/Sr, que variaram após o metamorfismo termal e posterior recristalização ocorrida em tm. A apatita

Fig. - 1 Diagrama de evolução isotópica do Sr em função do tempo cuja a linha de crescimento pode ser escrito pela equação $Y = \lambda^{87\text{Rb}/86\text{Sr}} t + c$ onde $\lambda^{87\text{Rb}/86\text{Sr}}$ = coeficiente angular ; $c = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual; t = tempo e $Y = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico. Uma equação alternativa pode ser escrita :

$$Y = \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_a - \text{RI}}{T} t + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_a$$
 onde
 T - idade ; RI - razão inicial, obtida no diagrama isocrônico; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_a$ - razão atual.

Fig. - 2 Diagrama de evolução isotópica para uma rocha total e seus minerais, cuja cristalização inicial foi a t_i e sofreu homogeneização isotópica a t_m .

ta, por ser uma fase praticamente isenta de Rb, fornece-nos apenas a última razão de homogeneização isotópica. Nesta ilustração fica, também, bastante evidente a inconveniência e o erro que se comete ao calcular idades convencionais para uma razão inicial, escolhida arbitrariamente.

As idades obtidas, até mesmo em rocha total, apresentam idades discordantes entre si, e compreendidas entre a cristalização inicial t_i e recristalização t_m , que seriam as 2 únicas idades com significados geológicos. A idade da cristalização inicial t_i pode ser obtida, por exemplo, analisando-se 2 rochas totais e resolvendo as 2 expressões simultâneas, conforme equação 4 ou utilizando-se a técnica isocrônica, já descrita. A idade de homogeneização t_m seria obtida de forma mais ou menos semelhante. Utilizar-se-ia, neste caso, os dados referentes a uma determinada rocha e de suas fases minerais, que seriam, em nosso exemplo, biotita, K-feldspato e apatita.

A aplicação de metodologia geocronológica Rb/Sr, que antes era restrita a rochas e/ou minerais ricos em Rb, é hoje utilizável até para rochas básicas do período terciário. Para tal façanha concorre, principalmente, o acoplamento de computador "on line" ao espectrômetro de massa, possibilitando medidas bastante precisas de razões isotópicas. Determinações precisas de razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais, têm possibilitado importantes especulações sobre a gênese de rochas, interações crosta x manto através do tempo geológico, evolução isotópica no manto, etc.

Evidentemente, o método Rb/Sr, por si só, não pode ser considerado como ferramenta absoluta para especulações do tipo acima citadas. Sempre que possível, devem ser utilizadas outras metodologias tais como Sm/Nd, Hf/Lu, Pb/Pb, etc, que utilizam basicamente, as mesmas técnicas interpretativas, discutidas, aqui, para o método Rb/Sr. No caso do método Sm/Nd, a razão isotópica de interesse é Nd^{143}/Nd^{144} (vide a equação 9 abaixo), enquanto que o método Hf/Lu é Hf^{176}/Hf^{177} . A particularidade principal destas 2 metodologias, é a sua aplicabilidade para rochas e minerais não datáveis pelo método Rb/Sr, notadamente rochas

ultrabásicas e minerais ricos em Sm e Lu, relativos a Nd e Hf, respectivamente.

A idade modelo Sm/Nd, inicialmente, foi introduzida por Wasserburg e Papanastassiou (1975). Na idade modelo Sm/Nd - equação 10 e 11, é assumido que a evolução de uma particular amostra pode ser descrita em dois estágios: no primeiro, a amostra evoluiu dentro de um sistema correspondente ao reservatório uniforme (RU), de uma Terra Primordial ou Condritica, enquanto que segundo, pertenceu a um sistema com razão Sm/Nd, semelhante àquele medido na amostra, (Hawkesworth & Van Calstern, 1984).

$$(9) \quad {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_I + ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_t (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(10) \quad T_{\text{modelo}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{rocha}}}{({}^{143}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{rocha}}} \right)$$

$$\begin{array}{l} T(\text{modelo}) \dots T(\text{CHUR}): \\ \text{reservatório uniforme} \\ \text{condritico} \end{array} \quad \left\{ \begin{array}{l} ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} = 0,512638; \\ ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} = 0,1967 \end{array} \right.$$

$$\begin{array}{l} T(\text{modelo}) \dots T(\text{CR}): \\ \text{residência crustal} \end{array} \quad \left\{ \begin{array}{l} ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} = 0,513151 \\ ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ru}} = 0,21362 \end{array} \right.$$

$$(11) \quad T_{\text{modelo}}(\text{DM}) = - \left(\frac{({}^{147}\text{Sm}/{}^{143}\text{Nd} + 3) \times L}{2A - (({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} + B) \times L / 2A)} \right)^2 - 4A(C - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})^{1/2}$$

manto depletado

$$A = 1.30333 \times 10^{-5}; B = -0.22035$$

$$C = 0.513074; L = 6.54 \times 10^{-3}$$

O método Pb/Pb envolve apenas razões isotópicas do Pb, que são $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ e $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$. Esta particularidade reside no fato de ser empregado, predominantemente, em feldspato, mineral presente na maioria das rochas, tendo sido alvo de grande interesse entre geocronólogos. (equação 12, 13 e 14).

$$(12) \quad ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_I + ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t})$$

$$(13) \quad ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_I + ({}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 t})$$

$$(14) \quad \frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{t-b_0}}{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{t-a_0}} = \frac{1}{137,88} \left(\frac{e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 t}}{e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t}} \right)$$

onde $\lambda_1 ({}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}) = 0,155125 \times 10^{-11}/a$

$\lambda_2 ({}^{235}\text{U} \rightarrow {}^{207}\text{Pb}) = 0,98485 \times 10^{-11}/a$

$({}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}) = 137,88$

$T = 4,57 \text{ Ga}; a_0 = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_I; b_0 = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})$

t = idade de cristalização

$\mu_1 = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{atual}}$

Para descrição mais detalhada, ver Faure 1977.

2. Medidas Precisas de Razão Isotópica do Sr e Sua Importância

2.1. Generalidades

O acoplamento de computadores a instrumentos analíticos, constitui, sem dúvida, um dos maiores avanços da instrumentação moderna. No campo da espectrometria de massa, os computadores passaram a se integrar aos mesmos, já, há quase cerca de duas décadas. Os primeiros sistemas foram fortemente influenciados pelas limitações na confecção de "hardware", e também pelos elevados custos, superando muitas vezes o preço dos espectrômetros de massa. A disseminação de espectrômetros acoplados a microcomputadores com capacidade de armazenamento de dados, e velocidade an

tes não imagináveis, teve início há cerca de uma década atrás. Certamente, a geocronologia foi uma das grandes beneficiadas. Medidas precisas de relações isotópicas propiciaram melhor precisão nas idades radiométricas, além de estender a aplicabilidade das determinações em materiais anteriormente considerados como desfavoráveis, bem como o surgimento de novas metodologias geocronológicas como Sm/Nd e Hf/Lu, cogitadas apenas em teoria.

2.2. Medidas Precisas da Razão Isotópica do Sr e da Relação Rb/Sr

Na metodologia geocronológica Rb/Sr, a razão isotópica de maior interesse no elemento estrôncio é a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, corrigida para efeito de discriminação (fracionamento), além da relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

O fracionamento na natureza por efeito cinético, que é bastante conhecido nos elementos leves como C, O, N e S, até hoje não foi convincentemente demonstrado ou provado no caso do elemento estrôncio, especialmente na relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre minerais coexistentes, que julgamos desprezíveis. O fracionamento ou discriminação, aqui se refere àquele verificado durante a análise isotópica do Sr, pela técnica de ionização térmica ou de superfície. O elemento Sr, depositado geralmente na forma de cloreto ou fosfato, sobre o filamento simples de tântalo, ao se evaporar e ionizar sofre fracionamento isotópico, por um processo que os químicos descrevem com destilação Rayleigh. Tal qual é verificado na evaporação da água, que as moléculas mais leves evaporam mais facilmente, o Sr^{86} evapora-se e ioniza-se, preferencialmente, em relação ao Sr^{87} . A relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, medida, aumenta, consequentemente, em função do tempo de análise. A dificuldade no caso de Sr, e semelhantemente, também, em outros elementos poliisotópicos (pelo menos 3 isótopos do elemento), é contornada medindo-se uma outra razão isotópica, que envolve um terceiro isótopo, que é o Sr^{88} . A razão $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, medida, serve como monitor e permite corrigir $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para efeitos de fracionamento de massa. A razão $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, da mesma forma que $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, fraciona durante a análise numa proporção que é cerca de duas vezes maior, pelo fato

de envolver duas diferenças de massa. Foi, provavelmente, Stanley Hart (1960), um dos primeiros a utilizar a $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ para corrigir a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ dos efeitos de fracionamento de massa, ao admitir, para aquela razão, um valor constante e igual a 0,1194, valor obtido por Nier (1938). A razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, observada ou medida, foi corrigida a 50% do fracionamento observado na razão $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, conforme a seguinte fórmula abaixo:

$$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{corr}} = (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{m}} ((\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88})_{\text{m}} + 0,1194) / 0,2388$$

Isto equivale admitir que a correção é linear e proporcional à diferença de massa, além de admitir que $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ é uma constante na natureza e que os valores distintos de 0,1194 ocorreriam, exclusivamente, devido ao fracionamento verificado durante o processo de evaporação e ionização, e ao instrumento utilizado. No início da década de 60, este procedimento, conhecido como normalização da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, foi aceito com relutância, pois a validade, devido a erros experimentais que eram da ordem de grandeza do fator de fracionamento, era difícil de ser comprovada. As relações isotópicas, nesta época, eram medidas diretamente nos espectrogramas, mediante o uso de régua comum ou, quando muito, com os conhecidos "chart rules". Além das limitações decorrentes do sistema de medida, havia, ainda, outras, como os erros devido a fatores de escala, falta de linearidade do registrador, resolução insuficiente do espectrômetro, etc. Os desvios padrões nas relações isotópicas, para uma análise simples, são da ordem de 0,2% para tais casos, enquanto que os erros devidos a fracionamento de massa podem ser tão altos quanto 0,5%.

A aceitação e a validade da correção para fracionamento de massa, é, cabalmente, demonstrada por Faure e Hurley (1960), ao efetuar várias determinações em um carbonato de estrôncio padrão da Eimer e Amend, lote (492327). Eles conseguiram a reprodutibilidade de $\pm 0,0006(0,08\%)$, para as razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ corrigidas, o que corresponderia a um fator cerca de quatro vezes melhor, em relação às razões não corrigidas.

Hoje, os computadores constituem praticamente um

acessório obrigatório, e o seu custo em relação aos espectrômetros tem sido cada vez menor. Um sistema de computação "on line", em espectrômetro inorgânico, representa 5% do custo total. Além de propiciar melhor precisão nas relações isotópicas, os computadores podem, ainda, controlar uma série de dispositivos periféricos, automatizando e uniformizando uma série de tarefas, antes feitas manualmente. Como um exemplo pioneiro, na medida de relações isotópicas precisas do Sr, podemos destacar o trabalho executado por G.Wasserburg et alii (1969).

Na fig. 3 (tabela 1), pode ser visualizado o efeito de normalização, efetuado sobre as razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, obtidas durante um período de cerca de 10 horas de análises, em uma amostra de referência (carbonato de estrôncio NBS-987) bastante conhecida. Todas as razões representam medida de pelo menos 8 determinações, obtidas com espectrômetro Varian Mat TH-5, do CPGeo, acoplado a um microcomputador HP-9825B, cujos detalhes acham-se descritos, pormenorizadamente, em Kawashita et al. (1983). O efeito de fracionamento de massa, é bastante pronunciado, tanto nas razões $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, como, também, nas razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, sobretudo no início da análise. A variação máxima na razão $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ é de 1.78%, enquanto que para $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é de 0,93%, cerca de metade do $\text{Sr}^{88}/\text{Sr}^{86}$, conforme esperado. A razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, normalizado para $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$, foi de $0,7024 \pm 0,00006$, vide a fig. 3.

Para se ter uma melhor idéia da precisão com que hoje são efetuadas as medidas de relações isotópicas, nas tabelas 2 e 3, aparecem listadas as razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ normalizadas, obtidas para os dois carbonatos de referência, no CPGeo, e por outros conceituados laboratórios. Com exceção do último resultado de cada tabela, que são médias de várias análises com leitura gráfica, e que aparecem para simples comparação, todos os demais foram obtidos com saída digital, e computador acoplado "on line", ao espectrômetro de massa.

Com referência ao carbonato de estrôncio NBS-987,

Fig. 3 - Variações das razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ durante a análise do carbonato de estrôncio NBS-987.

Tabela 1 - Fracionamento isotópico do Sr.

tempo decorrido (minuto)	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	erro
20	0,12047	0,70711	0,71010	31
120	0,12012	0,70823	0,71036	24
160	0,11978	0,70912	0,71026	16
220	0,11960	0,70971	0,71033	17
270	0,11952	0,71002	0,71039	16
310	0,11947	0,70998	0,71019	21
340	0,11922	0,71087	0,71032	60
410	0,11895	0,71175	0,71040	33
440	0,11877	0,71221	0,71020	32
570	0,11834	0,71369	0,71053	68

média do $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n = 0,71028 \pm 0,00010$

TABELA - 2

CARBONATO DE ESTRÔNCIO: NBS-987

Analista e/ou Labor.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_N$	Observações
1.CPGeo/USP (*)	0,71024 $\pm$ 0,00006 (2 σ)	5 análises distintas
2.MAT-Bremen	0,710235 $\pm$ 0,000034 (2 σ)	11 análises distintas
3.V.G.-Cheshire(ING)	0,710237 $\pm$ 0,000032 (2 σ)	11 grupos(1 análise)
4.S.Hart(Inst.Carnegie)	0,71016 $\pm$ 0,00002 (2 σ)	Certif.de análise
5.C.Hedge-USGS	0,71023 $\pm$ 0,00007 (2 σ)	Certif.de análise
6.W.R.,Shields-NBS	0,71014 $\pm$ 0,00020(95%L.E.)	Certif.de análise
7.INGEIS-Argentina	0,71033 $\pm$ 0,00026 (2 σ)	1 análise
8.NCGG-Pará	0,70997 $\pm$ 0,00014 (2 σ)	1 análise
Média (1 a 8)	0,71019	
9.CPGeo-USP (analógico)	0,71028 $\pm$ 0,00036	6 análises distintas

(*) O presente trabalho

TABELA - 3

CARBONATO DE ESTRÔNCIO: SrN (E&A)

Analista e/ou Labor.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_N$	Observações
1.CPGeo/USP (*)	0,70800 $\pm$ 0,00006 (2 σ)	4 análises distintas
2.MPI-MAINZ	0,707996 $\pm$ 0,000027 (2 σ)	9 análises distintas
3.Univ.Oxford(Ing.)	0,70815 $\pm$ 0,00005 (2 σ)	8 análises distintas
4.USGS-USA	0,70797 $\pm$ 0,00024 (2 σ)	16 análises distintas
5.INGEIS-Argentina	0,70804 $\pm$ 0,00024 (2 σ)	1 análise
Média 91 a 5)	0,70803	
6.CPGeo-USP (analógico)	0,7081 $\pm$ 0,0004 (2 σ)	9 análises distintas

o resultado mais preciso é o apresentado por S.Hart. No entanto, seu valor de 0,71016 não concorda, dentro do critério de 2 sigma, com outros valores de precisão similar, como os obtidos pelos MAT e VG, os mais conceituados fabricantes europeus de espectrômetros. A este nível de precisão (30 ppm), é difícil dizer, a priori, se as discordâncias se prendem à real diferença existente na razão isotópica, por causa da não homogeneidade da amostra, ou se são produzidas pelos sistemas de detecção, utilizados.

Esta precisão nas medidas isotópicas trouxe, sem dúvida, um grande avanço à geocronologia. Pode-se, por exemplo, determinar os pequenos períodos (da ordem de alguns milhões de anos), verificados na diferenciação dos diversos tipos de meteoritos, a partir de um corpo original, formado nos primórdios da evolução do sistema solar. Meteoritos e amostras lunares (basaltos e sideritos) puderam, também, ser datados com precisão, não só pelo método Rb/Sr, mas, também, por método Sm/Nd, entre outros. Algumas isócronas internas, com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ variando, no máximo, 0,006, entre suas diversas fases minerais, permitiram o traçado de isócronas, que antes eram impossíveis.

Para a construção de um diagrama isocrônico Rb/Sr, é requerida, além da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ normalizada, a relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Por envolver razão entre nuclídeos de dois elementos distintos, a determinação da mesma não é obtida com a mesma precisão que obtida para a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. O erro varia conforme o método de determinação quantitativo utilizado. O mais preciso de todos é o método da diluição isotópica, que requer a utilização de traçadores ("spikes") adequados de Rb e de Sr, além de um espectrômetro de massa de fonte sólida. Por esta técnica, tanto o rubídio como o estrôncio, independentemente da concentração, são determinados com precisão entre 0,25 a 0,5%, resultando, portanto, em um erro na razão $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ sempre melhor que 1%.

Durante a determinação do Sr^{86} relativo a Sr^{84} , que em sua maior parte é constituída do traçador, pode-se, também, efetuar determinações da relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, que pode ser

não só normalizada como, também, corrigida para a presença do traçador, que sempre apresenta também Sr^{87} e Sr^{86} . A razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ da amostra, assim calculada, não apresenta a mesma precisão daquela obtida sem a presença do "spike", pois depende não só das determinações precisas desta relação e do $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, necessária para a normalização, mas, também, do conhecimento da composição isotópica do traçador de Sr^{84} . O erro pode ser, em média, até duas vezes superior, dependendo do grau de enriquecimento do traçador, que pode chegar até quase 100%.

Um outro método de análise bastante empregado na determinação da relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, é o da fluorescência de raios X. A rapidez e a não necessidade de efetuar solubilizações, além de ser um método não destrutivo, torna a existência desta metodologia quase que obrigatória em todos os laboratórios Rb/Sr. A escolha de amostras para o método isocrônico é, em geral, feita com o auxílio da fluorescência de raios X. Algumas desvantagens residem no efeito matricial e também na sensibilidade menor, quando comparado com o método de diluição isotópica. Para as amostras cuja concentração é superior a 40 ppm e menor que 2000 ppm, tanto em Rb como em Sr, os erros absolutos, estimados para cada um dos elementos, após a correção matricial, preconizada por Reynolds, utilizando tubo com anodo de molibidênio (efeito Compton), é menor que 2%. O erro composto na relação Rb/Sr seria, assim, menor que 2,8%. No entanto, por envolver uma razão, e com isso cancelar uma série de fatores que são comuns ou quase iguais, o erro final é, praticamente, circunscrito a erros estatísticos individuais e aos erros do padrão utilizado. Dependendo das concentrações relativas, os erros $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ podem chegar a 1% ou menor, o que torna quase comparável com o método de diluição isotópica.

2.3. Importância dos Erros nas Diversas Técnicas de Regressão

Até aqui foi dada uma grande ênfase na importância das medidas, tanto de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ bem como de $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$. A importância, no entanto, é bastante relativa no caso da determinação de

idade convencional, por razões já comentadas. Assim, a maioria dos dados geocronológicos são interpretados com base na utilização de diagramas isocrônicos (X,Y). Aqui, valores precisos de X e Y constituem uma das condições "sine qua non" para obtenção de parâmetros a e b, bastante precisos da reta

$$(Y = bX + a)$$

Valores precisos, contudo, devido a "erro geológico" (erro extralaboratorial) não chegam a definir ou fornecer, na maior parte das vezes, uma reta bem definida ou parâmetros realísticos. Em outras palavras, não há uma reta que se ajuste dentro dos limites dos erros experimentais, ou seja, estamos face ao que Brooks et al. denomina de "errôcrona". Independentemente dos métodos utilizados para estimativa dos parâmetros, torna-se, pois, bastante importante, também, definir um índice estatístico, que, em função dos dados disponíveis, geralmente ao redor de uma dezena, permita distinguir se a reta corresponde a uma isôcrona ou a uma errôcrona, bem como avaliar erros finais mais realísticos. Em princípio, todas as técnicas de regressão devem fornecer os mesmos resultados para os parâmetros de uma reta, quando se alinham perfeitamente. Tal não é o caso quando lidamos com resultados experimentais, em que o método isocrônico constitui um exemplo.

Para facilitar a discussão, apresentaremos, a seguir, os principais tipos de tratamento estatístico, abordados na literatura geocronológica:

1. regressão simples (Y em X ou X em Y ou média das duas técnicas);
2. modelo 1, 2, 3 e 4 de McIntyre (1966);
3. modelo de York 1 e Willianson (D.York - 1966);
4. modelo de York 2 (D. York, 1969);
5. modelo de Wendt 1 e 2 (Brooks et al, 1968);
6. modelo de Cameron e outros (Cameron et al, 1981);
7. modelo de Vugrinovich (Vugrinovich R.G., 1981).

Os dados principais, relativos a cada um dos modelos acima, estão reunidos na tabela 4A e 4B.

2.4. Apreciações sobre os Diversos Modelos de Regressão (York, McIntyre, Wendt e Willianson)

Nove dos treze modelos de regressão linear, tratados aqui, são abordados de forma bastante realística, por Brooks et al. (1972). Uma revisão dos principais modelos é, também, fornecida por Snelling (1976).

Todas as regressões tratadas, com exceção dos dois últimos autores (Cameron et al. e Vugrinovich), foram desenvolvidas independentemente, mas utilizam, de certa forma, a mesma equação de minimização, que é:

$$FU = G = \sum W_i (Y_i - a - bX_i)^2,$$

onde W_i é o fator de ponderação que varia conforme o modelo. Não é assim de admirar que as estimativas para a idade, que é a função do coeficiente "b", e razão inicial, que é igual a "a", conforme testes efetuados por Brooks et al., e também no CPGeo, resultaram em dados praticamente concordantes. As diferenças observadas foram de 0,11% e 0,03%, para a idade e razão inicial, respectivamente (tabela 5 e 6). Os modelos tratados por McIntyre, fornecem um intervalo de confiança mais estreito, para o intercepto (Sr^{87}/Sr^{86} inicial), e mais largo para a inclinação b, que é proporcional à idade, comparado em relação a uma simples regressão, que atribui pesos iguais a todos os pontos, (tabela 7). As diferenças maiores, observadas, foram para os erros dos parâmetros, que, no caso do York 1, foram 25-30% menores, em relação aos outros modelos. A diferença fundamental desta discrepância, reside no fato de que, em York 1, os erros são baseados, apenas, na dispersão dos pontos, em relação à reta, enquanto que nos outros, incluindo York 2, os erros da isócrona são estimados, teoricamente, a partir dos erros experimentais.

Os erros experimentais para X e Y, em todos os mô-

Modelo	Técnica de ajuste da melhor reta ($Y=bX+a$)	TABELA 4 A Forma de Minimização do residuo $FU=S=g$	ponderação dos erros e dos pontos	observações
McIntyre 1	mínimos quadrados	$S=\sum W_i (Y_i - a - bX_i)^2$	$W_i = \frac{1}{\text{var } Y_i + b^2 \text{ var } X_i}$ $\text{var } Y_i = \frac{ND_i}{CX_i^2}$ $\text{var } X_i = \frac{ND_i}{CX_i^2}$ $c = (\text{var } X_i / Y_i^2) / N$ $ND_i = N^\circ \text{ de replic.}$	solução p/ constante b: uma equação cúbica em b, que pode ser resolvido por método iterativo. $MSWD = \frac{S}{N-2}$
McIntyre 2	mínimos quadrados	idem acima	$W_i = \left(\frac{PX_i^2 + \text{var } Y_i + b^2 CX_i^2}{ND_i} \right)^{-1}$ $PX_i^2 \text{ -- fatores de erros geológicos (sist. semi aberto)}$	Solução p/ constante "b" - idem acima. Variações de X e de Y estão correlacionados. P -- média quadrática dos desvios ponderados torneigual a 1.
McIntyre 3	mínimos quadrados	idem acima	$W_i = \left(Q + \frac{\text{var } Y_i}{ND_i} + \frac{b^2 CX_i^2}{ND_i} \right)^{-1}$	Solução p/ constante "b" - idem acima. Q -- media quadratica dos desvios ponderados torneigual a 1; variações em X e Y - sem correlação; aplicável em folhelhos.
McIntyre 4	mínimos quadrados	idem acima	$W_i = \left(PX_i^2 + Q + \frac{\text{var } Y_i}{ND_i} + \frac{b^2 CX_i^2}{ND_i} \right)^{-1}$	modelo misto de McIntyre 2 e 3
Derek York 1	mínimos quadrados $\text{incl.} L = \frac{y_i - Y_i}{x_i - X_i} = \frac{1}{b} \frac{W(X_i)}{W(Y_i)} = \frac{1}{b} \frac{\sigma_{Y_i}}{\sigma_{X_i}}$	$S = \sum W(X_i)(x_i - X_i)^2 + W(Y_i)(y_i - Y_i)^2$ $(X_i, Y_i) \text{ -- pontos de observação}$ $(x_i, y_i) \text{ -- pontos ajustados}$	$W(X_i); W(Y_i) \text{ -- pesos de várias observações}$ $\text{são inversos dos quadrados dos erros experimentais fracionais } X_i \text{ e } Y_i$ $W(X_i) = (1/\sigma_{X_i}^2)$ $W(Y_i) = (1/\sigma_{Y_i}^2)$	equação cúbica em b -- solução por processos iterativos computacional. Atribui-se um valor inicial em "b" e a iteração é feita até chegar a um valor exato. Sem correlação entre os erros experimentais.
Derek York 2	mínimos quadrados $\text{incl.} L = \frac{y_i - Y_i}{x_i - X_i} = \frac{W(X_i)}{W(Y_i)} = \frac{\sigma_{Y_i}}{\sigma_{X_i}}$	$S = \sum W(X_i)(x_i - X_i)^2 - 2r_i((W(X_i)W(Y_i))^{1/2} (x_i - X_i)(y_i - Y_i) + W(Y_i)(y_i - Y_i)^2 / (1 - r_i^2))$ $r_i \text{ -- fator de correlação entre os erros de X e Y}$ ou $S = \sum Z_i (Y_i - bX_i - a)^2 \text{ onde}$ $Z_i = \frac{W(X_i)W(Y_i)}{b^2 W(Y_i) + W(X_i) - 2br_i (W(X_i)W(Y_i))^{1/2}}$	$W(X_i); W(Y_i) \text{ -- idem de York 1}$ $\text{para } r_i = 0 \text{ S torna idêntica ao modelo de York 1}$	erros de X e Y correlacionados ("r") $Y < 1 \text{ --- } r_i = 0$ $Y > 1 \text{ --- } r_i = 0,58$ Rb/Sr $r_i = 0,76$ feldsp. $r_i = 0,55$ Pb/Pb ----- $r_i = 1$
Wendt 1	mínimos quadrados $\sigma_{X_i} \text{ -- erro de } X_i \text{ (experim.)}$ $\sigma_{Y_i} \text{ -- erro de } Y_i$	$S = \sum W_i (Y_i - bX_i - a)^2$ $a \text{ a distancia minima quadrática do ponto } P(X_i, Y_i) \text{ à linha que conduz a regressão no ponto } P'(x_i, y_i) \text{ é baseado pela reta diagonal formado pelo } \sigma_x \text{ e } \sigma_y \text{ (erro fracion)}$	$W_i = 1/(b^2 \sigma_{X_i}^2 + \sigma_{Y_i}^2)$	erros de X e de Y correlacionados; a constante b é obtida, a partir de uma equação quadrática em b, por método iterativo.
Wendt 2	idem acima	$S = \sum W_i (Y_i - bX_i - a)^2$	$W_i = 1/(b^2 \sigma_{X_i}^2 + \sigma_{Y_i}^2)$	idêntica aos modelos de McIntyre 1 e Wendt 1 a menos de fator peso W_i para ponderação dos pontos (X_i, Y_i)

TABELA 4B

Willianson	minimos quadrados	$S = \sum \left[\frac{(x_i - X_i)^2}{u_i} + \frac{(a + b(x_i - Y_i))^2}{v_i} \right]$ <p>ou</p> $S = \sum W_i (bX_i - Y_i)^2$ $W_i = (v_i + b^2 u_i)^{-2}$ $X' = X_i - X$ $Y'_i = Y_i - Y$ $\bar{X} = \sum W_i X_i / \sum W_i$	$u_i = \text{var } (X_i)$ $v_i = \text{var } (Y_i)$	semelhante à de York 1, exceto que a solução do coeficiente angular b é obtido através de uma (aproximação) equação linear em b (no York é uma equação cúbica) com melhorias nos cálculos de var b e de a.
Raymond G. Vugrinovich	Distribuição Livre	<p>$b_i = (Y_i - Y_j) / (X_i - X_j)$</p> <p>inclinação média = $\sum b_i / N$ N e N° de pontos</p>	x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x	foi desenvolvido principalmente para casos de fraca população (poucos pontos) e que estejam relativamente bem alinhados e que os erros experimentais sejam pequenas. A inclinação b é obtida pela média de $N(N-1)/2$ inclinações parciais b_i ou seja para uma isócrona de 7 pontos o valor de b é determinado através de 21 incl. parciais
Cameron "Free Line"	"free line"	<p>$X_i = x_i + d_i; Y_i = y_i + e_i$</p>	e, d_i -- representa a diferença entre o observado (X_i, Y_i) e o valor medio teórico (x_i, y_i) resíduos plotados mostram que o desvio padrão dos erros crescem com X_i mais ou menos linearmente	desvio padrão de X e Y -- cresce linearmente com X. para isocronas secundárias - fator peso = $1/X^2$. forma de erro -- correlação elipsoidal.
Cameron (Bulk - 1)	<p>$P = (0,0856, 0,7047)$</p>	x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x-x	a reta é forçada a passar pela coordenada P(0,0856; 0,7046) e a inclinação da melhor reta é baseada sobre as médias não ponderadas de $\bar{X}$ e $\bar{Y}$ e o ponto fixo P.	aplicável para um sistema Rb e ou Sr localmente aberto, mas com distribuição regional Rb/Sr permanecendo constante. O espalhamento devido ao erro geológico é muito maior quando comparado com os erros experimentais.
Cameron (Bulk - 2)	<p>idem a "free line" de Cameron, mais o ponto fixo de Bulk P(0,0856;0,7047)</p>	idem a Cameron	idem ao modelo de Cameron mais o ponto P(0,0856;0,7046)	homogeneização hoje

Tabela - 5

modelo	idade (Ma)	razão inicial
McIntyre 1	341.1 ± 1.6	0.72021 ± 0.00047
2	346.1 ± 5.0	0.71951 ± 0.00066
3	346.8 ± 3.3	0.71850 ± 0.00231
4	346.1 ± 3.6	0.71886 ± 0.00227
York 1	346.1 ± 5.3	0.71995 ± 0.00132
2 $r = 0$	345.1 ± 1.4	0.71995 ± 0.00035
$r = +1$	347.1 ± 1.2	0.72169 ± 0.00028
$r = -1$	345.0 ± 1.6	0.71978 ± 0.00041
Wendt 1	345.0 ± 1.4	0.71978 ± 0.00035
Wendt 2	345.0 ± 1.4	0.71995 ± 0.00035
Comparação de diferentes tratamentos para dados contendo erro geológico; r - coeficiente de correlação aplicado		

Tabela 6 (PEDREIRA DE MOENDA)

modelo	idade	erro	razão inicial	erro	MWSD	laboratório
York-1	2.035	61	0,7093	0,0005	0,203	CPGeo-IG-USP
Willianson	2.035	134	0,7093	0,0010	0,203	CPGeo-IG-USP
York-1	2.007	28	0,70916	0,00015	2,220	Oxford-Ingl.
Willianson	2.007	19	0,70916	0,00010	2,214	Oxford-Ingl

No. de Campo	87-Rb/-86Sr	erro	87-Sr/86-Sr	erro	laboratório
JM/BA-214 B	0,6174	0,0062	0,72688	0,00007	OXFORD-INGL.
JM/BA-214 B	0,60	0,02	0,7267	0,0009	CPGeo-USP
JM/BA-214 C	0,9284	0,0093	0,73641	0,00007	OXFORD-INGL.
JM/BA-214 C	0,95	0,03	0,7377	0,00012	CPGeo-USP
JM/BA-214 E	0,1190	0,0012	0,71265	0,00007	OXFORD-INGL.
JM/BA-214 E	0,12	0,005	0,7131	0,0009	CPGeo-USP
JM/BA-214 F	0,4056	0,0041	0,72072	0,00007	OXFORD-INGL.
JM/BA-214 F	0,42	0,01	0,7211	0,0013	CPGeo-USP

Os dados analíticos foram efetuados simultaneamente em Oxford por P. N. Taylor e por CPGeo-USP nas mesmas amostras. A tabela mostra uma boa concordância nas idades e nos valores de R_{IS} em diferentes métodos estatístico, em dados analíticos obtidos em laboratórios distintos. Os erros dos parâmetros já diferem relativamente grande de um método para outro. Quanto ao baixo valor de MWSD obtido no CPGeo é devido ao erro analítico elevado, (as intensidades dos feixes de íons foram lidos através de régua e não pelo computador).

amostra	regressão simples	Apenas variação experim.		Variação experimental e geológico		
		McIntyre modelo 1	MSWD	McIntyre modelo 2	McIntyre modelo 3	McIntyre modelo 4
Idade em Ma.						
granito vermelho	350 ± 6	344 ± 2	50,10	346 ± 11	349 ± 6	346 ± 8
séries de granito A	353 ± 3	352 ± 3	4,31	352 ± 6	352 ± 4	
séries de granito B	357 ± 1,5	357 ± 6	0,31			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial						
granito vermelho	0,7160±0,0063	0,7212±0,0007	50,1	0,7195±0,0013	0,7176±0,0054	0,7190±0,0051
séries de granito A	0,7340±0,0020	0,7343±0,0012	4,3	0,7340±0,0022	0,7341±0,0020	
séries de granito B	0,7404±0,0023	0,7408±0,0036	0,3			
Tab. 7 : Comparação de idade e de razão inicial (in McIntyre et al., 1966)						

TABELA - 8

Tabela t de student, correspondente para valores discretos de desvio padrão σ .

ND*	1 σ (68.26%)	2 σ (95.46%)	3 σ (99.73%)	4 σ (99.99%)
1	1.837	13.968	235.80	10050.
2	1.321	4.527	19.207	125.64
3	1.197	3.307	9.219	32.616
4	1.142	2.869	6.620	17.448
5	1.111	2.649	5.507	12.281
6	1.091	2.517	4.904	9.844
7	1.077	2.429	4.530	8.467
8	1.067	2.366	4.277	7.595
9	1.059	2.320	4.094	6.999
10	1.053	2.284	3.957	6.567
11	1.048	2.255	3.850	6.242
12	1.043	2.231	3.764	5.988
13	1.040	2.212	3.694	5.785
14	1.037	2.195	3.636	5.619
15	1.034	2.181	3.586	5.480
16	1.032	2.169	3.544	5.364
17	1.030	2.158	3.507	5.264
18	1.029	2.149	3.475	5.177
19	1.027	2.140	3.447	5.102
20	1.026	2.133	3.422	5.036
25	1.020	2.105	3.330	4.795
30	1.017	2.087	3.270	4.645
35	1.014	2.074	3.229	4.543
40	1.013	2.064	3.199	4.468
45	1.011	2.057	3.176	4.412
50	1.010	2.051	3.157	4.367
60	1.008	2.043	3.130	4.302
70	1.007	2.036	3.111	4.256
80	1.006	2.032	3.097	4.223
90	1.006	2.028	3.086	4.197
100	1.005	2.025	3.077	4.177
200	1.003	2.013	3.038	4.087
500	1.001	2.005	3.015	4.034
∞	1.000	2.000	3.000	4.000

delos, são tomados como uma certa porcentagem dos mesmos. Uma das exceções é verificada nos modelos de McIntyre, conforme já comentado, podendo ser melhor visualizada na tabela 4A e 4B. A variância de X, é tomada como proporcional a X ao quadrado, em todos os modelos, ao contrário da usual, que é admitida como inverso da variância experimental. Quanto aos erros em Y, no McIntyre 1 é assumido um erro absoluto constante. Tal procedimento foi baseado em diversos dados, obtidos em análises em duplicata de rocha total, com razões compreendidas entre 0,700 a 0,712, para Sr^{87}/Sr^{86} . Uma outra exceção, quanto ao erro, tanto em X como em Y, é observada nos modelos de Cameron, que são apropriados para um caso muito restrito de sistema aberto por um metamorfismo posterior.

Um aspecto importante, observado por Snelling (op. cit.), é a forma como os erros experimentais são processados nos diferentes programas, e, também, na forma como os erros da inclinação e interseção são calculados. Isto explicaria as pequenas discrepâncias observadas por dados obtidos por diferentes programas. Alguns admitem erros fracionais ou valores absolutos, enquanto outros admitem erros percentuais. Tais procedimentos levam a ponderações bastante distintas para um mesmo ponto, conforme a situação, se o erro é tomado de uma forma ou de outra. Outros podem embutir, nos resultados finais obtidos, fatores, como o tipo T de Student, que ampliem os erros derivados de análises em duplicata, e que, às vezes, não aparecem, explicitamente, nos programas.

Diante da multiplicidade de modelos e critérios de escolha de erros, e, daí, da ponderação, fica, aqui, uma pergunta muito comum entre geocronólogos. Qual é o melhor modelo? Na verdade não existe um único modelo. Para amostras cogenéticas, e que se alinham dentro do erro experimental obtido, o melhor modelo é aquele que reúne, a nosso ver, alguns quesitos, conforme enumeramos abaixo:

1. os erros experimentais obtidos, devem ser os mais realísticos possíveis e inferidos, ou calculados, através de análises em

duplicata, pelo menos. Nem sempre o erro experimental em uma única determinação é confiável, isto é, a reprodutibilidade das análises, em duplicatas, pode superar, em alguns casos, os erros experimentais individuais;

2. os erros calculados da inclinação (idade) e interseção (RI) de vem ser bastante sensíveis aos erros experimentais assinala dos;
3. deve-se embutir um fator multiplicativo adequado, que leve em conta o número de análises na estimativa dos erros dos parâme tros, já que uma das maiores restrições no laboratório é a se- vera limitação no número;
4. uma boa isócrona é aquela que tenha variações dos pontos, co- brindo, homogeneamente, toda a extensão da reta, conforme ob- servado na fig. 4A. As figs. 4B e C, praticamente corresponde- riam a uma isócrona de 2 pontos.
5. quando os valores das razões Rb^{87}/Sr^{86} forem menores que 1,00, será necessário que se determine com muita precisão as razões Sr^{86}/Sr^{86} , pelo menos envolvendo da quarta à quinta casa deci- mal.

Como última característica, parece bastante impor- tante fazer algumas considerações a respeito de fatores multipli- cativos aos erros finais. Estes fatores, quando aplicados, decor- reriam de uma fato bastante comum a todos os laboratórios de geo- cronologia, que é a restrição no número de análises. Na maioria das isócronas, compartilham, quando muito, uma dezena de pontos, mostrando, com isto, uma incerteza na estimativas dos erros. Esta incerteza, associada à reduzida amostragem, tomada de uma popula- ção admitida como distribuição normal, que é um outro aspecto dis cutível, pode ser contornada fazendo uso multiplicativo T de Stu- dent adequado, conforme o número de duplicatas e nível de signifi- cância. Por exemplo, se os erros dos parâmetros da isócrona final são baseados em 10 análises, em duplicata, os mesmos devem ser

Comparações dos erros dos parâmetros da reta para diversas distribuições de pontos:

As retas acima foram baseados pelos pontos artificiais com erros percentuais fixado de 1% em X e 0,1% em Y ; inclinações próximos de 0,0200; razão inicial = 0,7050 e coeficiente de correlação = 1,000. Na obtenção dos parâmetros da reta e seus respectivos erros foram utilizadas técnicas de mínimos quadrado modelo Williamson .

comentários	MSWD	incl. "b" erro	r. inicial erro
fig. 4A - pontos distribuídos homogêaneamente na reta	0,34	0,02003 ± 0,00013 (0,67%)	0,7048 ± 0,00063 (0,09%)
fig. 4B - maior densidade de pontos próximo a origem	0,65	0,02002 ± 0,00017 (0,84%)	0,7051 ± 0,00044 (0,06%)
fig. 4C - maior concentração dos pontos na região mais afastada origem	0,20	0,01999 ± 0,00012 (0,60%)	0,7050 ± 0,00084 (0,12%)
fig. 4D - nenhum ponto próximo à origem	0,19	0,02005 ± 0,00103 (5,15%)	0,7043 ± 0,00104 (1,48%)

Obs.: 1) ponderação em X : $1/\sigma_x^2$

$$W_i = \frac{1}{\sigma_y^2 + (b\sigma_x)^2} \rightarrow \text{fator peso dos erros analíticos}$$

2) ponderação em Y : $1/\sigma_y^2$

$$3) \text{ centróide : } X_c = \frac{\sum W_i X_i}{\sum W_i}; Y_c = \frac{\sum W_i Y_i}{\sum W_i}$$

$$4) \text{ MSWD} = \frac{\sum W_i (Y_i - bX_i - a)^2}{n-2} = \frac{\sum (\text{resíduo})^2}{n-2}$$

o valor de MSWD não só depende da valor relativo entre o ponto observado e a melhor reta estimada, mas também do inverso das variâncias dos valores analíticos.

multiplicados por 1,053, ao nível de 1 sigma, e 2,284, ao nível de 2 sigma (tabela 8). Tal procedimento, conforme observa também Brooks et al. (1972), não teria sentido, pois os modelos seriam válidos ou aplicáveis apenas quando estamos face a uma isócrona que, por definição, é baseada em todos os pontos alinhados dentro dos limites do erro experimental, conforme frisado no início. Caímos, então, agora, em outra questão, que é a de reconhecer uma isócrona de uma "errócrona", em que os pontos se alinhem, ou não, dentro dos limites dos erros individuais, ou consignados. Uma abordagem não adequada, desse problema, é a de se calcular o coeficiente de correlação r . A não adequacidade procede do fato de que este coeficiente leva em conta, apenas, a posição relativa dos pontos, e desconsidera os erros experimentais, além de, devido a este último fato, não se poder estabelecer um limite que permita distinguir isócrona de "errócrona".

Um teste mais convincente, que permite aferir a qualidade de ajuste da reta, sendo de larga utilização, é sugerido por McIntyre (1966). O limite sugerido entre isócrona e errócrona seria 1, para o desvio médio quadrático ponderado, abreviadamente MSWD (mean square of weight deviates) conforme já definido (tabela 4A). Brooks, Hart e Wendt (1972) argumentam, contudo, que o uso de $S/(n-2)=1$, como um critério de ajuste de pontos experimentais à reta, é aplicável nos casos em que participam grande número de pontos, e, ainda, quando os erros consignados são derivados de um grande número de análise em duplicata. Tal procedimento não é, contudo, verificado em cada isócrona, na maioria dos laboratórios. Mais realisticamente, parece-nos conveniente, conforme sugere Snelling (1976), utilizar um nível de corte ("cutoff level") para MSWD, tomado da tabela 9, apresentado por Brooks et al. (1977), conforme segue (nível de confiança de 95%):

Tabela 9

Nº de pontos na isócrona	3	4	5	6	7	8	9	10
limite $p/MSWD(is./erróc.)$	3,92	3,07	2,68	2,45	2,29	2,18	2,09	2,02

Quando o valor de MSWD for maior que o referido na tabela acima, estamos diante de uma errôcrons (Brooks et al. 1977), ou seja, os erros analíticos são menores em relação à dispersão dos pontos em torno da melhor reta, podendo tratar-se de rochas não cogenéticas ou, se são cogenéticas, então o sistema permaneceu aberto devido a algum problema geológico. Obviamente, quanto maior for o erro analítico, menor será o MSWD e vice-versa, quanto menor for o erro analítico maior será a tendência do MSWD (fig. 5). Por outro lado, quando o valor de MSWD for menor em relação ao referido na tabela 10, encontramos-nos diante de uma isócrona, se as rochas forem cogenéticas, geologicamente (nem sempre as rochas são cogenéticas e podem ter MSWD baixo). Seria desnecessário dizer que uma simples troca de amostra, em uma das várias etapas laboratoriais, poderia redundar num erro que poderia ser confundido, perfeitamente, como erro geológico. Um procedimento bastante comum, nestes casos, é rejeitar este ponto considerando-o como referente a uma amostra anômala, ou, então, utilizar modelos adequados em função do tipo de amostra.

Fig. 5 Comparações dos valores de MSWD, idade e razão inicial, variando somente os erros de X e de Y

SPR	Nº CAMPO	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro 3%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro .3%	SPR	Nº CAMPO	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro 1%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro .023%
4731	AC-1B	2.640+-	0.079	0.83100+-	0.00249	4731	AC-1B	2.640+-	0.026	0.83100+-	0.00019
4732	AC-1C	2.500+-	0.075	0.82300+-	0.00247	4732	AC-1C	2.500+-	0.025	0.82300+-	0.00019
4733	AC-1E	1.270+-	0.038	0.76580+-	0.00230	4733	AC-1E	1.270+-	0.013	0.76580+-	0.00018
4734	AC-1I	0.360+-	0.011	0.71840+-	0.00216	4734	AC-1I	0.360+-	0.004	0.71840+-	0.00017
7896	AC-1H	0.642+-	0.019	0.73568+-	0.00220	7896	AV-1H	0.642+-	0.006	0.73568+-	0.00017
RESULTADOS :						RESULTADOS :					
Razão Inicial = 0.70256 +- 0.00148 (0.21%)						Razão Inicial = 0.70152 +- 0.00148 (0.21%)					
Inclinação = 0.04881 +- 0.00118 (2.41%)						Inclinação = 0.04994 +- 0.00185 (3.70%)					
Idade para $1.42\text{E}-5$ = 3356.4 +- 80.9 ma (2.41%)						Idade para $1.42\text{E}-5$ = 3432.1 +- 127.0 ma (3.70%)					
MSWD = 0.493501 Coef. Correlação = 0.9996						MSWD = 22.233997 Coef. Correlação = 0.9997					
Nível de Corte (2sigma) = 2.68						Nível de Corte (2sigma) = 2.68					
Centroide = (0.990 ; 0.75087) No. Pontos = 5						Centroide = (0.627 ; 0.73285) No. Pontos = 5					

Obs.: quanto maior valor atribuído aos erros analíticos, menor será o valor de MSWD.

III. SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA DO ESTADO DA BAHIA

1. Introdução

A Bahia é um dos estados brasileiros com maior acervo de dados geológicos (cartografia básica) e geocronológicos, por razões de uma política objetiva encetada, de há muito, pela Secretaria de Minas e Energia, bem como pela feliz coincidência de diretrizes do governo federal (CPRM, DNPM, SUDENE, CBPM, etc.).

O território do Estado da Bahia, em sua grande maioria, acha-se inserido na Província Estrutural do Craton do São Francisco (Almeida et al. 1977), tendo as demais porções situadas nos chamados sistema de dobramentos Sergipano (a nordeste), Rio Preto-Riacho do Pontal (ao norte) e Araçuaí/Ribeira (a sudeste).

Na fig. 6, constam as principais cidades mencionadas no texto, e a fig. 7 apresenta o mapa geocronológico simplificado (Mascarenhas et al. - inédito). Os comentários geocronológicos, a seguir, serão discutidos, tomando como subdivisões os períodos (eras) geológicos: Arqueano (pré-Jequié e Jequié), Proterozóico (inferior, médio e superior) sendo as idades K/Ar discutidas, de forma regional (figs. 6 e 7 - ver no anexo).

O Craton de São Francisco é uma plataforma sin-Brasiliana, cujo embasamento é de consolidação pré-Brasiliana (Almeida, 1977). Esta unidade abrange, além do Estado da Bahia, grande porção do Estado de Minas Gerais.

Na literatura especializada, constam vários trabalhos específicos sobre a evolução geológica e terminologia lito-estratigráfica, desses elementos geotectônicos, permitindo ao autor concentrar-se mais na parte geocronológica, propriamente dita.

As sínteses mais atualizadas sobre a geologia re-

gional e geotectônica, da área em epígrafe, podem ser encontradas em Almeida e Hasui (1984), Schobbenhaus et al. (1984), Inda e Barbosa (1978) e nos volumes 24, 29 e 30 do Projeto RADAM. A principal síntese geocronológica pode ser encontrada em Brito Neves et al. (1980).

2. Núcleos Antigos pré-Jequié - >3.000 Ma.

No território baiano, se encontram os registros geocronológicos mais antigos, em idade, e com melhor documentação sobre os dados analíticos, por enquanto, da Plataforma Sul Americana como, por exemplo, é o caso do tonalito de Boa Vista (embasamento do Cinturão Contendas - Mirante), onde foram obtidas idades isocrônicas Rb/Sr e Pb/Pb, da ordem de 3,46 Ga., e idade modelo Sm/Nd T(CR) de 3,76 Ga. Os eventos geológicos mais marcantes no Arqueano, se situam no Ciclo Jequié, com caracterizações de grandes episódios tectono-orogênicos e termo-tectônicos (adições e retrabalhamentos crustais), em toda a porção centro-este do estado, entre 3.100 Ma. a 2.500 Ma., com um pico em torno de 2.700 Ma.. As áreas arqueanas citadas nas tabelas 10 e 11, estão representadas no mapa geocronológico (fig. 7), em roxo claro e roxo escuro, nos intervalos entre 2.500 - 3.000 Ma. e >3.000 Ma., respectivamente. Partes desses terrenos, serviram como embasamento e como a matéria prima para novas formações geológicas (refusão e rehomogeneização), nos eventos e ciclos posteriores (pós-Jequié).

No Ciclo Jequié, ocorreram muitos eventos de intensa gnaissificação, migmatização e granulitização. Há evidências, inclusive, da existência de terrenos "granito-greenstone" do contexto geológico Arqueano. Os conhecimentos atuais de núcleos, fragmentos e regiões pré-Jequié (>3.000 Ma.), estão relacionados na tabela 10.

Os domínios citados na tabela 10, não constituem grandes áreas contínuas, formadas e completamente estabilizadas no Arqueano. Os fenômenos tectono-termais relacionados, a ciclos mais recentes, como Jequié e Transamazônico (a serem discutidas

TABELA 10

NÚCLEO, FRAGMENTO OU REGIÃO	LITOLOGIA	GEOCRONOLOGIA idade em m.a. Iv - isócrona verdadeira Ir - isócrona de referência	REFERÊNCIA
1 Mutuípe Mutuípe/Ipiaú Sul U. Conquista	enderbrito, charnoquito, charno enderbrito, leptnito R. Charnoquítica gnaisses	Rb/Sr - Iv=3160; RI=0,711 Rb/Sr - Ir=3500; Ri=0,7015 Rb/Sr - Ir=3012; Ri=0,7009 Ir=2840; Ri=0,722	Brito Neves 1980; Cordani/Iyer -1979 SME/IG-USP -1980 SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.1982)
2 Contendas Mirantes Sete Voltas	granito - migmatito granodiorito	Rb/Sr - Ir=3180; Ri=0,704 Rb/Sr - Iv=3018; Ri=0,7017	Marinho et al 1979 Cordani et al 1985
2 Serra dos Meiras/ Sete Voltas Boa Vista	metatexitos/granitóide tonalito/granodiorito	Pb/Pb - IV=3170; u=7,64 Rb/Sr - Ir=3180; Ri=0,704	Marinho et al. 1979
Boa Vista/Sete Voltas Mata Verde	tonalito/granodiorito	Rb/Sr - Iv=3433; Ri=0,7006 Pb/Pb - Iv=3430; u=8,67 Rb/Sr - Ir=3400; Ri=0,700	Cordani et al 1985
Lagoa do Morro/Anagé	granodiorito	Rb/Sr - Ir=3145; Ri=0,7023 Pb/Pb - Ir=2970; u=8,33	Cordani et al 1985 IG-USP/OXFORD (inédito)
3 Poço de Fora/Uauá	gnaisses	Rb/Sr - Iv=3012; Ri=0,7009	SME/IG-USP (inédito)
4 Rio Capim	tonlitos	Rb/Sr - Iv=3120; Ri=0,702	SME/IG-USP (Mascarenhas et al.1982)
5 Remanso	gnaisses	Rb/Sr - Iv=3180; Ri=0,7127	SME/IG-USP (inédito)
5 Largo/Mundo Novo/ Aracatã/Brumado	gnaisses R. graníticas	Rb/Sr - Ir=3100; Ri=0,702 Rb/Sr - Ir=3100; Ri=0,704	Jardim de Sa (1978) SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.1982)
6 Guanambi/Caetité	leuco granitóide/granulito	Rb/Sr - Iv=3030; Ri=0,7049	SME/IG-USP (inédito)

Obs.: 1 - Complexo Jequié
 2 - Cinturão Contendas-Mirante
 3 - Nordeste da Bahia.
 4 - Norte da Bahia
 5 - Norte do Compl. Jequié/Sul de Jacobina
 6 - Sudoeste da Bahia

mais adiante), mascararam e modificaram os padrões geocronológicos e geotectônicos de muitos outros terrenos arqueanos.

No Cinturão Contendas-Mirante, além dos tonalitos de Boa Vista, há outras ocorrências de núcleos pré-Jequié, como os granodioritos de Sete Voltas, Lagoa do Morro e Anagé. Geologicamente, os granodioritos de Sete Voltas parecem ser cogenéticos aos tonalitos de Boa Vista. A isócrona de referência dessas duas unidades, evidencia uma idade Rb/Sr de 3.400 Ma. ($RI = 0,7000$), com um bom alinhamento dos pontos, mas, por outro lado, o núcleo de Sete Voltas, analisado isoladamente, forneceu uma idade Pb/Pb de 3.170 Ma., com $u = 7,84$, concordante com o método Rb/Sr, cuja idade é de 3.018 Ma. e com $RI = 0,7017$. O valor de $u_1 = 8,67$ ($^{238}U/^{204}Pb$), para os tonalitos de Boa Vista, está um pouco elevado para representar uma origem a partir do manto, utilizando-se, como evidências, dados Sm/Nd de idades modelos $T(CHUR) = 3,58$ Ga., $T(DM) = 3,65$ Ga. e $T(CR) = 3,73$ Ga. (dados obtidos em Oxford por P.N.Taylor). como indicativos da época de separação manto-crosta. Entretanto, com relação aos granodioritos de Sete Voltas, temos a coerência tanto em idade Rb/Sr e Pb/Pb, como nos valores de razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} e de $u_1 = U^{238}/Pb^{204}$, indicativos de origem a partir do manto. Assim, no momento, a interpretação mais sensata é a da formação de dois corpos, durante eventos separados no tempo.

Os granodioritos de Sete Voltas, Serra dos Meires, Lagoa do Morro, Anagé e os tonalitos de Boa Vista (vide a fig. 7), refletem, em sua maioria, estruturas ovaladas (domos manteados) e apresentam, nas bordas, estruturas migmatíticas, passando, de forma gradacional, para migmatitos regionais, com foliação gnáissica pronunciada, relacionada às rochas encaixantes (Mascarenhas et al. 1984), todas constituindo o embasamento para a sequência vulcano-sedimentar Contendas-Mirante (Marinho et al. 1979). Em adição, reforçando a estrutura dômica, encontra-se, em Sete Voltas, auréolas termais (hornfels) de 1.900 Ma. (Marinho et al. 1979; Cordani et al. 1985). Esta idade é interpretada como a época de colocação dos granitóides de Sete Voltas, responsá

veis pelas estruturas dômicas.

A região de Mutuípe, situada em terreno de alto grau metamórfico (tabela 10), evidencia uma idade isocrônica Rb/Sr de 3.160 Ma., com uma relação inicial de 0,711 (Cordani e Iyer, 1979). A elevada razão inicial, indica que as rochas foram retrabalhadas, a partir de um material crustal pré-existente, ou magma proveniente do manto, com um certo tempo de resistência crustal. Já a idade Pb/Pb, forneceu uma isócrona de 3.598 Ma., com u_1 de 9,28. A discordância nas idades Pb/Pb e Rb/Sr, pode ser justificada pela saída de U a uma determinada época, resultando na idade mais antiga, em método Pb/Pb (paleoisócrona). O efeito de metamorfismo de alto grau, bem após a cristalização ígnea primária, pode provocar severa perturbação dos sistemas de rocha total U/Pb e Rb/Sr (especificamente perda de U e Rb), segundo Moorbath e Taylor (1980). O arranjo linear Pb-Pb, não é mais considerado como uma verdadeira isócrona secundária, mas como uma paleoisócrona transposta. Para os granulitos de Mutuípe, esta perda de U poderia estar associada a 2.000 Ma., e a idade real seria, então, de 2.700 Ma., com u_1 de 7,5. O baixo valor de u_1 sugere que o material precursor é da crosta inferior. Para confirmar, necessita-se de dados Sm/Nd.

Como se vê na tabela 10 e na figura 6 são encontrados outros núcleos, ou fragmentos antigos, pré-Jequié, preservados, como em Aracatú/Brumado, Rio Capim, sul de Vitória da Conquista, Guanambi/Caetité, Uauá/Poço de Fora (Convênio SME/CPGeo-IGUSP), Largo, Mundo Novo e Santa Rosa (Jardim de Sá et al.). Esses terrenos, e os demais anteriormente citados, formaram-se durante evento, separados ou não, em torno de 3.100 Ma.. Estes terrenos, provavelmente, vieram a se consolidar no final do Arqueano, por volta de 2.700 Ma., quando um episódio extensivo de formação de granitos ocorreu durante o Ciclo (por exemplo, Jequié, Bernarda, etc.). No ciclo Transamazônico, há evidências geocronológicas de eventos adicionais de acreção metamorfismo, rejuvenescimento isotópico, etc., atingindo estes terrenos de forma variada, como reflexo do que ocorreu, extensivamente, por toda a costa leste baiana (ver discussão adiante).

3. Arqueano Superior (3000-2500 Ma.)

3.1. Terrenos gnáissicos migmatíticos e graníticos

As regiões de alto grau metamórfico, são representadas por rochas, cujas associações paragenéticas refletem metamorfismo das facies granulito e anfibolito alto, apresentando, entretanto, retrometamorfose local, a facies xisto verde. Estas rochas de alto grau, ocorrem em toda a província São Francisco, (as sociadas a muitos metassedimentos e com rochas básicas). Na Bahia, estes terrenos afloram no Complexo de Jequié (Centro-leste), Para mirim e Santa Izabel (Sudoeste), regiões de Brumado-Aracatu (Sul), Remanso-Casa Nova (Norte), (Brito Neves et al. 1980), cinturão Salvador-Juazeiro (Leste-Nordeste), (Cordani e Brito Neves, 1982), região Correntina (Oeste), etc.

3.2. Terrenos do tipo granito greenstone

Vários cinturões vulcano-sedimentares de baixo grau, têm sido observados no NE do Craton de São Francisco.

Estruturas do tipo "greenstone-belt" ocorrem em Serrinha-Santa Luz (Mascarenhas 1973, Kishida 1979), Umburanas (Lima et al. 1979), Barreiro (Silveira et al. 1981).

Prováveis terrenos granito-greenstone são conhecidos, como Rio Capim, Contendas-Mirante, Urandí-Licínio de Almeida, Brumado, Boquira, Riacho da Santana, Jãcobina (Mascarenhas 1976/1979). Mascarenhas (1984) especula, neste sentido, ainda outras áreas como as do grupo Colomi, Serra das Éguas, Complexo Salitre, Bate Pé, Casa Nova e Ibo (no que é combatido por diversos autores) (vide a fig. 8).

Devido a complexidade da evolução crustal geológica com o tempo, às superposições, na maioria das vezes, tornam difíceis as reconstituições espaciais e cronológicas. Em todos esses prováveis terrenos "granito greenstone", há carência, ainda, de muitos detalhes e de pesquisas. A maioria deles é muito impró-

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

10°

-10°

13°

-13°

Coberturas sedimentares do Fanerozóico

Coberturas sedimentares e metassedimentos do Proterozoico Superior

1 Bambuí, 2 - Una, 3 - R. Pardo,
4 Estância 5 - Salgueiro-Cochoeirinha, 6 - Vaza -
Barris/Miaba. (metassedimentos).
7 - Macururé - (metassedimentos predo-
minantes, gnaisses e anfibolitos)
8 - Macaúbas - (supracrustais). 9 - Cobertura sedimentar - Grupo Chapa
da Diamantina.
10 - sistema de dobramento Espinhaço

Supra crustais/Greenstone Belts do Prot. Inferior e do Arqueano

11 - Serrinha, 12 - Jacobina, 13 Contendas-Miran-
te, 14 - R. Capim, 15 - Brumado-Anagé, 16-
Boquira, 17 - Urandi, 18 - Licínio de Almei-
da e 19 - Colômi-Barreiros. Terrenos graníticos, gnaissicos e migmatíticos do Proterozoico
e Arqueano:

Terrenos de alto grau metamórfico do Prot. Inferior

20 - Cinturaõ Salvador-Juazeiro
21 - Correntina-Guanambi

Terrenos granulíticos arqueanos:

22 - Complexo Jequié
23 - Complexo Santa IzabelRef.: 1) Mapa Geocronológico do Estado da Bahia (Mascarenhas et. al -
no prelo).

2) Mapa Geológico do Estado da Bahia - escala 1:1000 000 (1978)

3) Mapa Geológico - Projeto RADAMBRASIL - escala 1:1000 000.

4) Esboço Geológico do Craton do São Francisco (Cordani e Bri-
to Neves - 1982)

vável para muitos autores.

Para as supracrustais destes terrenos, como será discutido, os registros geocronológicos são todos de âmbito do Proterozóico Inferior.

3.3. Geocronologia

Os eventos tectono-magmáticos e correlatos do Prot. Superior, com o atual acervo de dados radiométricos, adquiriram excelentes registros em vários tratos geotectônicos, sendo, a principal área de ocorrência, a região central da Bahia (Complexo Jequié), em diferentes contingentes lito-estruturais. O Ciclo Jequié foi, inicialmente, definido por Cordani (1973a) na região homônima. Atualmente, são conhecidas mais de 20 regiões, ou núcleos (isôcrona de afloramento com mínimo de 4 pontos), em todo o Estado da Bahia (vide a tabela 11) e no mapa geocronológico, fig. 7) como pertinente a este ciclo. Grande parte das crostas foi formada por aglutinação de diferentes blocos, por movimentos tangenciais, no decorrer dos ciclos tectono-magmáticos posteriores ao Arqueano, e mesmo ao curso de eventos de acreção episódicos.

As maiores concentrações de dados radiométricos, referente a este ciclo, estão no complexo granulítico Jequié (fig. 6). Existem dados isocrônicos, com idades variando desde 3.000 a 2.500 Ma.. A interpretação aqui postulada, para estas diferentes idades, é a de que as mesmas foram causadas, inicialmente, por processos de entradas (ganho) e saídas (perda) de materiais, ou, ainda, que os processos magmáticos-sedimentares-tectônicos, ocorridos ao longo do Arqueano, foram sucessivos e ocorreram em períodos curtos, com pico em determinada época (2.700 Ma.), onde eventos mais intensos e extensos demarcariam os auge dos ciclos geotectônicos, geocronologicamente considerados. A sua exposição em superfície, hoje (Brito Neves et al. 1980), como representante da crosta inferior, formada no Arqueano, é produto de levantamento regional subsequente ao ciclo Transamazônico, como vêm atestando

sistematicamente as determinações K/Ar (um item 8 deste capítulo).

Além do Complexo Jequié, há várias ocorrências isoladas, pertinentes a este ciclo (tabela 11), no interior de vários complexos, ou grupos, ou faixas, sob denominações de vários autores: Cinturão móvel Salvador-Juazeiro, Complexo Paramirim, Complexo Caraíba, Complexo Caraíba-Paramirim e Complexo Brumado. Das regiões de Paramirim, Brumado, Aracatu e Bernada, constam, na tabela 11, várias isócronas em diferentes trabalhos específicos, variando desde 2.600 a 3.000 Ma., sugerindo um extensivo evento da formação crustal no Arqueano, o qual envolveu intrusão de granito, anatexia, metassomatismo e retrabalhamento de material. O Complexo Santa Izabel, corresponde a uma sequência de gnaisses de grande variação composicional, e migmatitos, onde o metamorfismo granulítico produziu pequenas massas de composição enderbítica, associadas aos gnaisses (Barbosa e Moutinho da Costa, 1973). Segundo Brito Neves (1980), este complexo tem um padrão geocronológico similar ao Complexo Jequié, que teria servido como embasamento para unidades de idade Transamazônica, que teriam sido retrabalhadas e rejuvenescidas nas condições de infraestrutura. A isócrona de referência disponível Rb/Sr, analisadas por Jardim de Sá (1976), Cordani (1979) e reportada por Siga (1982) fornece uma idade de 2.700 Ma., com RI de 0,705. Por outro lado, na região norte do Complexo de Jequié, os núcleos arqueanos ocorrem com maior frequência, entre duas regiões: Serrinha-Capim e a oeste de Jacobina. Entre essas duas regiões, o terreno foi fortemente marcado pelo cinturão móvel Salvador-Juazeiro no Transamazônico.

A isócrona Pb/Pb, obtida em Oxford, nas imediações de Guanambi/Santa Izabel, evidenciou uma idade de 2.910 Ma., com u_1 de 8,38. Este resultado, ainda deve ser visto com certa ressalva, podendo tratar-se de uma paleoisócrona transposta ou de uma idade aparente (contaminação de Pb). Já nas imediações de Correntina, Sul de Correntina e nas vizinhanças de Guanambi, as idades Rb/Sr são todas transamazônicas, com baixa razão inicial em torno de 0,7035, podendo tratar-se de uma área de cinturão móvel do Transamazônico.

TABELA - 11

LOCALIZAÇÃO	LITOLOGIA	GEOCRONOLOGIA		REFERÊNCIA
		Idade em Ma.		
		Iv- isócrona verdadeira		
		Ir- isócrona de referência		
1	Bloco Jequie'	R. granulíticas	Rb/Sr - Ir=2700; Ri=0,707	Brito Neves, 1980
	Jequie'	R. granulítica	Rb/Sr - Ir=2810; Ri=0,704	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Jequie'/Manuel Vitorino	granulito/charnoquito	Rb/Sr - Iv=2900; Ri=0,706	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Jitaúna/Jequie'	migmatito/granulito	Rb/Sr - Iv=2700; Ri=0,705	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	LAJE	Charnoquito/granulito	Rb/Sr - Iv=2850; Ri=0,703	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Boa Nova/Dario Meira	granulito	Rb/Sr - Iv=2760; Ri=0,703	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Firmino Alves/	gnaisses	Rb/Sr - Ir=2690; Ri=0,708	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Itapetinga			
	Oeste de Ipiatú	migmatito	Rb/Sr - Iv=2800; Ri=0,709	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Leste de Ipiatú	granulito	Rb/Sr - Iv=2705; Ri=0,7015	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)
	Bloco Itabuna	r. granulíticas/gnaissicas	Rb/Sr - I =2700; Ri=0,705	Pedreira et al.1978
	Itamaia/Pé de Serra/	Charnoquito	Rb/Sr - Iv=2629; Ri=0,7021	SME/IG-USP (inédito)
	Porto Alegre			
	Região de Itaberaba	diatexito/granul/charnoquito	Rb/Sr - Ir=2665; Ri=0,7101	SME/IG-USP (inédito)
2	Mutuipe/Eng. Franco/	charnoquito/granulito/	Rb/Sr - Ir=2870; Ri=0,704	SME/IG-USP (inédito)
	Ipiatú	granulito enderbito	Rb/Sr - Ir=2700; Ri=0,706	" " "
	SW Bloco de Jequie'	Granulito/Migmat./G.Norito	Rb/Sr - Ir=2700; Ri=0,707	Barinbo et al.1979
3	Região de Remanso		Rb/Sr - Ir=2600; Ri=0,705	Colombo-P. Radam
	Remanso	gnaisses	Rb/Sr - Iv=3180; Ri=0,7127	SME/IG-USP
4	Complexo Santa Isabel		Rb/Sr - I =2680; Ri=0,705	Cordani, 1979
	Guanambi/S. Isabel	granulito	Rb/Sr - Iv=3030; Ri=0,7048	SME/IG-USP (inédito)
5	Lagoa Real	migmatitos	Rb/Sr - Iv=2860; Ri=0,705	Cordani 1982
	Lagoa Real/Sao Timóteo	migmatitos	Rb/Sr - Ir=2890; Ri=0,705	Cordani, 1982
	Bernarda	Granitoide	Rb/Sr - Iv=2686; Ri=0,7053	SME/IG-USP (Mascarenhas et.al.)

continua

4	Vale do Paramirim - Alto do Rio Contas	Gnaisses/migmatito	Rb/Sr - Ir=2680; Ri=0,700	Jardim de Sá et al, 1978
	Guajeru/Malhada Pedras	gnaisses/Migmatito	Rb/Sr - Ir=3000; Ri=0,702	SME/IG-USP (inédito)
	Aracatú	granito	Rb/Sr - Ir=2950; Ri=0,7024	Cordani, 1979 (inédito)
	Aracatú/Brumado	granito/migmatito	Rb/Sr - Ir=2743; Ri=0,7053	Cordani et al. 1985 (inédito)
	Oeste de Brumado	migmatito	Rb/Sr - Iv=2600; Ri=0,705	Cordani et al, 1979
	Região de Juazeiro	granito/anatexito/gnaiss.	Rb/Sr - Ir=2500; Ri=0,705	P. RADAM, VOL. 30
	Santa Rosa/Caraíba	migmatito/gnaisse	Rb/Sr - I =2500; Ri=0,705	Jardim de Sá, 1978
	Araci/Santa Luz	Migmatito	Rb/Sr - Iv=2746; Ri=0,7052	SME/IG-USP (inédito)
5	Bacia de Lençóis	migmatito/gnaisses	Rb/Sr - Ir=2600; Ri=0,705	CPGeo/CPRM - inédito
	Região de Serrinha	migmatitos	Rb/Sr - Ir=2430; Ri=0,705	SME/IG-USP (inédito)
			Ir=3000; Ri=0,700	
	Oeste de Jacobina	migmatitos	Rb/Sr - Iv=2663; Ri=0,700	CPGeo-dados inéditos

- Obs.: 1 - Complexo Jequié
2 - Região de Remanso (Norte da Bahia)
3 - Região de Guanambi/Santa Isabel (Sudoeste da Bahia)
4 - Região de Aracatu/ Brumado / Paramirim /Bernarda (Centro Sul da Bahia)
5 - Região de Serrinha / Caraíba / Jacobina (Nordeste da Bahia).

SME/IG-USP -: K. Sato para J.F. Mascarenhas - relatório interno - 1980 a 1985

Segundo Brito Neves et al. (1980), a região central do Estado (Complexo Jequiê, região de Santa Izabel, Brumado, Contendas-Mirante) foi formada em condições mesozonais, agrupada mais ou menos, sem entrar no mérito de ter representado um único bloco, ou ter resultado na aglutinação de blocos distintos, posteriormente à sua formação. Esta porção crustal, em épocas posteriores ao fecho do Arqueano, não foi transformada substancialmente por processos meso-catazonais.

4. Proterozóico Inferior (2.500-1.800 Ma.)

Ciclo Transamazônico (2.150-1.800 Ma.)

O Ciclo Transamazônico é de melhor caracterização no embasamento do Craton de São Francisco. A caracterização geocronológica já é, relativamente, bem formulada e representativa, em toda a região da Bahia, em todos os tipos de terrenos de alto, médio e baixo graus, como nas seguintes regiões:

a. Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro (em parte arqueano nas imediações de Araci-Santa Luz), a leste;

b. Cinturão Móvel Correntina-Guanambi, a oeste, e

c. nas imediações de Campo Alegre de Lourdes Remanso a norte, (vide a tabela 12 e fig. 7 anexa - azul claro: 1.750 a 2.150 Ma.; azul escuro: 2.150 a 2.500 Ma.). É possível que, no Ciclo Transamazônico (como no Arqueano), tenham ocorrido muitas acreções do manto, como também refusões de materiais pré-existentes, de maneira episódica ou não, formando, assim, complexa delimitação espaço-temporal dos fenômenos geológicos e geotectônicos. Através de estudos do diagrama da evolução isotópica de Sr, poder-se-á fazer alguns progressos nas problemáticas acima citadas. De qualquer forma, o Cinturão Móvel Costeiro, constituído por terrenos de alto grau metamórfico (Cordani, 1973), Cinturão Móvel Costa Atlântica (Mascarenhas 1979), Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro (Cordani e Brito Neves 1982), estão bem caracterizados, geocronologicamente, no Transamazônico. Estes cin

turões têm contribuições plutônica, vulcânica e sedimentar, todas transformadas em grau metamórfico elevado, em regime tectônico de autêntico cinturão móvel. Essa estrutura continua para o Sul, bordejando a costa Atlântica (Cordani 1973), e para norte, extenden-do-se até o Sergipe, com direção NS, tomando a direção N, a partir de Estância (SE), estendendo-se até Lagarto (SE)/Arapiraca (AL) e Pernambuco (Brito Neves et al. 1980). A influência do Transamazônico nesse cinturão móvel, é caracterizada por metamorfismo de alto grau, eventos de granitogênese e também migmatização e metassomatose potássica, que não atingiram o Complexo Jequié (ou o fizeram com pouca intensidade).

A intrusão de corpos plutônicos foi de importância relevante no Ciclo Transamazônico, como os granitos de Cansanção, Tanquinho, Campo Formoso, Sienito de Itiúba, e outros, situados na região leste da Bahia. Na região sudeste, entre Valença e Ubaitaba, os dados Rb/Sr dos granulitos básicos são todos de âmbito do Proterozóico Inferior, tendo uma isócrona de referência de 2.316 Ma., com RI de 0.7038. Dados adicionais de idades radio-métricas transamazônicas, em granodioritos, dioritos e gabros (Kawashita et al., dados inéditos), foram encontradas nas imediações de Poço de Fora/Uauá, cujas razões iniciais são baixas, em torno de 0,702, sendo indicativas da origem do manto.

No final do Proterozóico Inferior e no começo do Proterozóico Médio, o cinturão móvel tornou-se quiescente, produzindo uma plataforma mais extensa e mais estável no Proterozóico Médio, com exceção na região do Espinhaço.

Mais ao sul, nas proximidades de Itabuna e Porto Seguro, temos idade U-Pb em zircão, em torno de 2.150 Ma., dados esses obtidos por Delhal e Demaiffe (1985).

Na região norte, nas imediações de Campo Alegre de Lourdes-Remanso, ocorrem rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas. Nesta área existem isócronas Rb-Sr, cujas idades variam desde 1.800 a 2.050 Ma., com razões iniciais entre 0,704 a 0,735, interpretadas como produto de retrabalhamento crustal de materi-

al pré-existente, conforme atesta um núcleo arqueano de 3.180 Ma., preservado nas imediações de Remanso. O comportamento geocronológico do maciço marginal de Sobradinho (Brito Neves, 1983), ao norte do craton, e entre este e os metassedimentos de Riacho do Pontal, foi afetado, regenerado e rejuvenescido pelo Brasileiro e, talvez, até pelo Uruaçuano.

Na região Central, bordejando o Complexo Jequié, encontram-se idades Rb/Sr, Pb/Pb e U/Pb, em zircão, que variam desde 2.150 a 2.500 Ma.. Estas idades podem ser interpretadas de três formas: a) como produto de rehomogeneização parcial do evento Transamazônico; b) recristalização associada a um evento ainda não muito bem caracterizado; c) idade mínima, resultante de perda contínua de Pb e Sr radiogênicos, devido a altas temperaturas, a que foram submetidas as rochas, após o evento metamórfico ocorrido entre 2.700 a 3.200 Ma.

Na porção ocidental do Complexo de Santa Izabel, ocorre, aparentemente, uma outra faixa móvel do Proterozóico Inferior (ainda não muito bem caracterizada geocronologicamente), semelhante ao Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro, com possíveis acreções do manto e retrabalhamentos crustais, como atestam isócronas Rb/Sr, em Correntina, São Manoel, Januária (Minas Gerais), Cara Suja e Guanambi, todos de idade transamazônica. Parte do Complexo de Santa Izabel também foi envolvido pelo tectonismo desta época. Esta faixa talvez poderia ser extendida mais a oeste, já no Estado de Goiás, onde ocorre, novamente, área transamazônica (formação Ticunzal-Reis Neto 1983).

As rochas supracrustais do Cinturão Contendas-Mirantes e Complexo Umburanas tem uma evolução geológica semelhante, (Cordani, 1985). Ambos os terrenos foram afetados fortemente no Proterozóico Inferior (elevada razão inicial).

TABELA 12
Proterozóico Inferior e o Ciclo Transamazônico

	Localização	Litologia	Geocronologia / idade Rb/Sr em M.a.		Referência
			Iv-isócrona verdadeira		
			Ir-isócrona de referência		
1	Jacareci-Date Pe	gnaisses	Ir=1915	Ri=0,706	Siga, 1982
	Jurema-Travessão/	metaríolito	Ir=2300	Ri=0,738	Marinho et al., 1979
	Aratu-Brumado	migmatitos	Ir=1800	Ri=0,750	Brito Neves et al. (1980)
	Sul de Piripá	granitos	Ir=1808	Ri=0,756	SME/IG-USP (inedito)
	Uburanas	Efusivas ácidas	Ir=2420	Ri=0,730	SME/IG-USP (Brito Neves et al. 1980)
			Ir=2185	Ri=0,740	Cordani et al., 1985
	Itiúba	Sienito	Ir=2100	Ri=0,705	Brito Neves et al., 1980
	Região de Itiúba	Sienito/granito	Ir=2123	Ri=0,704	Jardim de Sa, 1978
	Cansação/Tanquinho	Granito	Ir=2100	Ri=0,704	P. RADAM, vol. 30
	Caraíba	leptinito	Iv=2234	Ri=0,7058	P. RADAM, vol. 30
	Jacobina	Quartzo + Migmatitos	Ir=2300	Ri=0,7066	Jardim de Sa, 1976
		Ir=2000	Ri=0,705	Brito Neves et al., 1980	
2	Serra de Jacobina	granitos	Ir=1960	Ri=0,708	Torquato et al., 1978
	Serrinha	efusivas ácidas	Iv=2080	Ri=0,7017	Cordani et al., 1979
	Caraíba	granulito	Iv=2000	Ri=0,705	Docegeo/CPGeo
	Serrinha	migmatito/granito	Ir=2090	Ri=0,704	Inda e Barbosa, 1978
	Vale do Curuçá	migmatito	Iv=2144	Ri=0,7045	SME/IG-USP (inedito)
	Vale do Rio Curuçá	migmatito/granito/gnaisses	Ir=2049	Ri=0,706	SME/IG-USP (inedito)
	Poço de Fora/Uauá	migmatito/granito/gnaisses	Ir=2190	Ri=0,702	SME/IG-USP (inedito)
	Uauá/Bendegó	granod./gnaisses/sien./migmat.	Ir=2106	Ri=0,705	SME/IG-USP (inedito)
	Rio Capim	vulcânica ácida	Ir=2170	Ri=0,704	SME/IG-USP (inedito)
	Sul de Juazeiro	gnaisse/migmatito	Ir=2070	Ri=0,7090	SME/IG-USP (inedito)
	Guanambi/S. Isabel	granulito	Ir=2100	Ri=0,705	Siga, 1982
	Guanambi	granodior./monzon./sienito	Ir=2100	Ri=0,706	Siga, 1982
	Cara Suja	Sienito	Ir=1850	Ri=0,709	Cordani, 1979
	Januária	r. graníticas/dioríticas	Ir=1970	Ri=0,703	Besang et al., 1977
3	Mansidão	migmatito/granito	Iv=2016	Ri=0,7033	SME/IG-USP (Mascarenhas et al. 1982)
	Correntina/S. Manoel	migmatito/granito	Ir=2060	Ri=0,703	Brito Neves et al., 1980
	Correntina	migmatito/gnaisse	Iv=2000	Ri=0,704	SME/IG-USP (Mascarenhas et al. 1982)
	Correntina/Coribe	r. sienítica	Iv=2074	Ri=0,705	SME/IG-USP (inedito)
	Santa Isabel/Guanambi	migmatitos	Ir=1970	Ri=0,705	Brito Neves et al., (1980)
	Itaberaba (F. Riachão)	graníticas/granulíticas	Ir=2046	Ri=0,720	SME/IG-USP (inedito)
4	Itaberaba (M. Galheiro)	r. graníticas	Ir=2300	Ri=0,711	SME/IG-USP (inedito)

continua

-45

continua

Itaberaba(L. da Lua)	granitoide	Iv=2058 Ri=0,7036	SME/IG-USP(inedito)
Itaberaba	granulito	Iv=2238 Ri=0,7067	SME/IG-USP(inedito)
Itaberaba	R. granulítica	(Iv=2450; Ri=0,714	SME/IG-USP(Brito Neves et.al.1980)
		(Iv=2000; Ri=0,707	
Itaberaba	granulito	Iv=2470 Ri=0,711	Cordani/Iyer, 1979
Este e norte de Mubipe	granulito (zircão)	Iv=2350 a 2430(*)	Delhal et. al 1985
Norte de Brejões	granito (intrusivo)	Iv=2127 Ri=0,708	SME/IG-USP(inedito)
Campo Alegre Lourdes	biot./granito/diatexito	Iv=1880 Ri=0,725	SME/IG-USP(inedito)
N. do craton Lençóis	Gnaiss./Anfib./Adamel.	Iv=2040 Ri=0,705	CPGeo/CPRM/Torquato
Juazeiro/Sento Se	veios graníticos e pegmatit.	Iv=2380 Ri=0,7134	SME/IG-USP(inedito)
Juazeiro Sento Se	r. graníticas	Iv=2063 Ri=0,7038	SME/IG-USP(inedito)
Remanso/S.R. Nonato	r. migmatíticas	Iv=1800 Ri=0,734	SME/IG-USP(inedito)
S. Raimundo Nonato	migmatíticas/graníticas	Iv=2050 Ri=0,704	SME/IG-USP
Almandina	granulito/migmat. gnaisse	Iv=2200 Ri=0,707	SME/IG-USP(inedito)
Moenda	charnoquito	Iv=2022 Ri=0,710	SME/IG-USP(inedito)
Muniz Ferreira/	Tonalito/granulito	Iv=2000 Ri=0,7085	SME/IG-USP(inedito)
Ubatã-ubaitaba:			
Salvador-Feira Santana	granulito/migmatito	(Iv=2000 Ri=0,710	
Capim Grosso		(Iv=2000 Ri=0,705	Cordani/Iyer;Torquato
Nazare	granulito/gnaisse	Iv=2000 Ri=0,705	SME/IG-USP(inedito)
Itabuna/Porto Seguro	granulito/granito-gnaisse	Iv=2150 (*)	
Contendas mirantes	Riolito	Iv=2350 Ri=0,738	SME/IG-USP(Brito Neves et.al.1980)
Contendas-Mirantes	metassedimento	Iv=2000; Ri=0,707	Cordani et.al.1985
Rio Gavião	Filito	(Iv=2230 Ri=0,705	SME/IG-USP(Mascarenhas et.al.1982)
Contenda Mirantes		(Iv=1960 Ri=0,710	
Contenda NE	metarrolito	Iv=2430 Ri=0,735	Torquato/SME/IG-USP
Sete Voltas	Hornfels	Iv=1924 Ri=0,704	SME/IG-USP(inedito)
Pf Serra/Porto Alegre	sienito	Iv=1860 Ri=0,735	SME/IG-USP(Cordani et.al.1985)
Aliança/Fazenda Pedra	granito	Iv=1840 Ri=0,765	Torquato/SME/USP
Gemeleira	Hornfels	Iv=1900 Ri=0,716	SME/IG-USP(Cordani et.al.1985)

Obs.: 1 - região Centro-Sul da Bahia
2 - região Nordeste
3 - região Sudoeste
4 - porção norte do Compl. de Jequié
5 - região Norte da Bahia
6 - região Sul-Sudeste
7 - Cinturão Contendas-Mirante

SME/IG-USP: K. Sato para J.F. Mascarenhas - relatório interno - 1980 a 1985

(*) : U/Pb em mineral zircão

5. Proterozóico Médio (1.800 - 1.000 Ma.)

Ciclo Espinhaço (1.700 - 1.000 Ma.)

5.1. Generalidades

Segundo Brito Neves et al. (1980), o sistema de dobramentos do Espinhaço, a que se refere o ciclo em evidência, teve desenvolvimento essencialmente intracratônico, ensiático e, preferencialmente, sobreposto a terrenos arqueanos. A atuação deste ciclo é a mais restrita, em área, resultando numa acreção crustal pouco significativa, em superfície, quando comparada com os ciclos precedentes, não havendo, praticamente, ganho de crosta continental nova, formada por processos de diferenciação manto/crosta. O regime tectônico que presidiu o desenvolvimento do Ciclo Espinhaço, foi desencadeado em seguida à epirogênese do final do Ciclo Transamazônico, em torno de 1.750 Ma.. As seqüências estratigráficas são essencialmente terrígenas, com abundante ocorrência de litofacies clásticas, além de vulcanismo do estágio inicial, e reconhecidamente continental. O climax deste desenvolvimento é estimado em 1.300 Ma., pelo metamorfismo regional dos pelitos supracrustais (formação Caboclo), seguido de alguns eventos menores, magmáticos tardios e outros afins, anarogênicos, até da ordem de 1.100 a 900 Ma. (vide tabela 13).

5.2. Sistema de dobramentos do Espinhaço

A denominação Supergrupo Espinhaço, compreende as rochas metassedimentares e vulcânicas ácidas, constituindo a Serra do Espinhaço, que se estende desde Minas Gerais até a Bahia, como uma longa e estreita dorsal. Este supergrupo foi dividido nos Grupos Espinhaço Inferior, Médio e Superior (projeto Letos). Na Chapada Diamantina, esses correspondem aos Grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, respectivamente, e, na Serra do Espinhaço Setentrional, ao Grupo Santo Onofre (Inda e Barbosa (1978).

a, b, c - camadas invertida, vertical, horizontal

Desenho: Damaris R. Martins

Fig. 9 Principais elementos estruturais do Supergrupo Espinhaço. (Modificado de Moutinho da Costa e Inda, 1982.)

O Supergrupo Espinhaço, no âmbito da Província São Francisco, depositou-se dentro de um ambiente oroaualacôgeno, no qual se desenvolveu uma zona de ruptura, a cerca de 600 km, localizada ao longo e entre uma antéclise e uma sinéclise (Moutinho da Costa e Inda Barbosa, 1982) (vide a fig. 9).

Segundo Inda e Barbosa (1978), e Mascarenhas et al. (1984), o sistema de dobramentos do Espinhaço é limitado, a oeste, pela Bacia do São Francisco, e, a leste, pela Bacia do Lençóis, ao longo de grandes linhas de falhas, de direção NW-SE (fig. 10). Este sistema de dobramentos do Espinhaço foi dividido em 4 subdomínios estratigráficos, conforme a fig. 10: I) Espinhaço Setentrional, correspondendo à parte basal do Supergrupo Espinhaço; II) Bloco Paramirim, situado no vale do Paramirim, cujas rochas gnáissicas separam as seqüências do Grupo Santo Onofre (Serra do Espinhaço) e da Chapada Diamantina; III) Bloco Gavião, a porção Sul do Sistema; e IV) Chapada Diamantina Ocidental, abrangendo o extremo sul e toda a parte ocidental da Chapada Diamantina.

No bloco Gavião, nas vizinhanças de Lagoa Real / São Timóteo, as áreas de embasamento, com idade arqueana superior, parecendo estar em continuidade física, tanto com os "gnais ses de Paramirim", ao norte, como com rochas granitóides da região de Brumado, Anagé e vizinhanças, conforme as datações efetuadas sob auspícios do Convênio IGUSP/SME-Bahia. Neste embasamento, eventos de remobilização são sugeridos pelas determinações existentes, com idades Rb/Sr variando entre 1.200-1.500 Ma., com elevadas razões iniciais (maiores que 0,720) e cerca de 500 Ma., conforme datações K/Ar (Cordani, 1982, relatório interno). A região NW da Lagoa Real é constituída por terrenos ortometamórficos, formados durante importante magmatismo há cerca de 1750 Ma. (isócrona Rb/Sr e Pb/Pb). Esta idade é muito próxima daquela obtida pelo método U/Rb nos zircões (1.770 Ma., Brito Neves, 1980) dos metariolitos de Conceição do Mato Dentro, MG, correlacionáveis às metavulcânicas da Formação Rio dos Remédios, do Supergrupo Espinhaço (vide tabela 13 e fig. 7: verde claro e verde escuro), indicando a época do retrabalhamento, reflexo ao sistema de

Inda e Barbosa (1978)

FIGURA-- 10 a

▨ SISTEMA DE DOBRAMENTOS DO ESPINHAÇO (Sub-Domínios: A - Zona do Espinhaço Setentrional; B - Bloco do Paramirim; C - Bloco do Gavião; D - Zona da Chapada Diamantina Ocidental. (E - Zona da Chapada Diamantina Oriental))

Inda et.al.(1984)

- ① Grupo Chapada Diamantina: formações Tombador/ Lavra (T); Caboclo (C) e Morro do Chapéu (M).
- ② Grupo Paraguaçu: formações Ouricuri do Ouro (O); Mangabeira (M); Lagoa Dentro (L) e Açuruá (A).
- ③ Grupo Rio dos Remédios (R).

Fig.10b

Configuração esquemática das coberturas magmático-sedimentares do Proterozóico Médio, antes de suas deformações principais, na serra do Espinhaço setentrional e chapada Diamantina ocidental, Bahia.

TABELA 13
Proterozóico médio e o Ciclo Espinhaço

Localização	Litologia	geocronologia - idade Rb/Sr em M.a. Referência Iv-isócrona verdadeira Ir-Isócrona de referência
1 Chapada Diamantina	riolito e tufos	Iv= 1090 Ri=0,717 Brito Neves et al,1980
1 Espinhaço Setentrinal	riolitos, traquitos e filitos	I = 1770 U/Pb Brito Neves et al,1980
Formação Caboclo	Argila	Iv= 1290 Ri=0,738 Brito Neves 1980
S. Timóteo	r. graníticas	Ir= 1750 Ri=0,705 Cordani - 1982
S. Timóteo	granitóide	Ir= 1700 Ti=0,710 Siga, 1982
2 S. Timóteo	granito/gnaisses	Ir*=1706 u1=8,38
Lagoa Real	veios graníticos	Ir= 1300 Ri=0,790 Cordani - 1982
Lagoa Real/S.Timoteo	gnaisses	Ir= 1500 Ri=0,723 Cordani - 1982
Lagoa do Barro	granito	Ir= 1280 Ri=0,770 Cordani - 1982
Paramirim/Tanque Nov	gnaisses	Iv= 1498 Ri=0,724 SME /IG-USP (inédito)
3 Petrolina Remanso	biot. migmatito/gnaisse	Ir= 1370 Ri =0,837 ? SME/IG-USP (inédito)
		Ir= 1370 Ri=0,980 ?
4 Contenda Mirantes	Meta quartzo andesito	Iv= 1270 Ri=0,719 SME/IG-USP (inédito)
Guanambi	granito	Iv= 1577 Ri=0,7182 SME/IG-USP (inédito)
5 Bate Pe		Iv= 1100 Ri=0,709 SME/IG-USP (inédito)
2 Leste de Brumado	metatexito	Iv= 1712 Ri=0,752 Cordani, 1979
		Ir*--isócrona Pb/Pb

Obs.: 1 - Super Grupo Espinhaço
2 - Sistema de dobramentos do Espinhaço
3 - região Norte da Bahia.
4 - cinturão movel Contendas-Mirante.
5 - região Sul/Sudoeste da Bahia.

SME/IG-USP : K.Sato para J.F. Mascarenhas - relatório interno - 1980 a 1985.

dobramentos do Espinhaço.

A cobertura do Espinhaço-Chapada Diamantina, acusa reativação/regeneração parcial ao longo do Ciclo Brasileiro. Dados de K/Ar e mesmo alguns dados Rb/Sr, mostram que o sistema de dobramentos foi atingido parcialmente por processos tectônicos diretos (grandes falhas, compressão tangencial, etc.), indiretos (compensação epirogenética) e termais (aquecimento-resfriamento, hidrotermalismo) tardios, atenuados, como reflexo dos eventos do Ciclo Brasileiro, que foi muito importante em todas as faixas de dobramentos ao redor do Craton de São Francisco.

A Chapada Diamantina, na Bacia de Lençóis é constituída pelos seguintes grupos (Inda et al. 1984): a) Grupo Chapada Diamantina: formações Tombador/Lavra, Caboclo e Morro do Chapéu (Brito Neves 1967); b) Grupo Paraguaçu: formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira, Lagoa Dentro e Açuruá e c) Grupo Rio dos Remédios. Na formação Caboclo, encontra-se uma idade Rb/Sr em fração argila e fração rocha total de 1.290 Ma., definida como a época da rehomogeneização isotópica ligada a dobramento e ao metamorfismo regional (Brito Neves et al. 1980), de grau muito baixo (anquimetamorfismo) e uma idade de 958 Ma. para $RI=0,763$ em fração fina interpretada como diagênese tardia (Macedo, 1982).

6. Proterozóico Superior (1.000-570 Ma.)

Ciclo Brasileiro (450-680 Ma.)

O Ciclo Brasileiro corresponde aos eventos tectono-magmáticos ocorridos na faixa de 450-680 Ma., relativamente bem caracterizado geocronologicamente. Neste ciclo, ocorre um dos eventos tectono-magmáticos mais expressivos no Brasil e na América do Sul. Os domínios brasileiros, no território baiano, ocorrem nas áreas periféricas, formadas nos seguintes sistemas de dobramentos:

- 1) sul, pelo sistema Araçuaí;
- 2) sudeste, pelo sistema Rio Pardo

- 3) norte, pelo sistema Riacho do Pontal/Rio Preto;
- 4) nordeste, pelo sistema Sergipano.

As ocorrências das datações radiométricas de idades brasileiras, nas áreas acima citadas, conforme tabela 14 são:

- para a região do sistema de dobramentos Araçuaí, e nas áreas vizinhas, foram feitas datações nos xistos do Grupo Macaúbas, gnaisses micáceos de Itapebi, gnaisses kinzigíticos do sul da Bahia e rochas alcalinas de Itacarê/Itapebi (580 a 680 Ma.).

- na região do Rio Pardo, afloram ardósias e filitos com idade Rb/Sr de 650 Ma., para RI. de 0,708 (Cordani, 1973);

- na região do sistema de dobramentos Riacho do Pontal, os metarcóseos, na vizinhança de Casa Nova, evidenciam uma idade Rb/Sr de 508, para RI. de 0,708 (SME-BA/CPGeo-IGUSP);

- no sistema de dobramento Sergipano, temos uma isócrona de referência, para suite granitóide tipo Gloria (Sergipe) com uma idade entre 520 a 660 Ma. (Hurley et al. 1967).

O clímax dos eventos tectono-magmáticos das áreas acima referidas (em rochas regeneradas), tem idades da ordem de 550 a 650 Ma.. Os dados K/Ar (In: Brito Neves et al. 1980), indicam que o resfriamento final ocorreu em torno de 450-500 Ma..

No interior do Craton do São Francisco, os eventos do Ciclo Brasileiro estão refletidos, apenas, na cobertura pelítica carbonática do Supergrupo São Francisco e do Grupo Espinhaço (Formação Caboclo).

Episódios aparentemente precoces do Ciclo Brasileiro, e/ou tardios do Ciclo Espinhaço, com uma idade entre 700 a 1.000 Ma., ocorrem com muita frequência, como pode ser visto na tabela 14: rochas graníticas e xistos nas vizinhanças de Encruzilhada (Cordani 1969; Siga Junior 1982), granitos nos arredores

TABELA 14

Proterozóico Superior e o Ciclo Brasileiro

Localização	litologia	geocronologia - idade Rb/Sr em M.a.	Referência
		Iv- isócrona verdadeira	
		Ir- isócrona referência	
→ Grupo Rio Pardo Itacaré/Itapebi Itarantim/Potiragua	ardósias e filitos r. alcalinas gnaisses/migmatitos	Ir= 650 Ri=0,708 Iv= 685 Ri=0,716 Ir= 750 Ri=0,713 Ir= 866 Ri=0,708	Cordani - 1973 Cordani - 1979 SME/IG-USP (inédito)
1 Bate Pe	augen granitóide/hornfels	Ir= 782 Ri=0,733	SME/IG-USP (inédito)
→ Este de Piriba	augen gnaíse	Ir= 890 Ri=0,740	SME/IG-USP (inédito)
Sul da Bahia/Itapebi	gnaisses kinzig./micáceos	Ir= 580 Ri=0,720	Brito Neves et.al.1980
Jordânia(Minas Gerais)	granito	Ir= 740 Ri=0,704	Cordani et al.1979
◦ Encruzilhada	r. graníticas	Ir= 740 Ri=0,720	Cordani - 1969
→ Jizinhancas de Encruzilhada	granitos + xistos	Ir= 750 Ri=0,718	Siga Júnior - 1982
Grupo Macaúbas	xistos	Ir= 680 Ri=0,7027	Sa, J.H.S.-1977
2 → Barreiras/S. Desidério	ardósias	Iv= 762 Ri=0,7037	SME/IG-USP (inédito)
3 Casa Nova/R. Pontal	meta arcóseo	Iv= 508 Ri=0,7073	SME/IG-USP (inédito)
4 → Eborecho/Macurê	r. gnaissicas	Iv= 750 Ri=0,730	SME/IG-USP (inédito)
Formação Caboclo	Argila	Ir= 600 Ri=0,738	Brito Neves et al. 1980
Formação Cabolen	argilito e siltitos(f.fina)	Iv= 958 Ri=0,7633	Macedo. 1982
F. de ... (C. ...)	Argila (f.fina + r. total)	Iv= 911 Ri=0,7362	Macedo. 1982.
F. Bebedouro (Caf. ...)	Argila (f.fina + r. total)	Iv= 815 Ri=0,7333	Macedo. 1982.
5 F. Bebedouro (F. Canaíba)	argila (f.fina)	Iv= 815 Ri=0,7333	Macedo. 1982.
F. Bebedouro (Gaspar)	argila (f.fina)	Iv= 570 Ri=0,7274	Macedo. 1982.
F. Salitre	argila (f.fina + r. total)	Iv= 774 Ri=0,7068	Macedo. 1982.
Lages de Batata	argila	Iv= 930 Ri=0,730	Brito Neves et.al.1980
Grupo S. Onofre	rocha total + f.fina filitos	Ir= 921 Ri=0,720 Ir= 600 Ri=0,733	Brito Neves et.al.1980

continua

5	Formação M. Chapéu	siltitos argilosos/argilitos	Ir= 851 Ri=0,7125	Brito Neves et.al.1980
	Tabua (Bacia Lençóis)	argila-fração fina?	Iv= 812 Ri=	Macedo e Bonhomme 1979
	Olho d'Água (B. Lençóis)	argila-fração fina	Iv= 960 Ri=0,723	Macedo e Bonhomme 1979
	Olho d'Água (B. Lençóis)	argila-fração fina	Iv= 896 Ri=0,731	Macedo e Bonhomme 1979
6	G. Bambuí (F. Cachoeira)	argila-fração fina	Iv= 605 Ri=0,7076	Macedo, 1982
	G. Bambuí (Porto Novo)	argila-fração fina	Iv= 558 Ri=0,7191	Macedo, 1982.
	Sebastião Laranjeiras	meta arcóseo	Iv= 549 Ri=0,728	SME/IG-USP (inédito)
7	Lagoa Real/S. Timóteo	uraninita	I*= 820 U/Pb	
	Conceição Mato Dentro	meta vulcânica	Ir= 530 Ri=1,50 Ir= 640 Ri=1,10	Brito Neves et al, 1980

(I* idade mineral do zircão)

Obs.: 1 - região Sul-Sudeste (sistema de dobr. Araguaia e adjacências).
2 - região oeste da Bahia (sistema de dobr. R. Preto/Brasília).

3 - região norte (sistema de dobr. R. do Pontal).
4 - região nordeste (sistema de dobr. Sergipano).
5 - região central (Bacia do Lençóis).
6 - região sudoeste (G. Bambuí).
7 - região centro - sul da Bahia.

Jordania (Minas Gerais- próxima na divisa com Bahia), gnaisses/migmatitos nas vizinhanças de Itarantin (SME-BA/CPGeo-USP, 1981), granitóides a leste de Piripá (SME-BA/CPGeo-USP, 1981) (Região Sul da Bahia); rochas gnáissicas nas imediações de Chorrochó (Nordeste); ardósias nas proximidades de São Desidério (Grupo Bambuí a Oeste da Bahia) e uraninita de Lagoa Real (idade U-Pb em zircão - região Centro-Sul). Estas idades muito elevadas, para o evento Brasileiro, poderiam, também, retratar uma rehomogeneização isotópica parcial, em nível de rocha total, a partir de um material mais antigo, possivelmente acompanhado de metassomatismo de K e Rb, ou mesmo serem registros esporádicos do evento Espinhaço, tardios a pós-tectônicos. Outros admitem uma faixa mais ampla para o Ciclo Brasileiro estendendo-o desde 1.000- 450 Ma.).

7. Coberturas

A designação Supergrupo São Francisco foi proposta por Pflug e Renger (1973), para substituir os diversos termos regionais, tais como, "Grupo Bambuí" (Minas Gerais, Brasília), Grupo Una (Central Bahia), Grupo Vaza Barris (Sergipe e Nordeste da Bahia) e Canudos, Grupo Macaúbas (leste de Minas Gerais) e outras seqüências homotaxiais e conexas (Fig. 11 a e b).

Segundo Dardene 1979, os metassedimentos do Proterozóico Superior (Goiás, Minas Gerais e Bahia), podem ser correlacionados aos Grupos Bambuí e Paranoá. O Grupo Bambuí, caracterizado por uma sedimentação argilo-carbonatada na base e arcossia na no topo, é dividido, de baixo para cima, em seis formações: Jequitai (representada por um tilito e os sedimentos de origem glacial associados); Sete Lagoas; Santa Helena; Jacaré; Saudade e Três Marias (mais informações detalhadas, ver Dardene 1979). Posteriormente, Marini et al. (1984), denominaram de Subgrupo Paranoá as formações acima citadas (exceto a formação Três Marias). O Grupo Paranoá, caracterizado por uma sedimentação essencialmente detrítica, deltáica, com ciclos regressivos, onde se pode distinguir facies marinhas, litorâneas e fluviais.

Fig. 11a - Área de ocorrência do Supergrupo São Francisco.
 (Fonte: folhas geológicas do Brasil ao millionésimo, DNPM.)

Fig.11b

Litoestratigrafia e variações de espessura do grupo Bambuí nos estados de Goiás, Minas Gerais e Bahia (seg. Dardenne, 1978).

Segundo Mascarenhas (1976), as coberturas do sul, centro e norte da Bahia, foram divididas em 4 seqüências (Fig. 11):

- a) Grupo Una, abrangendo a região central da Bahia, correspondente às formações Salitre e Bebedouro. Encontram-se, nesta região, idades Rb/Sr em Lages de Batata, em argila de 930 Ma., em rocha total com RI de 0,720, e 960 Ma., em fração fina, com RI de 0,730 (Brito Neves et al. 1980), interpretadas como época de sedimentação e diagênese da Formação Bebedouro. Macedo e Bonhomme (1979) e Macedo 1982, dataram na região de Olho d'Água, com uma idade de 960 Ma. interpretando como diagênese precoce da Formação Bebedouro usando a fração fina. Uma diagênese tardia, datada por ambos métodos Rb-Sr e K-Ar em fração fina, afetou a referida formação há 896 Ma.. Ambas razões iniciais são elevadas: 0,723 e 0,731 respectivamente. Amostras da mesma Formação Bebedouro, coletada em Tabuá, parece ter sido afetada por uma diagênese tardia a cerca de 812 Ma. (RI=0,713). Do mesmo modo, os sedimentos (argilas) de Guariba/Lençóis com a idade Rb-Sr de 851 Ma., com RI de 0,722, interpretada por Bonhome e Cordani (1975), Brito Neves, Kawashita e outros, como época da sedimentação e diagênese;
- b) Grupo Rio Pardo, situado na região sul-sudeste do Estado;
- c) Grupo Miaba e Vaza-Barris, na região nordeste da Bahia;
- d) Grupo Macaúbas, na região sul, na faixa Araçuaí.

As análises Rb/Sr dos metassedimentos do Bambuí, e laborado por diversos autores (Brito Neves, et al. 1979; Thomas Filho e Lima, 1981; Parenti Couto et al. 1982) e pela SME-BA/CPGeo-IGUSP (São Sebastião de Laranjeiras) na Bahia e Minas Gerais, geralmente mostram valores de homogeneização isotópica com um padrão geocronológico entre 500 e 600 Ma., na maioria das vezes.

Segundo Misi (1976; 1979), as unidades descritas acima, são perfeitamente correlacionáveis com aquelas observadas

por Dardene (1978), em Goiás. No Fanerozóico, temos a cobertura tabular da Formação Urucuia, sobre o Bambuí, na porção oeste, e cobertura Recôncavo/Tucano, na porção leste do Estado.

8. Idades K/Ar - Resfriamento Regional

A grande maioria das datações K/Ar, no estado baiano, foram obtidas em minerais biotitas e anfibólios, e, em pequenas quantidades, em feldspato, muscovita, plagioclásio e em rocha total, separados de rochas graníticas, gnáissicas, migmatíticas e granulíticas, formadas em condições de médio e alto grau de metamorfismo regional. As idades aparentes K/Ar, indicam a época final dos resfriamentos regionais, do último evento tectônico (temperatura do registro radiométrico, da ordem de 250°C em biotita e 500°C em anfibólio). Estas idades mínimas, às vezes são muito mais jovens do que episódios reais de cristalização magmática ou de recristalização metamórfica.

Através do mapa geocronológico fig.12 (ver anexo) é possível observar três regiões de resfriamento a nível regional: 1) resfriamento do final do Ciclo Transamazônico, correspondendo toda a porção leste e da porção oeste (região de Correntina); 2) na porção central, na região do Espinhaço temos evidências do evento Espinhaço e/ou do Brasiliano devido a processos de reativação retomado no Ciclo Brasiliano; 3) resfriamento no Ciclo Brasiliano, é comum nas áreas periféricas do Estado em toda porção sul-sudoeste e norte, como resposta ao desenvolvimento dos sistemas de dobramentos Araçuaí, Brasília, Riacho do Pontal/Rio Preto e Sergipano, durante o Ciclo Brasiliano. Não há idades K-Ar aparentes, mais velhas que 2000 Ma.. As poucas exceções (2 dados de Távora et al. 1967) são de interpretação duvidosa, podendo, entretanto, significar a existência de núcleos antigos pré-transamazônicos. A tabela completa dos dados geocronológicos K/Ar, está em fase de publicação pela Secretaria de Minas do Estado da Bahia, por Mascarenhas, Cordani e Sato, no mapa geocronológico do Estado da Bahia. A extensão da ação metamórfica, para alterar as idades radiométricas K/Ar, age de maneira muito

mais ampla do que a rehomogeneização isotópica Rb/Sr, independente do quadro litoestrutural e geotectônico. Mesmo algumas rochas do embasamento do craton (idade pré-Espinhaço), têm se mostrado sensíveis a processos indiretos de rejuvenescimento K/Ar, ligados aos aquecimentos do Brasileiro.

9. Esboço Geotectônico

A denominação de província tectônica é empregada como sinônimo de faixa móvel ou província geocronológica, uma vez que refere-se a fenômenos e ou unidades geotectônicas (Cordani, 1978), associados no tempo e no espaço. O conjunto que dá origem a uma faixa móvel, em geral, é limitado, no tempo, a uma duração de 200 a 300 milhões de anos, dependendo da dinâmica interna da Terra e da convecção do manto. Os movimentos de convecção ocasionam transferência de material entre diversas regiões do manto, que produzem as deformações litosféricas.

Através das pesquisas gravimétricas (mapa de Bouguer), (Motta et al. 1979, Davino, 1980), foram esboçados os grandes compartimentos geotectônicos do Estado da Bahia, conforme a fig. 13. A definição das áreas cratônicas foi baseada pela natureza da crosta na área, isto é, sua espessura (38 a 40 km) e composição (Mascarenhas, 1979; Davino, 1980). A faixa Vitória da Conquista-Buritirama, assinalada no mapa, compreende uma anomalia gravimétrica que separa o bloco oriental do ocidental, entre as regiões de Guanambi e Remanso-Jequié, respectivamente (Mascarenhas et al. 1984, denominaram-nas de Craton de Guanambi e Craton de Remanso). A faixa móvel que separou, no Proterozóico Médio, duas áreas estáveis (Craton de São Francisco e Salvador) já tinha sido sugerida por Cordani (1973). Na terceira área cratônica assinalada, "Craton de Serrinha", os processos geofísicos ainda não se mostraram ser bem conclusivos. Por outro lado, através do mapa geocronológico fig. 7, observa-se que a área que é definida como "Craton de Guanambi" (Mascarenhas, 1984), foi um cinturão móvel durante o Ciclo Transamazônico, com possível acreção do manto, conforme a razão inicial do Sr^{87}/Sr^{86} , baixa, nos gnais

Fig. 13 Mapa Bouguer e compartimentação geotectônica da Província. Fonte: DNPM/CPRM, Proj. Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia, relatório final, 1980.)

ses de Correntina. Analogamente, o "Craton de Serrinha" (Mascarenhas, 1984) foi, também, um cinturão móvel durante o Transamazônico, possivelmente com grandes acreções do manto, conforme os estudos de evolução isotópica de Sr, que será apresentada no capítulo V. O Craton de Remanso, por carência de dados, especialmente na porção norte, não pode ter seus limites bem estabelecidos. Por outro lado, a porção sul deste craton, parece, sem dúvida, ser uma área cratônica arqueana.

Reconstruções das feições geotectônicas, em determinadas épocas no tempo, podem ser observadas nas figs. 14a, b, c, d, e, para as quais, correspondentes a 3 eras (Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico), foram definidas 5 subdivisões: Arqueano, Proterozóico Inferior, Proterozóico Médio, Proterozóico Superior e Fanerozóico. A fig. 14f representa o quadro atual, reunindo os cinco padrões acima mencionados.

Fig. 14

IV. UTILIZAÇÃO DE ISÓTOPOS DE Sr (RAZÃO INICIAL) EM PETROGÊNESE

1. Generalidades

Existe um certo consenso, de que a Terra e outros corpos planetários do sistema solar, formaram-se por meio de condensação e acreção da nebulosa solar, e que a composição do Sol reflete, grosseiramente, a composição da mesma. A origem dos elementos químicos pode ser explicada, com algumas restrições, através do modelo de nucleossíntese.

Através de dados geocronológicos, constata-se que os meteoritos, a Lua e, também, a Terra formaram-se há cerca de 4,66 b.a.. As maiores fusões teriam ocorrido entre 4,6 a 3,0 b.a.. As rochas mais antigas, datadas até o momento, são da ordem de 3,8 b.a., em vários lugares do continente. No Brasil, a rocha mais antiga datada, até o presente momento, encontra-se no Estado da Bahia (granitóide Boa Vista) com uma idade modelo Sm/Nd de 3.7 b.a.

O manto é assumido como tendo se formado logo após a acreção da proto-Terra. O manto externo, extendendo-se até 600 km, de profundidade, teria sido gerado subsequentemente à crosta, por ascensão e concentração de sílica, alumínio e elementos alcalinos. A controvertida questão sobre a origem do sial, de que o mesmo é produto de retrabalhamento contínuo, através de processos tectônicos, desde os primórdios da origem da Terra, ou de que os continentes estão continuamente crescendo, por processos irreversíveis, é um assunto que pode ser abordado e estudado à luz de traçadores radiogênicos naturais. A evolução do estrôncio no manto superior, sob os continentes, envolve não somente o decaimento de Rb^{87} para Sr^{87} , mas deve ser levado em conta, também, as mudanças no tempo da razão Rb/Sr, resultantes de um dos processos acima referidos.

2. Evolução Crustal

A utilização do Sr^{87} radiogênico como um traçador natural, para elucidação da evolução da crosta, não só requer um bom conhecimento da evolução deste traçador, no manto do qual a crosta se derivou, bem como um bom conhecimento sobre a variação, em volume, através do tempo geológico. Sob o primeiro aspecto, as variações das razões iniciais, em diferentes ambientes tectônicos, podem ser vistas conforme as figs. 15 e 16. Sob o último aspecto, se o volume da crosta continua a crescer através de um processo de diferenciação, quase que irreversível, de porções previamente indiferenciadas do manto, ou se o mesmo permanece constante, após a formação da protocrosta, com sucessivos re-trabalhamentos, é, ainda, uma questão bastante polêmica.

Os nuclídeos radiogênicos naturais do estrôncio, chumbo, neodímio e, ultimamente, háfnio, têm sido aplicados numa tentativa de resolver esta polêmica.

A produção de calor no Arqueano foi de 3 a 5 vezes maior que a atual, devido, principalmente, a isótopos radioativos de vida curta, ainda existentes nos primórdios da formação da Terra (McKenzie e Weiss, 1975). Sob este ambiente termal, a primeira crosta siálica, de composição tonalítica, teria sido consolidada como um arco magmático, relacionável à zona de subducção, entre 3,8 a 4,0 b.a., e teria se agregado, posteriormente, a um ou mais supercontinentes, por colisões microcontinentais, em torno de 2,7 b.a. (Condie, 1980). Adicionalmente, o crescimento da crosta primitiva teria ocorrido, ainda, por acreções magmáticas, soldamentos de prismas sedimentares e embricamento de segmentos crustais.

As espessuras destes microcontinentes arqueanos, teriam sido, para muitos, igual, ou até maiores, em relação aos atuais, enquanto que o crescimento continental teria se verificado segundo um modelo linear, o que é mais compatível com dados isotópicos e geológicos existentes. Neste modelo de crescimento linear (Veizer, 1976), o material crustal siálico teria sido re-

-67-

Figura 15 - Diagrama mostrando a secção transversal relacionando a origem de magma com tectônica de placa (Condie 1982).

ciclado somente na crosta, na qual as áreas mais antigas teriam sido recicladas mais rapidamente do que as mais jovens.

Segundo Jahn e Nyquist (1976), a evolução da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ pode ser resumida por 3 curvas, conforme a fig.17. No modelo 1, a razão Rb/Sr, no manto, seria praticamente constante durante todo o tempo geológico, porém com o Rb e Sr diminuindo proporcionalmente. O modelo 2 já admite Rb/Sr, no manto superior, diminuindo, constantemente, por remoção preferencial do Rb, em relação ao Sr, enquanto que o modelo 3, menos aceito do que os anteriores, admite a relação Rb/Sr aumentando no manto superior, ao longo do tempo geológico. A composição química Rb/Sr do manto atual, calculada hipoteticamente para o modelo 1, está em torno de 0,026 (com $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ do manto atual igual a 0,704).

Os diagramas de evolução isotópica, aplicados às rochas crustais continentais, são mais compatíveis com os modelos 1 ou 2 (manto empobrecido em Rb), revelando a complexidade dos processos sofridos.

Mais recentemente, O'Nions et al. (1979) e Alegre et al. (1981), desenvolveram um modelo geoquímico onde a variação do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, com o tempo geológico, pode ser vista conforme a fig. 18. A título de ilustração, apresentamos, na fig. 19, um diagrama de evolução hipotética para quatro tipos de rochas de uma região, comparada à linha de evolução do manto (0,699-0,7039), recomendada por Peterman (1979). As rochas A e D, embora de idades distintas, podem ser interpretadas como derivadas de um mesmo magma proveniente do manto. A rocha B seria derivada de A após 800 Ma., através de um processo de fusão (anatexia), por exemplo, enquanto a rocha C, embora gerada na mesma época que B, pela sua RI, elevada, teria uma grande influência crustal e pouca, ou nenhuma, relação com o manto.

Interpretações deste tipo são muito comuns na metodologia Rb/Sr. As dificuldades interpretativas residem no fato de que os diagramas resultantes, para uma determinada região, fogem do modelo simplista, aqui exposto e imposto por uma série

Fig. 17 Diagrama de evolução do Sr no manto

Fig. 18
Variação na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no "bulk earth", 50 Km de camada externa, e manto residual em função do tempo geológico

Inicialmente a Terra se formou a 4,55 Ga. com porções silicáticas quimicamente homogênea. Os 50Km de camada externa incluem toda a crosta continental e crosta oceânica onde ocorreram mudanças na composição química no tempo geológico em resposta ao transporte preferencial dos elementos produtores de calor do manto para esta camada. Neste modelo, não mais do que a metade do manto foi envolvido na geração da crosta continental. (mais detalhe, ver O' Nions et. al., 1979).

Fig. 19 Evolução isotópica de Sr para 4 tipos de rocha
A e D são materiais de origem mantélica; B e C - origem crustal

de processos geológicos, já abordados, de difícil quantificação.

A fig. 20, ilustra a evolução isotópica do Sr para a Rodésia (Moorbath e Taylor, 1980), em diversos gnaisses e granitos arqueanos, os quais, com exceção do granito Mont d'or, apresentam razões iniciais bastante baixas e, praticamente, coincidentes com a linha de evolução para o manto moderno, aqui tomado como sendo 0,7040. Estes e tantos outros exemplos, citados na literatura, não permitem uma explicação mais simples para as baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (menores de 0,704) de muitas rochas siálicas, senão aquela de admitir que uma nova crosta siálica tem sido adicionada aos continentes, através do tempo geológico. Razões iniciais significativamente mais elevadas, em rochas de alto grau, sob o mesmo pensamento, poderiam ser explicadas por um apreciável tempo de residência crustal, antes do fechamento do sistema, ou por representarem fusões parciais de rochas do embasamento mais antigo, como foram interpretados os granitos C da Rodésia (Moorbath e Taulor, 1977). Com base nestes trabalhos, e principalmente na Groenlândia ocidental, sugerem que a crosta continental teria crescido, através do tempo geológico, de forma episódica, por processos de acreção e diferenciação (CADS-Continental Acreation and Differentiation Super Event). Estes super eventos de acreção e diferenciação continental (SADC), estabelecidos por processos complexos em estágio múltiplo, estender-se-iam durante um período típico de 50 até 300 ma., grandeza essa comparável a erros de muitas isócronas. A estes processos complexos de curta duração, podem ser atribuídas variações na RI de até 0,001 - 0,002, em diferentes componentes crustais formadas num único SADC, bem como o aumento de mesma ordem em relação ao valor no manto superior contemporâneo. Contudo, não se pode descartar a possibilidade do envolvimento limitado de crosta continental muito mais antiga.

Existem mais 2 parâmetros (μ_1 e ϵ), que podem ser recorridos como traçadores petrogenéticos, auxiliando, de forma complementar, a razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Os valores de μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) foram divididos em três intervalos (Moorbath e Taylor, 1981):

Fig. 20 - Diagrama da evolução isotópica do estrôncio para a Rodésia: A. Gnaisses do Arqueano precoce (Hickman, 1974; Hawkesworth et al., 1975; Moorbath et al 1977); B. Gnaisses, Granitos e vulcânicas de cinturões verdes do Arqueano tardio (Hawkesworth et al 1975; Moorbath et al 1979 a); C. Granito Mont d'or (Moorbath et al 1976).

- <7,5 ou >8,2 - refusão da crosta inferior
 7,5 a 8,2 - material fonte → manto
 >8,2 - refusão da crosta superior

O parâmetro ϵ é obtido no método Sm-Nd. Se o valor do ϵ for positivo, então o material fonte é o manto, e se for negativo, indica uma fusão de material crustal.

De uma forma geral, as dispersões significativas da RI, em diferentes unidades pertencentes a um SADC principal, podem ser atribuídos possivelmente a:

- heterogeneidade dos isótopos de Sr no manto superior, conforme a fig. 21;
- redistribuição de Sr por episódios posteriores de caráter termo metamórfico;
- misturas isotópicas, resultantes de contaminação seletiva de unidades intrusivas tardias pelas mais antigas;
- metamorfismo progressivo e diferenciação geoquímica, associados no segmento crustal, recentemente acrescentado como um todo, causando perda de Rb na crosta inferior (decréscimo das relações Rb/Sr) e enriquecimento de Rb (aumento das relações Rb/Sr) na crosta superior, levando ao estabelecimento e ao ulterior congelamento de um gradiente Rb/Sr na crosta "amadurecida".

Fig. 21 - Inhomogeneidade da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do manto (Hoffman, 1982).

Embora fuja um pouco do escopo deste tema, seria, também, importante mencionar algumas idéias sobre a evolução crustal à luz da análise de lantanídeos (terras raras), em especial Sm/Nd, e o diagrama do tipo $(\text{La}/\text{Yb})_n$ versus $(\text{Yb})_n$, e também

o modelo tectônico de Pb.

Através de estudos das razões iniciais de Nd^{143}/Nd^{144} e $Hf-176/Hf-177$, observa-se que as rochas crustais mais antigas são, comparativamente, uniformes, como pode ser verificada na fig. 22 (Hofmann, 1982), demonstrando que o manto antigo foi quimicamente e isotopicamente homogêneo. O fracionamento químico teria começado a ocorrer há cerca de 2 b.a., por processos que removeram, preferencialmente, Rb, Nd e Hf, em comparação com Sr, Sm e Lu (Fig. 23).

Trabalhos de Martin et al. (1983) e Jahn et al. (1981), mostram, de forma bastante sugestiva, que a maioria das suítes trondhjemitó-tonalito-granodiorito (TTG), que constituem a parte dominante dos embasamentos arqueanos, foram, provavelmente, derivadas de materiais basálticos (tipo MORB) de curto tempo de residência crustal, e não por fusão direta de materiais que constituem o manto superior (tipo peridotítico por exemplo), conforme sugerido por Brown (1979), entre outros, fig. 24.

A profunda implicação disto é que a crosta primitiva, de composição basáltica, seria a fonte da maioria das diversas rochas da crosta atual. Num primeiro estágio teria sido transformada para anfibolitos, granulitos ou eclogitos. A refusão destes e a posterior cristalização fracional, produziriam magmas dacíticos a andesíticos e magmas silicosos, respectivamente. Estes estágios, no caso do Bloco Pilbara (Jahn et al., 1981), ocorreram em intervalo de tempo estimado em menos de 200 Ma., e principiado há cerca de 3,6 b.a. atrás.

Trabalhos de Doe e Zartman (1979) e Zartman e Doe (1981), mostram a evolução da crosta e do manto, conforme a fig. 25, baseado num modelo matemático em função do elemento químico Pb. Neste modelo, o estágio inicial do crescimento do continente começou em torno de 4 b.a. atrás, e, em seguida, o processo orogênico espaçado em 11 intervalos de 400 Ma. (4,0; 3,6; 3,2; ...; 0,4; 0), transformou porções de reservatórios pré-existent em nova crosta superior e inferior, retornando parcialmente

Fig. 22

Evolução isotópica de Nd em função da idade ($Ga=10^9$ anos); a linha "A" é a curva de crescimento de "Bulk Earth", semelhante aos do meteorito, isto é, materiais primitivos do sistema solar. Parte do manto da Terra, tem sido preferencialmente empobrecida em Nd relativo ao Sm, resultando em uma razão Sm / Nd maior, consequentemente aumentando a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com o tempo (curva B); a crosta continental é relativamente enriquecida em Nd portanto a razão Sm/Nd é mais baixa, resultando em crescimento mais lento na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. (curva C e D)

Fig. 23.

Razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rochas graníticas de crosta continental de várias idades. As linhas com setas são evoluções individuais do Nd

ao manto. Conseqüentemente, ambos o manto e crosta antiga contribuíram na formação de crosta nova, durante a orogênese. A quantidade de crosta continental remanescente, após cada orogênese, é aquela fração que escapou da destruição, durante a formação da crosta nova.

Fig. 24 Diagrama $(La/Yb)_N \times (Yb)_N$ para rochas silicáticas do Bloco Pilbara. "UM" - manto superior; MORB - basaltos da cadeia média Atlântica; "A" - anfibolitos; "A'" - tendência do anfibolito; "C" - crosta continental; "E" - tendência do elogito; "G" - campo dos gnaisses graníticos arqueanos. (Bor-Ming Jahn et. al., 1981)

Fig. 25 - O transporte de massa para região orogênica, compreende em 3 grupos de reservatórios (manto, crosta continental superior, crosta continental inferior) onde "a" - manto oceânico (e crosta); "b" - orogênese; "c" - contribuição da crosta superior para orogênese; "d" - contribuição da crosta inferior para orogênese. Os primeiros segmentos de crosta foram criados a 4,0Ga. e ciclados através de 11 orogênese exatamente es

V. EVOLUÇÃO CRUSTAL NA PARTE ORIENTAL DO TERRITÓRIO BAIANO; COM BASE NO DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DO ESTRÔNCIO E A RAZÃO INICIAL

1. Considerações Iniciais

A área em estudo inclui a porção nordeste do Craton de São Francisco e a região centro-este do território baiano (Fig. 6), que apresenta maior densidade de análises geoquímicas e radiométricas. Os principais elementos litoestruturais do Arqueano e Proterozóico Inferior, já anteriormente comentados, esão representados por terrenos gnáissico-granítico-migmatíticos, "Greenstone belts", complexos básico-ultrabásicos e faixa móvel granulítica, compreendidas pelas áreas do Complexo Jequié, Complexo Contendas-Mirantes e Faixa Móvel granulítica Salvador-Juazeiro.

Os diagramas de evolução a serem apresentados a seguir, referem-se somente aos afloramentos que indicaram isócronas com MSWD relativamente baixas, próximo do nível de corte estabelecido na tabela 9, e geologicamente considerados cogenéticos. Embora as coletas de amostras tenham sido efetuadas para fins geocronológicos, reconhecemos que as amostragens por afloramentos são muito pequenas, na maioria das vezes podendo ser pouco representativas para tal estudo. O trabalho é, pois, uma tentativa para elucidar a evolução crustal do Pré-Cambriano de uma das áreas mais antigas do Craton de São Francisco, no Estado da Bahia.

2. Cinturão Contendas-Mirante

2.1. Generalidades

Pedreira et al. (1975), definiram-na como Complexo Contendas-Mirante, representando uma seqüência de quartzitos, filitos, metarenitos, metassiltitos e metagrauvacas, interestratificados e atravessados por corpos graníticos, sendo limitado

por falhas e zonas de cisalhamento, e posicionado no Prê-Espinhaço. Esta sequência vulcano-sedimentar, que aflora numa área de modesta dimensão (~160 x 40 km), foi metamorfoseada no Proterozóico Inferior, sob condições de facies xisto verde, sendo encontrado, em zonas sinformais intensamente deformadas com trends estruturais N-S. Petrograficamente e estratigraficamente, o Cinturão Contendas-Mirante é similar aos complexos Umburanas, Brumado e Guajeru (para melhor descrição, ver Marinho et al. 1980; Marinho, 1982).

No interior da área de ocorrência do complexo vulcânico-sedimentar de baixo grau, são identificadas diversas estruturas dômicas, como Boa Vista, Sete Voltas, Lagoa do Morro, Serra dos Meires, etc., do embasamento arqueano.

2.2. Diagramas de Evolução Isotópica do Sr

Em Boa Vista, afloram os tonalitos, cujos diagramas isocrônicos em rocha total, Rb/Sr e Pb/Pb, podem ser vistos nas figs. 26 e 27, respectivamente. Ambas são de idades arqueanas e concordantes, dentro do erro experimental. Na fig. 26, pode-se observar uma isócrona interna ou mineral relativa à amostra Ac-1H, cuja idade obtida é de 516 Ma., e elevada razão inicial de 0,727, quando comparada com a da rocha total em que é aproximadamente de 0,7042. A redistribuição dos isótopos de Sr, em escala mineral, verificou-se durante o Ciclo Brasileiro, concomitantemente com a evolução do sistema de dobramentos da Faixa Araçuaí. A idade K-Ar em mineral biotita, desta mesma amostra, de 446 Ma., implica que a temperatura na região, seguramente, não se elevou mais do que 250°C desde o final do Proterozóico Superior. A diferença de 70 Ma. entre a isócrona mineral e a idade K/Ar, se deve à cessação da mobilidade do Sr em escala mineral, mais cedo em relação ao início da retenção de Ar na biotita ou de uma homogeneização incompleta, como se verifica no mineral plagioclásio, que situou-se levemente abaixo da linha isócrona mineral.

De acordo com a fig. 28, do diagrama de evolução

Fig. 26 Isócrona Rb/Sr em R. total e mineral dos tonalitos Boa Vista

Fig. - 27 Isócrona Pb/Pb dos tonalitos de Boa Vista
(Cordani, Sato e Marinho - 1985).

Fig. - 28 Diagrama de evolução do Sr dos tonalitos
BOA VISTA

do Sr (retas II e III), aos tonalitos de Boa Vista sugere separação do manto superior entre 3.700 a 3.500 Ma., em concordância com a idade modelo Sm/Nd, conforme tabela 17. A linha II, foi traçada somente com as amostras que participaram na isócrona Rb/Sr da fig. 26, enquanto que à linha III, foram computadas todas as amostras disponíveis, inclusive das rochas não datadas. O retrabalhamento ocorrido a 3.400 Ma. atrás, resultaria uma razão elevada para U^{238}/Pb^{204} , (μ_1) = 8,67, permanecendo química e isotopicamente fechados, até o presente momento, para os elementos Rb, Sr e Pb em escala de rocha total, sem ser afetada pelo evento Transamazônico. A linha V corresponde à evolução do Sr no mineral biotita, da amostra AC-1H, cuja evolução correspondente em rocha total é representada pela reta IV. O valor do Sr^{87}/Sr^{86} inicial, para o qual o mineral biotita começaria a receber os isótopos radiogênicos Sr^{87} , através do decaimento radioativo do Rb^{87} , a 516 Ma. atrás, seria igual a $0,730 \pm 0,002$ de acordo com a linha de crescimento do Sr. Este valor está relativamente coerente com o valor da razão inicial, obtida através da isócrona mineral da fig. 26, $RI = 0,727 \pm 0,003$, estando, portanto, dentro do erro experimental. (Na tabela 15 encontram-se dados para as figs. 28 e 31).

Os diagramas isocrônicos Rb/Sr e Pb/Pb, dos granodioritos de Sete Voltas, estão representados pelas figs. 29 e 30, respectivamente. O diagrama de evolução do Sr, destes granodioritos, por se situar sobre a linha de crescimento do manto (fig. 31, linha B), é sugestivo de que a separação manto/crosta teria ocorrido em torno de 3.100 Ma., atrás, e não teria havido nenhum processo de rehomogeneização posterior. Um outro dado, o qual reforça a hipótese acima, é o baixo valor de $\mu_1 = 7,84$.

Os granodioritos de Bernarda, localizados nas vizinhanças dos anteriores (norte de Anagé e a oeste deste cinturão) com RI situando-se bem acima da linha de evolução do manto (fig. 31, linha C), já demonstra forte evidência como produto de retrabalhamento, tendo como possível material fonte de idade, pelo menos, igual à de Sete Voltas. Supondo que não houve processo de superimposição de materiais diferentes, e que o sistema manteve-se fechado para Rb e Sr, obtém-se, extrapolando a linha de evolução

Fig. - 29 Diagrama isocrônico Rb/Sr dos granodioritos Sete Voltas . (Cordani, Sato e Marinho - 1985)

Fig. - 30 Isócrona Pb/Pb dos granodioritos Sete Voltas . (Cordani, Sato e Marinho - 1985).

Fig. - 31 Diagrama de evolução das amostras do Cinturão Contendas-Mirante. A - Boa Vista; B - Sete Voltas; C - Bernarda; D - Lagoa do Morro; E - Gamaeleira e F - Pé de Serra / Porto Alegre.

TABELA 15

Ref. p/	Idade (Ma.)			(87Sr/86Sr) _i		87Rb/86Sr			(87Sr/87Sr) _a			No. de pontos		MSWD	No. de campo/		Rocha	Ref.
figura	T1	T2=T3	erro	RI	erro	X1	X2	X3	Y1	Y2	Y3	N1=N3	N2	p/T3	cidade próxima			
A	3390	3386	89	0,7017	0,0013	1,482	1,24	0,652	0,7748	0,7646	0,7360	5	10	5,09	AC-1 / Boa Vista		Tonalito	1
B	3000	3018	319	0,7017	0,0024	0,540	----	0,496	0,7252	-----	0,7234	4	-	2,35	Ac-2 / Sete Voltas		Granodiorito	1
C	2679	2687	98	0,7053	0,0008	0,650	----	0,518	0,7305	-----	0,7254	4	-	0,77	Ac-3 / Bernarda		Granitoide	1
D	3149	3145	100	0,7029	0,0021	1,721	1,558	1,312	0,7816	0,7743	0,7629	6	8	1,64	Ac-4 / Lagoa do Morro		Granitoide	1
E	1918	1956	43	0,7156	0,0052	9,607	----	-----	0,9809	-----	-----	7	-	---	JM/BA171/Gamaleira		Granodiorito	2
F	1895	1872	43	0,7375	0,0012	2,559	----	-----	0,8073	-----	-----	7	-	---	JM/3-11,18,19/P Serra		Granito	2

Ref.: 1- K. Sato para SME/BA; 2 - Cordani et. al., (1985)

As figuras do diagrama isocrônico Rb-Sr e as respectivas tabelas com análises quantitativas de Rb e Sr obtidas por fluorescência de RX e razões isotópicas 87Sr/86Sr, estão em fase de publicação pela Sec. de Minas e Energia do Estado da Bahia.

Os valores das razões iniciais (RIs) foram obtidos pelo método de mínimos quadrados ponderado, método York-1.

$$T(1) = 1/\lambda \ln[1+(Y(1)-RI)/X(1)]; T(2)=T(3)=1/\lambda \ln[1+(Y(2,3)-RI)/X(2,3)]$$

onde X(1), Y(1) são média aritmética simples das razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr que participaram nas isócronas. X(2), Y(2) são média aritmética simples das razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr de todas as amostras disponíveis inclusive das amostras não datadas.

X(3), Y(3) são média aritmética ponderada das razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr comumente conhecido como centroide, obtidos pelo método de mínimos quadrados, método York-1.

N → número de amostras que entraram nos cálculos.

Nota.: 1 - X(1) e X(2) são numericamente altos em contraste do X(3) que são sempre mais baixos, devido sistema de ponderação que atribui maior peso ao pontos próximo ao RI

2 - Os valores de 87Sr/86Sr das amostras não datadas, foram calculados teoricamente utilizando a equação 4 (ver capítulo II) com base nos valores de RIs e de T(3) obtidos nos diagramas isocrônicos. As relações 87Rb/86Sr foram calculados através dos dados semi quantitativos Rb e Sr obtidos pela fluorescência de RX.

3 - A equação da linha de crescimento do Sr é: $Y = \langle (87Sr/86Sr - RI) / T \rangle t + (87Sr/86Sr)_a$ onde $T=T(1)$ ou $T(3)$; $\langle 87Sr/86Sr \rangle_a = Y(1)$ ou $Y(2)$; $\langle 87Rb/86Sr \rangle_a = X(1)$ ou $X(2)$.

FIG. 32 Isócrona Rb - Sr dos granitóides Lagoa do Morro
 (Cordani, Sato e Marinho - 1985)

Fig. - 33 Isócrona Pb - Pb dos granitoides Lagoa do Morro

do Sr até a presumível para o manto, uma idade em torno de 3.050 Ma., como sendo a separação do manto. Esta hipótese deve ser confirmada com as idades modelos Sm/Nd.

As demais linhas de evolução (D, E e F) das amostras do Cinturão Contendas-Mirante, reunidas na fig. 31, correspondem às linhas de evolução dos granitóides de Lagoa do Morro e dois corpos intrusivos neste Cinturão.

As amostras de granitóides de Lagoa do Morro, embora tenham sido coletadas em afloramentos distintos, fornecem-nos isócronas Rb/Sr e Pb/Pb de boa confiabilidade (Figs. 32 e 33). A razão inicial destes granitóides, situando-se levemente acima da linha de evolução do manto (linha D da Fig. 31), e o valor de $\mu_1=8,34$, leva-nos a inferí-los como produtos de retrabalhamento de um material mais antigo. A interpretação deve ser vista com certa ressalva, por serem, as rochas, provenientes de diversos afloramentos, embora as amostras coletadas pareçam ser, geologicamente, cogenéticas.

No Cinturão Contendas-Mirante, afloram, nesta área, dois corpos graníticos intrusivos: 1) o corpo de Gameleira, rochas de composição granítico-granodioríticas, situando-se na porção nordeste do cinturão, e o corpo de Pé de Serra e Porto Alegre, rochas de composição sienítica, localizado nos limites entre Cinturão Contendas-Mirante, a este, e o terreno de alto grau do Complexo Jequié. As razões iniciais destes granitos, como se vê na fig. 31 (linha E e F), situam-se bem acima da linha de evolução assumida para o manto. As razões iniciais elevadas, induzem-nos a concluir por uma possível origem anatética para esses corpos.

3. Complexo Jequié

3.1. Generalidades

O termo Complexo de Jequié foi, inicialmente, definido por Cordani (1973), referindo-se a uma associação de ro-

chas de facies granulito, entre Feira de Santana e Rio Pardo, no Estado da Bahia. Lima et al. (1981), estenderam o Complexo englobando as rochas granulíticas de Salvador e suas extensões para norte, argumentando que os granulitos da Faixa Costeira, embora com idades mais novas que aquelas da região interiorana, constituem tectono-facies destes últimos. Para o presente trabalho, o Complexo de Jequié está delimitado somente à região arqueana, baseado puramente nos dados radiométricos, sob domínios geocronológicos.

Petrograficamente, as rochas granulíticas contêm o hiperstênio como mineral diagnóstico, e estão representadas por piroclasitos e gnaisses charnoquíticos, charnoenderbitos e outros, em proporções inferiores aos anteriores. As rochas de composição enderbítica ocorrem, principalmente, na porção oriental, enquanto que os gnaisses charnoquíticos e charno-enderbíticos são observados na porção ocidental do complexo (Projeto RADAM, V-24).

As análises químicas dos gnaisses charnoquíticos e a maior parte dos gnaisses enderbíticos, caem no campo calco-alcalino no diagrama AFM (projeto RADAM, volume 24), além de mostrar uma forte feição, em alto conteúdo, dos elementos traços (por ex. Rb, Cs, U, Sc, U), que, normalmente, são altamente depletados em rochas de alto grau metamórfico. Este enriquecimento dos elementos incompatíveis, é observado na maioria das rochas de facies granulítica do Complexo Jequié, que também inclui os elementos de Terras Raras (Sighinolfi et al., 1981). O elemento Eu mostra uma forte anomalia negativa em todas as amostras analisadas, sugerindo que o material parental das rochas Jequié sofreu algum tipo de fracionamento do feldspato (o feldspato é o mineral característico da crosta terrestre). Isto sugere que o Complexo de Jequié consiste de terreno ortognáissico, de derivação crustal, possivelmente intrudido em níveis profundos da crosta e metamorfoseado em facies granulítica.

3.2. Diagrama de Evolução

No diagrama de evolução do Sr, correspondente ao Complexo Jequié (fig. 34), observa-se que não há, a priori, um único padrão, pois existem granitóides e granulitos que podem ser interpretados como produtos de diferenciação diretamente do manto, ou como produtos de fusão anatética de material crustal, ou, ainda, fusão manto-crosta. Os dados geocronológicos do Complexo de Jequié (fig. 35 com 110 pontos), podem ser alinhados segundo quatro conjuntos de idades: 3500, 3100, 2700 e 2500 Ma., com maior concentração dos pontos no alinhamento de 2700 Ma. (51 pontos).

Os diagramas isocrônicos Rb/Sr e Pb/Pb, das amostras JM/BA 25 (figs. 36 e 37), de idades 2840 ± 52 Ma. e 2927 ± 450 Ma., respectivamente, referem-se às rochas granulíticas, localizadas na vizinhança da Cidade de Jequié. A razão inicial do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é igual 0.7035 e o valor de u_1 ($\text{U}^{238}/\text{Pb}^{204}$) é igual a 8,80. A discordância de 100 Ma., entre os métodos Rb/Sr e Pb/Pb, pode ser atribuída à pequena faixa de variação na razão Pb/Pb, resultando num erro elevado, estimado em 450 Ma.. A linha de crescimento do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (fig. 38), mostra-nos que a razão inicial situou-se, ligeiramente, acima da linha de evolução do manto. Por outro lado, os granulitos de Mutuípe indicam uma idade isocrônica Rb/Sr de 3128 ± 33 , com RI igual a 0.711, e uma idade isocrônica Pb/Pb de 3598 ± 33 , com u_1 de 9,28, tendo um ponto analítico no diagrama Rb/Sr situado bem acima da linha isocrônica traçada, cuja idade aparente é de 4200 Ma. (dados Rb/Sr - Cordani et al. 1979). Nota-se, na linha B da fig. 38, que o RI ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial) situou-se bem acima da linha de evolução do manto. Em vista destes fatos, 3 possíveis hipóteses relacionadas, a seguir, explicariam a gênese das rochas de Jequié e Mutuípe: 1) modelo de evolução simples; 2) refusões sucessivas e 3) pequeno empobrecimento por perda difusiva de elementos móveis, como Rb e U, em uma época não muito bem conhecida.

1) Para o modelo de evolução simples, a interseção da linha de evolução do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, extrapolado com a linha de evolu

Fig. 34 Diagrama de evolução do Sr dos afloramentos do Complexo Jequié.

TABELA 16

Ref. p/	Idade (Ma.)		(87Sr/86Sr) _i		87Rb/86Sr			(87Sr/87Sr) _a			No. de pontos		MSWD	No. de campo/		Rocha	Ref.
figura	T1	T2=T3 erro	RI	erro	X1	X2	X3	Y1	Y2	Y3	N1=N3	N2	p/T3	cidade próxima			
A	2839	2841	52	0,7035	0,0012	1,828	2,093	1,324	0,7787	0,7896	0,7580	5	8	0,71	JM/BA-25/JEQUIE	Granulito	1
B	3132	3128	33	0,7110	0,0032	12,77	-----	4,78	1,2919	-----	0,9282	4	-	1,05	MU-19/Mutuipe	Granulito	2
C	2629	2630	13	0,7021	0,0011	7,985	5,977	5,178	1,0058	0,9295	0,8991	5	17	0,03	JV-229/Iramaia	Charnoquito	1
D	3211	3200	64	0,699	0,0021	4,798	5,927	1,797	0,9232	0,9749	0,7830	6	22	1,14	JV-259;JM-BA500/Iramaia	Granitoide	1
E	2654	2655	47	0,7101	0,0010	2,925	2,511	1,176	0,8224	0,8066	0,7553	5	9	0,65	AV-28;265/Itaberaba	Granulito	1
F	2687	2706	92	0,708	0,005	5,158	-----	3,364	0,9227	-----	0,8398	5	-	1,07	JM-BA239/ Jitauna	granulito	1
G	2795	2761	79	0,7096	0,0006	0,595	-----	0,453	0,7337	-----	0,7278	8	-	0,47	JM-BA-237/"D" Ipiáu	gnaisse/gabro norito	1
H	2753	2734	73	0,7017	0,0008	0,876	0,627	0,661	0,7366	0,7265	0,7279	5	7	0,47	JM-BA-235/"E" Ipiáu	gnaisse	1
I	2674	2675	164	0,7057	0,0071	3,38	2,80	3,347	0,8365	0,8141	0,8141	6	14	3,09	JM-BA-290/Itapetinga	gnaisse	1
K	2143	2145	117	0,7091	0,0065	4,108	3,918	3,777	0,8360	0,8303	0,8259	4	5	0,55	JM-BA-312/Brejões	granito intrusivo	1
L	2039	2035	61	0,7093	0,0005	0,523	0,541	0,431	0,7247	0,7252	0,7220	4	8	0,20	JM-BA-214/Moenda	Charnoquito	1
M	2055	2058	133	0,7362	0,0045	2,417	2,424	0,314	0,8078	0,8081	0,8048	5	6	0,54	MJ-313/M.Galheiro-Itab.	granitóide leucocrático	1
N	2759	2748	69	0,7109	0,0012	1,722	-----	0,919	0,7797	-----	0,7475	4	-	0,77	JM-BA243,244,245/M.Vit.	Plag. Ortocl. gnaisse	1
O	2371	2373	99	0,7084	0,0004	0,987	-----	0,426	0,7422	-----	0,7229	5	-	7,37	BA-29/Posto Príncipe	R. charnoquíticas	3
P	2295	2238	36	0,7067	0,0002	0,290	-----	0,280	0,7161	-----	0,7158	4	-	0,03	JM-BA2(cinza)/Itaberaba	R. granulítica	1
Q	2229	2230	87	0,7114	0,0009	0,684	-----	0,656	0,7334	-----	0,7326	7	-	0,62	JM-BA2(rosa)/Itaberaba	R. graníticas bandadas	1
R	2300	-----	--	0,712	-----	1,537	1,507	-----	0,7622	0,7630	-----	3	6	----	MJ-292/Itaberaba	Hornbl.-hiperst.granito	1
S	2866	-----	--	0,705	-----	1,192	-----	-----	0,7539	-----	-----	19	-	----	MJ-292-313-JM/BA2/Itab.	Hornbl.-hiperst. granito	1

Ref. 1 - K. Sato para SME/BA; 2 - Cordani et al. (1979); 3 - Oxford/CPGeo - dados inéditos

Obs.: ver nota explicativa da tabela 15

Fig. 35 Diagrama Rb - Sr das rochas granulíticas do Complexo de Jequié

(Obs.: K. Sato para J. F. Mascarenhas)

Fig. 36 Diagrama isocrônico Rb - Sr dos afloramentos de Mutuípe - Jequié.

Fig. 37 Diagrama isocrônico Pb - Pb dos afloramentos do Complexo Jequié. A idade de 3021 Ma. refere-se à isócrona de diversos afloramentos / do Complexo. A linha tracejada é a isócrona resultante de todos os pontos do diagrama.

ção do manto (técnica utilizada por Arhrens e Lambert, 1969, e Moor bath, 1975b), indicaria a época da fusão do manto superior. Neste modelo, a fusão do manto superior teria ocorrido em torno de 3190 Ma., para os granulitos de Mutuípe, e a cristalização, então, só ocorreria a 3128 Ma.. O magma gerado no manto superior, enriqueceu-se, substancialmente, em Rb e U e, como consequência, houve um aumento súbito de Sr^{87} radiogênico. Este magma só veio a se cristalizar após 62 Ma.. Uma segunda alternativa, ainda no mesmo modelo, é a de que a separação manto-crosta poderia ter ocorrido logo após a fusão do manto superior, levando os magmas, consigo, materiais ricos em elementos móveis como U, Rb, K e outros, para a crosta, solidificando-se logo a seguir. A refusão do tipo anatético, a 3128 Ma., então, não teria imposto uma diferenciação geoquímica, como acontece na maioria das rochas de facies-granulítica, que empobrecem em elementos móveis, mas uma simples homogeneização isotópica do Sr. Na fase de cristalização, então, ocorre uma redistribuição química (recristalização fracionada) entre porções das rochas e uma total homogeneização isotópica do Sr, permanecendo como sistema fechado, em escala de afloramento. Um tratamento matemático, em vez de uma simples extrapolação de linha de crescimento da razão isotópica $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, pode ser feito:

$$T_m = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{BE} - (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_A}{(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{BE} - (\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_A} \right)$$

onde $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_A$, e $(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_A$, são razões médias atuais das rochas de um determinado afloramento.

$$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{BE} = 0,7047 - \text{razão atual do "bulk earth"};$$

$$(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{BE} = 0,856 -- \text{razão atual do "bulk earth"};$$

T_m -- idade modelo (válido somente para rochas mais antigas que 2,5 G.A.).

Do mesmo modo que os granulitos de Jequié, o mag

ma poderia ter sido gerado do manto em torno de 2950 Ma., e a cristalização ou recristalização teria ocorrido em torno de 2840 Ma. atrás.

2) na segunda hipótese, poderiam ocorrer refusões sucessivas, englobando materiais diferentes, ou não, ou uma fusão do tipo manto-crosta.

3) o comportamento anômalo, ricos em elementos traços como Rb, Cs, U, Y, terras raras leves e valor de u_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), é sugestivo de que o material fonte seja da crosta superior. Processos vulcano-sedimentares e esforços compressionais, ou ação de um cinturão móvel sobre o embasamento, levariam ao regime de facies granulito. Um ambiente de alta pressão e temperatura, provocaria pequenas perdas difusivas de U e talvez de Rb, o que resultaria na paleoisócrona no diagrama iso crônico de Pb/Pb, fornecendo idades mais antigas do que deveriam ser obtidas. Isto explicaria, em parte, as discrepâncias das idades Pb/Pb e Rb/Sr do Mutuipe, bem como posicionamento anômalo da amostra MU-19C, no diagrama Rb/Sr (fig. 36).

A primeira hipótese, na opinião do autor, é a que se apresenta mais plausível, em termos regionais, em vista de dados Sm/Nd (vide tabela 17). As idades modelos variam com um mínimo $T(\text{CHUR}) = 2720$ Ma., na amostra JM/BA-206, e com um máximo $T(\text{CR})$, de 3270 Ma., na amostra JM/BA-3C. O diagrama de evolução das amostras JM/BA-244, linha N exibida na fig. 38, indica que o sistema permaneceu fechado desde 2750 Ma., com razão inicial, RI, igual a 0,711. A extrapolação da linha de evolução até a linha de evolução do manto, aponta-nos como 3,17 ba., a época em que o magma foi gerado a partir do mesmo. Por outro lado, é interessante observar as idades modelos Sm/Nd da amostra JM/BA 244C, que nos fornecem idade modelo $T(\text{CHUR})$, de 2,93 ba., a idade $T(\text{DM})$, de 3,11 ba., e a idade $T(\text{CR})$, de 3,27 ba.. A boa concordância com essas idades modelo, Sm/Nd, reforça a hipótese de que a refusão, ou recristalização, ocorreu a 2,75 ba., cujo material ter-se-ia diferenciado do manto, em torno de 3.11 ba.. Este processo de refusão, por processo anatéti-

Tabela 17 Idades modelos Sm/Nd

Nº de campo / cidade próxima	Idades em Ga.		T(CR)	Observação
	T(CHUR)	T(DM)		
AC-1B / Boa Vista	3,58	3,65	3,73	Cont.-Mirante
JM-BA-3C / Mutuípe	2,97	3,09	3,21	Compl. Jequié
JM-BA-244C / Manuel Vitorino	2,93	3,11	3,27	Compl. Jequié
JM-BA-206 / Mutuípe	2,72	2,86	2,98	Compl. Jequié
JM-BA-214C / Moenda	2,68	2,81	2,92	Compl. Jequié

Fig. - 38 Diagrama de evolução do Sr.
 A - Jequié; B - Mutuípe; L - Moenda e
 N - Manuel Vitorino

co ou de recristalização, ocorreu, no Complexo Jequié, até o Proterozóico Inferior, como é o caso do granulito (hiperstênio-granodiorito) de Moenda (JM/BA-214). Nesta amostra, conforme a tabela 17, a idade modelo T(CHUR) é de 2,68 ba. e a idade modelo T(CR) é de 2,92 ba.. Nota-se, aqui, que os granodioritos de Moenda, possuem uma linha de evolução, do Sr^{87}/Sr^{86} médio, bem mais suave, em contraste com as demais da fig. 38, e esta linha de evolução intercepta a linha de crescimento do manto em 2,88 ba.. A baixa relação Rb^{87}/Sr^{86} (0,52), em relação aos demais afloramentos, poderia sugerir que o magma foi derivado, provavelmente, do manto residual, em torno de 2,8 ba. e a refusão, e/ou a recristalização, teria ocorrido há 2,0 ba., sem sofrer perda nem ganho de Rb e Sr, e, tampouco, superposição de materiais diferentes. Fica aqui também descartado, que o material primordial não seja constituído por refusão das rochas do tipo granulito ácido de Mutuípe, e da maioria das amostras do Complexo de Jequié, por duas razões: a) os materiais precursores do Complexo, são, em geral, mais antigas que 2800 Ma.; b) razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ são maiores que 0,60, conforme tabela 16. Do mesmo modo, encontram-se, no Posto Príncipe, isócrona Rb/Sr de 2370 Ma. com razão inicial de 0,708 e isócrona Pb/Pb de 2128 Ma., com u_1 de 8,68 (Convênio Oxford/CPGeo, dados inéditos), que poderia estar associada à época de recristalização, com entradas de Rb e de U. As análises petrográficas, segundo Barbosa (tese de doutoramento, em preparação), acusaram grandes quantidades de microclina. No diagrama de evolução do Sr, está representado pela linha O (fig. 34). Cordani et al. (1979), já havia argumentado que a acreção e diferenciação poderiam ter ocorrido em diferentes épocas na Bahia.

Para os demais afloramentos, relacionados na tabela 16 e fig. 34, torna-se difícil uma análise mais detalhada, em vista da carência dos dados Sm/Nd e Pb/Pb. Para C e H, podemos considerar, como provável material fonte, o manto. Os afloramentos (linhas) D, E, F e I podem, também, ter sua origem no manto. No caso específico do afloramento (linha) D, a razão inicial situou-se levemente abaixo da linha do crescimento Sr^{87}/Sr^{86} do manto, podendo tratar-se das seguintes hipóteses: 1) manto inhomogêneo; 2) ou sofreu contaminação, enriquecendo em Rb, numa épo

ca posterior à fase de cristalização.

O afloramento G possui a razão média Rb^{87}/Sr^{86} relativamente inferior, comparada com as demais do Complexo e, como consequência, possui uma linha de crescimento menor. Esta anomalia pode ser explicada como remobilização química, como mostra o efeito de microclinização em análise petrográfica (petrografia - Moutinho da Costa para SME/BA).

Na região noroeste do Complexo de Jequié, nas vizinhanças de Itaberaba, afloram rochas graníticas, granodioríticas de alto grau, de facies-granulito com estrutura tipo augen gnaiss (MJ-292), rochas leptiníticas (MJ-313), granulitos bandados de cor cinza claro a escuro (JM/BA-2 cinza esc.) e granitos rosados (JM/BA-2 rosa). O padrão geocronológico deste complexo granulítico de Itaberaba, pode ser visto na fig. 39. O diagrama isocrônico mostra uma certa tendência segundo um conjunto de retas paralelas, com idades variando entre um mínimo de 2060 Ma. e um máximo de 2345. As diferentes razões iniciais, variando entre 0,706 a 0,736, refletem o quimismo distinto para as rochas de cada afloramento. As idades acima indicam, muito provavelmente, as épocas das recrystalizações dos respectivos granitos, cujo material precursor foi gerado do manto superior, acima de 2750 Ma., conforme mostra o diagrama de evolução da fig. 40. A hipótese acima é reforçada com a idade U/Pb, em zircão, de 2400 Ma., (Delhal e Demaiffe 1985), que indica a época de cristalização do mineral zircão. Assim, se considerarmos que as amostras se recrystalizaram de um único material fonte comum, e propiciam várias isócronas paralelas, então pode ser feita a tentativa de se determinar a idade deste material precursor. Tomando-se os valores médios Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} , de cada afloramento, e lançando-os em um diagrama isocrônico, obtém-se uma reta (linha I, fig. 39) cuja a idade corresponde a 2900 Ma. $\pm$ 300, com RI aproximadamente igual a 0,7036. Esta idade, seria, então, a principal época de cristalização. As extrapolações individuais das linhas de crescimento, então, deveriam convergir em torno do ponto assinalado com símbolo (losango), na fig. 40. A dispersão pode estar ligada à má representatividade das amostragens por aflo

Fig. 39 - Diagrama isocrônico do Complexo granulítico de Itaberaba. (I - isôcrona, tomando os valores médios de X e Y para cada afloramento - isôcronas II, III e IV , considerando que estes afloramentos permaneceram como sistema fechado para uma escala de algumas dezenas de metro).

Fig. - 40 Diagrama de evolução do Sr dos granulitos de Itaberaba

Fig. - 41 A evolução das isócronas de metamorfismo secundário. I - Homogeneização total; II - homogeneização local do Sr a 2300 Ma. de anos atrás; III - situação atual (isócronas paralelas). IV- situação atual se não houvessem homogeneizações locais a 2300 Ma atrás.

ramento, principalmente MJ-292 (3 amostras), ou pode indicar a existência de materiais precursores distintos. Determinações Sm/Nd, e um estudo geoquímico detalhado, poderão confirmar e precisar melhor esta hipótese. O processo de recristalização pode representar uma simples redistribuição dos elementos químicos, ou uma fusão parcial, permanecendo quimicamente fechada em escala de afloramento. As análises petrográficas efetuadas pela Secr.de Minas e Energia do Estado da Bahia, indicam presença de hiperstênio e altos teores de microclina, cerca de 25 a 41% que, normalmente, são produtos de recristalização do ortoclásio.

As evoluções das isócronas de metamorfismo secundário por mudança isotópica local, podem ser visualizadas no diagrama exibido na fig. 41.

Por último, o granito intrusivo do afloramento JM/BA-312, de idade transamazônica, com RI de 0,709, localiza-se entre Milagres e Brejões. A razão inicial posicionou-se acima da linha de evolução do manto, indicando que trata-se de uma refusão do material crustal.(linha k da fig. 34).

4. Faixa Móvel Salvador-Juazeiro

4.1. Generalidades

As rochas do cinturão móvel do Transamazônico, situadas na margem atlântica, são de alto grau metamórfico, de facies granulito e anfibolito alto, apresentando, entretanto, retrometamorfose local a facies xisto verde. Há uma extensa bibliografia, em vários trabalhos específicos, por exemplo, Cordani 1973, Mascarenhas 1979, Brito Neves 1980, Cordani et al. 1982, Mascarenhas et al. 1984, e outros. Um histórico geológico completo da área, encontra-se no volume 30, P. RADAM.

Este cinturão, sob denominação de Salvador-Juazeiro (Cordani et al. 1982), e ou faixa Costeira Atlântica (Mascarenhas 1979), passa margeando toda a costa leste do Complexo de Jequiê e indo na direção de Juazeiro, envolvendo Complexo de Serrinha, G. Jacobina, G. Capim, estendendo além dos limites es-

tabelecidos para este trabalho. As supracrustais, as quais incluem metabulcânicas e seqüências sedimentares, tais como Jacobina, Contendas-Mirante, Rio Capim e Araci-Serrinha, exibem "trends" estruturais do cinturão móvel acima referido, na direção NS (Fig. 8).

Na região norte do Complexo Jequié e Contendas-Mirante, esta faixa móvel reúne um conjunto litológico diversificado, onde se destacam rochas migmatíticas, gnáissicas, ocorrências descontínuas de granulitos, leptinitos, granodioritos, gabros, dioritos e outros.

Nos estudos geoquímicos realizados por Figueiredo (1982), na região do Vale do Curaçá, nas rochas ultramáficas, mostra-se ligeiramente enriquecido em REE, e uma pequena anomalia negativa em Eu, podendo ser indicativo de "sills" toleíticos diferenciados. Especificamente, os granulitos da região do Vale do Curaçá indicaram estimativas de temperatura de equilíbrio, por dois geotermômetros independentes (opx-cpx e cpx-granada), de 750-850 graus Celsius, e que não tenham sido submetidos a reequilibrações durante o resfriamento posterior. Figueiredo sugere, ainda, que o granulito de Caraíba pode ter sido exumado, com relativa rapidez, da região do metamorfismo.

As metabásicas e metaultrabásicas, nas proximidades das áreas Juazeiro-Sento Sé (Souza, 1982), caem nos campos subalcalino e toleítico, em sua maior parte de afinidade oceânica.

Das rochas de facies granulítica, da parte sudeste do Grupo Capim (Uauá, Rio Vaza Barris), os piriclasitos são os tipos mais abundantes (P. RADAMBRASIL - vol. 30).

4.2. Diagrama de Evolução do Sr

As linhas de crescimento de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, situadas nesta faixa móvel, no total de 20 afloramentos, geocronologicamente bem datados (15 isócronas de afloramentos e 5 de re

ferência), estão reunidas na fig. 42 e na tabela 18. De maneira geral, as idades concentram-se no Proterozóico Inferior, porém, algumas correspondem a núcleos arqueanos, preservados como os migmatitos de Arací/Santa Luz, tonalitos de R.Capim, gnaisses de P. de Fora/Uauá e gnaisses tonalíticos de "S" de Uauá (linhas D, E, GeM da fig. 42). Ao contrário das demais unidades discutidas até o presente momento, as rochas desta faixa sugerem uma maior participação ou filiação com material de natureza ensimática, devido às razões iniciais relativamente baixas, em média, da ordem de 0,704. No entanto, esta proposição deve ser vista com certa precaução, pela carência de análises por outras metodologias geocronológicas, como Sm/Nd e Pb/Pb. De acordo com a fig. 42 e a tabela 18, cinco afloramentos cujas linhas de evoluções B, G, L, K e O não mostram influência ou evolução isotópica, a partir de um material ensimático mais antigo. Seriam interpretáveis como acreções juvenis, derivadas do manto superior, por processos do tipo CADS (Moorbath et al. 1975). Outros materiais de baixa razão inicial, mas levemente situados acima da linha de evolução do manto como A, J e H, todos de idade proterozóica inferior, podem ter-se derivado de rochas precursoras mais antigas, do tipo gnaisse tonalítico do afloramento M, de idade arqueana. Do mesmo modo C, F, N e S, pertencentes ao Ciclo Transamazônico, foram retrabalhados, como primeira hipótese, de materiais precursores mais antigos. Esta hipótese tem suporte em um único dado Pb/Pb (BA-21, R. Paraguaçu), com idade de 2207 ± 140 Ma. e u_1 de 8,48, concordante com a isócrona Rb/Sr, de 2084 ± 72 Ma., com RI de 0,7045. O valor elevado de u_1 é indicativo de retrabalhamento do material da crosta superior. Por outro lado, se todos estes materiais pertencem ao Ciclo Transamazônico, citados na tabela 18, com exceção de F, J e S, as extrapolações das linhas de crescimento das razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} , para cada afloramento, levam-nos a inferir que o material precursor foi derivado no Proterozóico Inferior, entre 2000 a 2500 Ma..

As rochas magmáticas, como os granitos de Cansação, Tanquinho, Jacobina, Uauá e Bendegó (P, Q e R), também se situaram no Ciclo Transamazônico (isócrona de referência). Nota-se que estas rochas têm uma relação Rb^{87}/Sr^{86} , relativamente

Fig. 42 Diagrama de evolução do Sr dos afloramentos do Cinturão Salvador - Juazeiro.

TABELA - 18

Ref. p/	Idade (Ma.)			(87Sr/86Sr) _i		87Rb/86Sr			(87Sr/87Sr) _a			No. de pontos		MSWD	No. de campo/		Rocha	Ref.
figura	T1	T2=T3	erro	RI	erro	X1	X2	X3	Y1	Y2	Y3	N1=N3	N2	p/T3	cidade próxima			
A	1929	1950	90	0,7045	0,0012	2,41	1,309	0,460	0,7714	0,7413	0,7174	4	6	3,91	JM-BA405/Araci-S. Luz	granodior./tonalito	1	
B	2226	2233	36	0,7016	0,0008	2,748	1,17	1,113	0,7899	0,7393	0,7375	4	7	0,40	JM-BA350/Poco Fora-Uauá	granitóide/gabro nor.	1	
C	2130	2141	78	0,7051	0,0012	0,967	-----	0,846	0,7348	-----	0,7312	3	-	0,51	JM-BA340/Cyragá-Caraíba	migmatito(metatexito)	1	
D	2736	2760	95	0,7052	0,0015	1,333	0,934	0,960	0,7580	0,7425	0,7435	3	5	0,56	JM-BA410/Araci-S. Luz	migmatito	1	
E	3036	3016	110	0,7036	0,0011	0,656	-----	0,603	0,7325	-----	0,7299	5	-	1,02	JM-BA180:182/R. Capim	tonalito	1	
F	2106	2084	72	0,7045	0,0002	0,270	-----	0,120	0,7127	-----	0,7081	6	-	3,81	BA-21 / R. Paraguassu		6	
G	3004	3012	180	0,7009	0,0030	1,450	-----	1,052	0,7641	-----	0,7469	5	-	2,69	JM-BA348:349/P.Forá-Uauá	gnaisses	1	
H	1680	1690	40	0,7069	0,0003	0,561	-----	0,383	0,7204	-----	0,7162	7	-	0,36	TB-3 a 8 / Tanquinho	granulito	2	
I	2194	2200	43	0,7064	0,0011	3,954	-----	1,068	0,8315	-----	0,7403	4	-	1,14	EG-79/ sul P. de Fora	gnaisses/granulito	3	
J	2167	2154	54	0,7040	0,0002	0,313	-----	0,209	0,7138	-----	0,7105	4	-	0,46	EG-81 /oeste de P.de Fora	ortogneisse charnoq.	3	
K	1940	1922	47	0,7022	0,0002	0,204	-----	0,227	0,7079	-----	0,7085	3	-	0,01	EG-41/ este de P. de Fora	gabro	3	
L	2238	2234	84	0,7025	0,0008	0,641	-----	0,639	0,7232	-----	0,7231	4	-	0,12	EG-4/ NW de Araci	granod. a ton. gnaiss.	3	
M	2604	2730	632	0,7025	0,0020	0,215	-----	0,216	0,7106	-----	0,7110	4	-	2,80	EG-21:22/sul de Uauá	/gnaisse tonalitico	3	
N	1896	1889	64	0,7050	0,0005	0,530	-----	0,546	0,7195	-----	0,7198	5	-	0,19	BA-23/sudeste de Gavião	migmatito	7	
O	2086	2089	85	0,7016	0,0013	1,282	-----	0,973	0,7401	-----	0,7309	5	-	0,95	BA-3/ Araci	metavulcânica	4	
P	2122	2137	77	0,7030	0,0023	3,555	-----	1,669	0,8118	-----	0,7544	6	-	2,24	JM-BA380-385/Uauá-Bendego	granito/granodiorito	1	
Q	1983	1979	17	0,7076	0,0011	7,892	-----	3,332	0,9330	-----	0,8026	5	-	0,35	TB-25 a 28/Jacobina	r. graníticas	2	
R	1924	1923	18	0,7046	0,0003	2,025	-----	0,756	0,7607	-----	0,7255	4	-	0,09	1163ED/Cansancao-Tanquin.	granito	5	
S	2297	2316	82	0,7038	0,0001	0,097	-----	0,047	0,7070	-----	0,7054	6	-	1,13	JM-BA215 a 223/Val.Ubait.	granulito básico		

Ref.: 1 - K. Sato para J. F. Mascarenhas (SME/BA); 2 - Torquato, dados inéditos; 3 - Kawashita, dados inéditos; 4 - Cordani et al, 1978; 5 - P. RADAM,

vol. 30; 6 - convênio Oxford/CPGeo, dados inéditos; 7 - Inda e Barbosa, 1978

Obs.: ver nota explicativa da tabela 15

Fig. 43 Diagrama de evolução do Sr

① - linha de evolução média do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das 51 amostras de diversos afloramentos (rochas cogenéticas) do Complexo Jequiê. Ver isócrona correspondente à essas amostras, na fig. 35.

② - linha de crescimento com menor inclinação do Complexo Jequiê (" E de Ipiaú").

Se ocorrer homogeneização isotópica a 2000 Ma / em amostras de composição química $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \approx 5,18$, idade ≈ 2700 Ma e razão inicial $\approx 0,705$ respectivamente, então estas rochas teriam suas razões iniciais da ordem de 0,762

maior, quando comparada com aquelas da maioria dos demais afloramentos. Para estas rochas, embora o controle das razões iniciais do Sr não seja preciso, por tratar-se de isócrona de referência, as mesmas não são muito diferentes das do restante dos afloramentos situados neste cinturão, exceto que as relações Rb^{87}/Sr^{86} estejam relativamente maior, como nota-se na fig. 42.

A conclusão a que se chega, para os dados atuais, torna-se extremamente difícil, levando-se em conta a maioria destes materiais pertencentes ao Ciclo Transamazônico, como produtos de retrabalhamento de material do tipo Complexo Jequiê. Isto pode ser melhor visualizado na fig. 43, na qual a linha de crescimento é correspondente à média de 51 amostras pertencentes ao Complexo Jequiê e que apresenta uma idade, aproximadamente, de 2700 Ma., com RI de 0,705, cujo diagrama Rb/Sr já foi referido na fig. 35. Se os mesmos fossem retrabalhados no Ciclo Transamazônico, seja por fusão total ou parcial, ou uma simples recristalização, o valor médio do Sr^{87}/Sr^{86} inicial seria em torno de 0,762 (no mínimo 0,710). Utilizando este mesmo argumento, as rochas granulíticas básicas situadas ao sul de Salvador, na região entre Valença e Ubaitaba, com uma isócrona de referência de 2300 Ma., de razão inicial igual a 0,7038 (linha S da fig. 42), não poderiam ser produtos de retrabalhamento do material do tipo do Complexo de Jequiê. A dúvida quanto ao material precursor ser arqueano ou não, só pode ser eliminada determinando-se as idades modelo e isócronas Sm/Nd.

5. Outras Áreas

5.1. Generalidades

A região centro-oeste do Estado da Bahia é pouco estudada, devido à extensa cobertura sedimentar. Para uma avaliação preliminar, as determinações Rb/Sr mais significativas, disponíveis, estão reunidas nas figs. 44 e 45 e nas tabelas 19 e 20, correspondendo às áreas de Lagoa Real, Aracatu/Paramirim, Santa Izabel e Guanambi/Correntina, situadas a sudoeste de Salvador, e a região de Remanso, ao Norte.

5.2. Diagrama de Evolução

As retas A, B, C, E, F e G, do diagrama de evolução isotópica do Sr, da fig. 44, referem-se a migmatitos e gnaisses (mesozonais), coletados nas proximidades de Lagoa Real e entre A racatú/Paramirim, dentro do Supergrupo Espinhaço, são consideradas, por nós, como as mais favoráveis para a caracterização geocronológica do Ciclo Espinhaço. A reta H, refere-se ao granito a natético, situado nas proximidades de Guanambi. As razões iniciais bem elevadas, situando-se bem acima da linha de evolução do manto, como se observa na fig. 44, refletem o metamorfismo das rochas crustais. Embora o número de dados seja relativamente escasso, o diagrama correspondente permite discernir um grupo de rochas, com idades entre 1,0 Ba. a 1,7 Ba., que caracterizamos como sendo típico do Espinhaço, tendo, como material fonte, rochas do Ciclo Transamazônico ou arqueanas, conforme evidenciado pelas extrapolações. Exceções nesse diagrama, como o migmatito/gnaisse (linha D) de Lagoa Real, com idade de 2,88 Ba., que permite-nos inferir a idade do embasamento do Espinhaço como sendo arqueana (dados Rb/Sr de Lagoa Real - Cordani, relatório interno); também o gnaisse (linha I), situado nos limites do Complexo Santa Izabel/ Guanambi, com idade Rb/Sr de 3,03 Ba.. Em contraste com os gnaisses/migmatitos de Lagoa Real, as razões iniciais das amostras graníticas e gnáissicas de Correntina, situaram-se bem próximas da linha de evolução do manto, podendo indicar acreção no Transamazônico.

As rochas da região de Remanso (fig. 45 e tabela 20), situadas a norte da Bahia, são, em sua maioria, granitos e gnaisses. O comportamento no diagrama de evolução do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ as as semelha-se muito ao do Complexo de Jequié, em que razões iniciais e razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ são elevadas. Com exceção dos granitos B e C, todos denotam ser derivados de retrabalhamento de material siálico mais antigo, ou de origem mantélica, com certo tempo de residência crustal. As extrapolações das linhas de evolução A e E dessas rochas graníticas, de idades transamazônicas, com a linha de evolução presumida para o manto, fornecem-nos ida des compreendidas entre 2550 a 2000 Ma.

Fig. 44 Diagrama de evolução do Sr dos afloramentos situados à sudoeste de Salvador.

Fig. 45 Diagrama de evolução do Sr dos corpos situados nas vizinhanças de Remanso (Norte da Bahia)

TABELA - 19

Ref. p/	Idade (Ma.)			(87Sr/86Sr) _i		87Rb/86Sr		(87Sr/87Sr) _a		No. de pontos	MSWD	No. de campo/	Rocha	Ref.
figura	T1	T2=T3	erro	RI	erro	X1	X3	Y1	Y3	N1=N3	p/T3	cidade próxima		
A	1037	1027	98	0,7225	0,0029	1,868	1,962	0,7502	0,7513	7	2,68	LRA/ Lagoa Real	migmatito/gnaisse	1
B	1560	1563	132	0,7195	0,0037	2,437	1,859	0,7741	0,7612	5	4,25	FCA/ Lagoa Real	gnaisses	1
C	1433	1446	51	0,7221	0,0011	1,988	1,086	0,7630	0,7446	5	1,26	FEN/ Lagoa Real	gnaisses	1
D	2876	2879	152	0,7040	0,0069	4,000	2,396	0,8707	0,8249	6	2,63	LR-11 e 20/Lagoa Real	gnaisses/migmatitos	1
E	1299	1299	8	0,7878	0,0007	6,875	5,253	0,9159	0,8856	4	0,03	LR-11C e LR-11D/L. Real	migmatitos	1
F	1732	1722	86	0,7515	0,0031	2,62	2,302	0,8167	0,8085	5	2,44	BA-61/Aracatu/Brumado	migmatitos	1
G	1433	1498	140	0,7235	0,0029	1,513	1,381	0,7559	0,7559	4	2,12	JM-BA35/Paramirim	gnaisses	2
H	1577	1577	55	0,7183	0,0007	1,060	0,730	0,7423	0,7347	5	1,26	JM-BA612/Guanambi	granito anatectico	2
I	3080	3030	107	0,7048	0,0006	1,897	0,153	0,7896	0,7116	5	5,46	JM-BA610/Guanambi-S. Izab.	granulito	2
J	1986	1998	36	0,7043	0,0008	2,995	1,170	0,7900	0,7379	4	0,82	BA-34-35/ Correntina	granito	1
K	2075	2046	157	0,7016	0,0019	0,850	0,798	0,7270	0,7251	5	1,33	JM-BA-195 / Mansidão	gnaisses	2

Ref.: 1 - Cordani para SME/BA; 2 - K. Sato para SME/BA

As figuras do diagrama isocrônico Rb-Sr e as respectivas tabelas com análises quantitativas de Rb e Sr obtidas por fluorescência de RX e razões isotópicas 87Sr/86Sr, estão em fase de publicação pela Sec. de Minas e Energia do Estado da Bahia.

Os valores das razões iniciais (RIs) foram obtidos pelo método de mínimos quadrados ponderado, método York-1.

$$T(1) = 1/\lambda \ln[1 + (Y(1) - RI)/X(1)]; \quad T(2) = T(3) = 1/\lambda \ln[1 + (Y(2,3) - RI)/X(2,3)]$$

onde X(1), Y(1) são média aritmética simples das razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr que participaram nas isócronas X(3), Y(3) são média aritmética ponderada das razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr comumente conhecido como centróide, obtidos pelo método de mínimos quadrados, método York-1.

N - são números de amostras que entraram nos cálculos.

Nota: 1 - Os valores de X(1) são numericamente ~~projetos~~ em contraste do X(3) que são sempre mais baixos, devido sistema de ponderação que atribui maior peso ao pontos próximo RI

2 - A equação da linha de crescimento do Sr é: $Y = \langle (87Sr/86Sr - RI) / T \rangle t + (87Sr/86Sr)_a$
onde $T = T(1)$; $\langle 87Sr/86Sr \rangle_a = Y(1)$; $\langle 87Rb/86Sr \rangle_a = X(1)$.

TABELA 20.

Ref. p/	Idade (Ma.)			(87Sr/86Sr) _i		87Rb/86Sr		(87Sr/87Sr) _a		No. de pontos	MSWD	No. de campo/		Rocha	Ref.
figura	T1	T2=T3	erro	RI	erro	X1	X3	Y1	Y3	N1=N3	p/T3	cidade próxima			
A	2386	2385	17	0,7134	0,0005	9,758	1,142	1,0497	0,9527	6	0,29	JM-BA-601/	Remanso	R. granítica-pegmatit.	1
B	2061	2059	92	0,7039	0,0031	2,385	2,312	0,7747	0,7725	4	0,14	JM-BA-600/	Remanso	granito	1
C	2047	2050	3	0,7036	0,0001	7,417	0,627	0,9224	0,7221	4	0,01	JM-BA-609/	Remanso	granito	1
D	1779	1780	93	0,7310	0,0036	2,958	2,602	0,8066	0,7977	6	1,34	JM-BA-606/	Remanso	migmatito	1
E	1878	1877	40	0,7253	0,0015	8,854	1,799	0,9646	0,7739	4	1,11	JM-BA-608/	Remanso	granito	1
F	3180	3189	25	0,7127	0,0011	6,351	2,642	1,0061	0,8350	5	0,11	JM-BA-304/	Remanso	gnaisse	1

Ref. : K. Sato para SME/BA (relatório Interno)

Obs. : ver nota explicativa da tabela - 19

VI. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

De uma forma geral, as conclusões que podem ser tiradas, a partir do conjunto de diagramas de evoluções do Sr, que estão reunidos na fig. 46, são:

- No interior da área de ocorrência do Cinturão Contendas-Mirante (vulcano-sedimentar), foram identificadas, em Boa Vista, rochas tonalíticas mais antigas, da plataforma Sul Americana, com idades modelo Sm-Nd T(CR), de 3700 Ma., e T(CHUR), de 3600 Ma.. A extrapolação da linha de evolução do Sr, confirma que estes tonalitos foram diferenciados do manto, nos intervalos acima citados, e foram metamorfoseados em 3400 Ma., conforme isócrona Pb-Pb e Rb-Sr, concordantes, permanecendo inalterados em eventos geológicos posteriores, em termos de Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, em rocha total. Em escala mineral, desenvolveu-se, como sistema fechado, aparentemente no Brasiliano (Proterozóico Superior), conforme isócrona mineral Rb-Sr e idade convencional K-Ar. Já os granodioritos, Sete Voltas, possuem uma história geológica mais simples, tendo sido diferenciados do manto a 3100 Ma., conforme isócrona Rb-Sr e Pb-Pb, em rocha total, com valores baixos na relação inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de 0,7017, e u_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), de 7,84. As supracrustais foram metamorfoseadas no Proterozóico Inferior.

- Complexo de Jequié - As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos corpos granulíticos deste complexo, são relativamente altas, da ordem de 0,704 a 0,712, indicando que são materiais de retrabalhamento crustal, e/ou que tiveram certo tempo de residência crustal, da ordem de 50 a 100 Ma.. As extrapolações das linhas de evolução isotópica sugerem que a maioria dos corpos se diferenciaram do manto entre 2800 a 3200 Ma., sendo esta proposição suportada por algumas idades modelo Sm-Nd, que se situaram entre 2700 Ma. e 3300 Ma.. Isto implica que o metamorfismo não causou mudanças químicas (pelo menos em termos de Rb, Sr, Sm e Nd) em escala de afloramento. A discordância de idades entre os métodos Rb-Sr e Pb-Pb, caso dos granulitos Mutuipe, é um assunto

Fig.46 - Comparações das linhas de evoluções entre várias regiões.

discutível, podendo ser explicada, possivelmente, pela entrada e /ou saída dos elementos U, Rb, Pb e Sr (sistema parcialmente aberto). As idades em torno de 2200 a 2500 Ma., obtidas por métodos Rb-Sr e U-Pb (zircão), nas regiões de Itaberaba e na borda oriental do Complexo Jequié, podem ser interpretadas de 3 formas, a saber: a) perda contínua de Pb e Sr radiogênico em um ambiente de alta temperatura (facie granulito a anfibolito alto), após o evento metamórfico ocorrido entre 2700 e 3300 Ma.; b) idade aparente, resultado de homogeneização isotópica incompleta do Sr, e perda parcial do Pb radiogênico, por evento associado ao Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro (Transamazônico); c) recristalização por evento termometamórfico ainda não muito bem caracterizado.

- Os granulitos da região oriental (Salvador-Itabuna), segundo as datações radiométricas Rb-Sr e U-Pb, em zircão, são todos do Proterozóico Inferior. Embora as razões iniciais sejam, relativamente, baixas (menores que 0,704), por carecer das determinações Sm-Nd e Pb-Pb, não foram possíveis diagnosticar, se são materiais acrescidos do manto, ou se são rochas regeneradas, a partir de um material mais antigo (do Arqueano ou do próprio Proterozóico Inferior), afetado pela Faixa Móvel Salvador-Juazeiro.

- As rochas magmáticas, gnáissicas, migmatíticas e granulíticas do Cinturão Salvador-Juazeiro, desta faixa, foram retrabalhadas no Ciclo Transamazônico, a partir de materiais precursores mais antigos, deixando alguns núcleos preservados. A maioria destes materiais regenerados no Transamazônico, difere, quimicamente, daqueles do Complexo Jequié. Com base em razões iniciais, se tais refusões ocorressem a partir do material do tipo Complexo Jequié, deveríamos observar uma relação inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) alta, em torno de 0,760, ou, no mínimo, 0,710. Ao mesmo tempo, baseado no diagrama de evolução isotópica do Sr, para o Proterozóico Inferior, entre 2000 a 2500 Ma., houve, também, acreções em grandes proporções, de material do manto.

- Nas demais áreas, os estudos geológicos e geo-

cronológicos são dificultados, devido à extensa cobertura sedimentar existente. Existem núcleos ou regiões arqueanas, como Santa Izabel, este de Lagoa Real e Remanso. Além da Faixa Móvel Salvador-Juazeiro, anteriormente citada, existe, aparentemente, uma outra faixa móvel transamazônica, na região de Correntina, que talvez poderia ser estendida desde Guanambi até a região leste de Goiás. Na região de Lagoa Real, as rochas foram intensamente retrabalhadas, a partir de material precursor mais antigo (no mínimo Proterozóico Inferior), possuindo razões iniciais elevadíssima, da ordem de 0,720 até 0,790.

Em síntese, as acreções e retrabalhamentos crustais foram muito intensos no Arqueano e no Proterozóico Inferior, enquanto que no Proterozóico Médio a Superior, foram, predominantemente, de retrabalhamento crustal. Os corpos do Arqueano e do Proterozóico Inferior, das regiões da Faixa Móvel Contendas-Mirante, Complexo Jequié, Lagoa Real, Santa Izabel e Remanso (fig. 46), exibem comportamentos semelhantes nas linhas de evoluções do Sr, com razões iniciais posicionando-se, na maioria delas, acima (alguns sobre) do manto. Por outro lado, os afloramentos situados no Cinturão Salvador-Juazeiro e nas áreas de Correntina, possuem razões iniciais relativamente mais baixas, quando comparadas com as demais áreas, decorrentes de uma participação, mas efetiva, de material de natureza ensimática. Em contraste com as demais unidades, acima discutidas, temos afloramentos situados nas vizinhanças de Lagoa Real, com razões iniciais extremamente elevadas e retrabalhadas no Proterozóico Médio.

A nosso ver, aparentemente, cerca de 70% da crosta, no território baiano, já teria sido formada no Arqueano, e 30% acrescida como material juvenil, no Proterozóico Inferior. Dos terrenos formados no Arqueano, cerca de 40% foram inteiramente ou parcialmente retrabalhados no Proterozóico Inferior a Superior, enquanto que, aproximadamente, 30% permaneceram como núcleos ou regiões preservadas.

Quanto o padrão geocronológico regional pode ser destacado importantes inferências conforme segue: 1) vários nú-

cleos antigos (>3000 Ma.) encontram-se dispersos dentro de terrenos mais jovens; 2) o clímax do evento tectono-magmático no Arqueano ocorreu em torno de 2700 Ma., afetando o complexo granulítico de Jequiê, e o terreno granito-greenstone nas vizinhanças de Brumado; 3) desenvolvimento de dois cinturões móveis Transamazônicos (1800-2150 Ma.), um em uma área oriental (Cinturão Salvador-Juazeiro) e o outro na parte ocidental (região de Correntina-Guanambi); 4) desenvolvimento do sistema de dobramento do Espinhaço com evento tectono-metamórfico ocorrendo em todo o Proterozóico Médio; 5) desenvolvimento dos cinturões marginais do Craton São Francisco, durante o Ciclo Brasileiro, com evento tectono-magmático ocorrido num intervalo entre 700-450 Ma..

- Allegre C., Dupre B., Richard P., Rousseau D. e Brooks C. - 1982 - Subcontinental versus sub oceanic mantle II. Nd - Sr - Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean-ridge tholeiites, and structure of the continental lithosphere. *Earth Planetary Science Letters*.
- Amaral, O. e Kawashita, K. - 1967 - Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. *An. XXI Congr. Bras. Geol.*, Curitiba, p. 104-217.
- Almeida, F. F. M. DE - 1969 - Evolução tectônica do centro oeste brasileiro. *An. Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, 40:280-296.
- Almeida, F. F. M. de - 1977 - O craton de S. Francisco. *Rev. Brasileira de Geociências*, SP. 7(4): 349 - 64.
- Almeida, F. F. M. de - 1979 - Craton de Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Publ. Esp., Núcleo Bahia, Soc. Bras. Geol. Salvador*.
- Arriens, P. A. e Lambert, I. B., - 1969 - On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite facies rocks from the Fraser range, Western Australia and Musgrave Ranges, Central Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.* 2:377-388.
- Barbosa, O. e Moutinho da Costa, L.A. - 1973 - Projeto leste do Tocantins/oeste do R. S. Francisco. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC;(Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2028)v.1A
- Barrfels R. I., Torquato J. R. e Oliveira M.A.F.T de - 1977 - Geochronological Investigation in Granulitic Terrain - Northeast of Feira de Santana, Bahia State. VIII Simp. Geol. do Nordeste, SBG. Bell, K. e Powell, J.L. - 1970 - Strontium isotopic studies of alkali rocks: The alkali complex of eastern Uganda. *Geol. Soc. America Bull.*, 81, 3481-3490.
- Besang, G. - 1977 - Radiometrische alters estimungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo / Brasilien. *Geologisches Jahrbuch Hanover*, 24 : 150-79.
- Birk, J.L.; Fourcade, S. e Allegre, C.J. - 1975 Rb87 - Sr86 age of rocks from appolo 15 landing site and significance of internal isochrons-earth and Plan. Science Lett. 26, 29-35.
- Bonhomme, M.G. - 1976 - Mineralogie de fractions fines et datation Rubidium - Strontium dans le Groupe Bambuí, M.G. Brasil *Rev. Bras. de Geociências*, 6:211-222.
- Bonhomme, M. G. e Cordani, U. G. - 1975 - Mineralogie dos Argilas et geochronologie des series. *Precamb. Sed. et legement met.*, discordants sur le craton do Sao Francisco. *Rel. Interno, CPGeo-USP*, 31 ps.
- Brito Neves, B.D. - 1967 - Geologia das folhas de Upamirim e do Morro Jo Chapéu, Bahia. Recife, Sudene-Conesp.
- Brito Neves, B. B.; Kawashita, K.; Cordani, U. G. e Delhal, J. - 1977 - A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço - dados novos e integração.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. e Torquato, J. R. - 1980 - Evolução Geocronológica do Pré Cambriano do Est. da Bahia, em *Geol. e Rec. Min. do Est. da Bahia, Texto Básico*, 3o.vol.
- Brito Neves, B.D - 1983 - Mapa Geológico Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1 000 000, Tese de Livre Docência apresentada na USP; 177pg.
- Brooks, C.; Wendt, J. e Hart, W. - 1968 - Two error regression treatment and its application to Rb-Sr and Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

- ratios of younger variscan granitic rocks from the Schwarzwald Massif, southwest Germany - *Journal of Geophysical Research*.
- Brooks, C.; Hart, S. e Wendt, J. - 1977 - Realistic use of two-Error Regression Treatments as Applied to Rubidium-Strontium Data, *Reviews of Geophysics and Space Physics*.10(2).
- Brown, G. C. - 1979 - Some geochemical and geophysical contrasts on the origin and evolution of Caledonian granites. In: A. L. Harris, C.; Holland and B. E. Leak Editors, the Cal of B. Isles. *Rev. Spec. Publ. Geol. Sci.*
- Cameron, M.; Collerson, K.D.; Compston, W. e Morton, R. - 1981 - The statistical analysis and interpretation of imperfectly fitted Rb-Sr isochrons from polymetamorphic terrains. *Geoch. Cosmoch. Acta* 45.
- Condie, K. C.; Viljoern, M.J. e Kable, E.J.D. - 1977 - Effects of alteration on element distribution in Archean tholeiites from the Barseton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral Petrol.*, 64: 75-89.
- Condie, K.C. - 1980 - Origin and early development of the Earth's crusts. *Prec. Res.*, 11, 183-197.
- Condie, K.C. - 1982 - Plate tectonics e crustal evolution - Second edition - Pergamon Press.
- Cordani, U. G.; Isotta, C.A.L. e Abreu, A.C.S. - 1969 - Reconhecimento Geocronológico do Embasamento da Região Oriental do Estado da Bahia. *Anais do XXIII Congr. Bras. Geol.*, 159-165.
- Cordani, U. G. - 1973a - Evolução Geológica Precambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências-USP.
- Cordani, U. G. - 1973b - A Geologia do Precambriano do Nordeste da Bahia-oeste de Sergipe. *An. XXVII Congr. Bras. Geol. Aracaju*, 2:151-158
- Cordani, U. G. e Iyer, S.S. - 1976 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis de F. Salvador SD-24 - 77-90.
- Cordani, U. G. - 1978 - Comentários Filosóficos Sobre a Evolução Geológica Precambriana. SBC - Núcleo Bahia.
- Cordani, U. G. e Brito Neves, B.B. de - 1978 - Geocronologia do Precambriano. In: Inda, H.A.V. e Barbosa, J.F. Texto explicativo para o mapa geológico do Est. da Bahia. Salvador, SME - CPM.
- Cordani, U.G.; Inda, H.A.V.; Hama, H. - 1979 - O rejuvenecimento brasileiro no Bloco Gavião e no sistema de dobramento Araguaia. In: Simpósio sobre a Geologia do Craton S. Francisco e suas Faixas Marginais.
- Cordani, U. G. e Iyer, S.S. - 1979 - Geochronological Investigation on the Precambrian Granulitic Terrain of Bahia, Brazil *Prec. Research*.
- Cordani, U.G., Kawashita K. e Thomaz Filho, A. T. - 1979 - Applicability of the Rubidium - Strontium method to Shales and related rocks. *American Association of Petroleum Geologists* No.6.
- Cordani, U.G. e Brito Neves, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the archaic and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, vol. 12 N(1, 2 e 3) ISAP.
- Cordani, U. G. - 1982 - Relatório interno - convenio SME -Núcleo-

- bras/CPGeo-IG-USP.
- Cordani, U. G.; Sato, K. e Marinho M. - 1985 - The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central Southern Bahia, Precambrian Res., 27:287-213.
- Costa, I.R.M. e Inda, H.A.V. - 1982 - O aulocógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, Salvador.
- Couto, J.C.P.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Iyer, S.S. e Moraes N.M.A. - 1981 - Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análise isotópica de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc. 11(1): 5-16, S. Paulo.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Magalhães, L.F. e Soares, L.A. - 1978 - O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do craton de São Francisco. Núcleo-oste, SBG, Goiânia, Bol(7/8).
- Davino, A. - 1980 - Delineamento dos limites e estruturas do craton do Paramirim por gravimetria. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5:2573-2582, Camboriu.
- Derby, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., 14(5): 314-404.
- Delhal J.R. e Demaiffe D. - 1985 - U-Pb Archean geochronology of the S. Francisco Craton (Eastern Brazil). Revista Bras. de Geoc. vol. 15 N.1
- Doe, B.R. e Zartman R. E. - 1979 - Plumbotectonics, The Evolution Phanerozoic. U.S. Survey.
- Eade, R.E. e Fabrig, W. G. - 1971 - Geochemical evolutionary trends of continental plates - A preliminary study of the Canadian Shield. Geol. Surv. Canada. bull. 1979, 51.
- Eggler, D.H. - 1979 - Experimental igneous petrology. Rev. Geop. Space Phys., 17:744-761.
- Engel, A.E.J.; Engel, C.g. e Havens, R.G. - 1965 - Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Geol. Soc. America Bull., 76: 719-734.
- Faure, G., e Powel, J.L. - 1972 - Strontium isotope geology. Springer-Verlag, New York, 186p.
- Faure, G. - 1977 - Principles of Isotope Geology. New York, Wiley 464 p.
- Figueredo, M.C.H. - 1981 - Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia; Geol. e Rec. Min. do Estado da Bahia, Texto Básicos - 4:1-71.
- Frey, F.A. - 1979 - Trace element geochemistry: Applications to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks. Rev. Geophys. Space Phys., 17: 803-823.
- Green, T.H. - 1981 - Island arc and continental building magmatism a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophys. 63: 367-368.
- Griffin, W. L.; Taylor, P.N.; Hakkinen, J.W.; Meier, K.S.; Krogh E.J.; Malm, O.; Olsen, K.I., Ormaasen, D.E. and Tveten, E. - 1978 - Archaen and Proterozoic Crustal Evolution in Loften-Verstelaren, Norway. Journal of geol. Soc. of London, 135: 629-647.
- Hawkesworth, C. J. e Van Calstern, P.W.C., - 1984 - Radiogenic isotopes: some geological applications. In: Rare Earth Element Geochemistry. Ed. P. Henderson, Elsevier, 375-421.
- Hoffman, A.W. - 1982 - Natured radiogenic isotopes: tracers of geological process. Spectra.
- Hurley, P.M - 1967 - Teste of Continental drift comparison of

- radiometric ages. Science, Washington, D.C. 3788:495-500.
- Inda, H.A.V. e Barbosa, J.F. - 1970 - Texto explicativo para o mapa geológico do est. da Bahia - SME - CPM, 137p. Salvador
- Inda, H.A.V.; Schoscher H.D.; Dardene, M.A.; Schobbenhaus, C. ; Haraly, N.L.E.; Branco, P.C.A. e Ramalho R. - 1984 - O craton do S. Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Brasil - DNPM - p.193-248
- Irwin, M.L. - 1965 - General theory of epeiric clear water sedimentation. AAPG Bull. Tulsa, 49(4):445-459
- Jarddin de Sa, F.F.; McReath, I.; Brito Neves, B.B. - 1976 - Novos dados geocronológicos e sobre o Craton S. Francisco no Estado da Bahia - XXIV Congr. Bras. Geol. Resumo dos trabalhos, p. 203
- Jardim de Sa, E.F. - 1978 - Reconnaissance geochronology of the infrastructure of part the S. Francisco craton in the state Bahia, Brazil. Jornal de Mineralogia, Recife, 7:87.
- Jakes, P e White, A.J.R. - 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull. 83: 29-40
- Jahn, B.M. e Nyquist, L.E. - 1976 - Crustal evolution in the earth moon system: Constraints from Rb-Sr studies. In: B.F. Windley, editor, the early history of the earth. New York : Wiley 55-76.
- Jahn, B.M.; Glikson, A.Y.; Peucat, J.J. e Hickman A.H. - 1981 - REE geochemistry and isotopic data of Archean silicatic volcanics and granitoids from the Pilbara Blocks W. Australia: implications for the early Crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 1633-1652.
- Kay, R.; Hubbard, N.J. e Gast, R.W. - 1970 - Chemical Characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. Jour. Geophys. Res. 25: 1583-1613.
- Kawashita, K. Sato, K. e Sonoki I. K. - Um sistema de aquisição de dados "on line" em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas. - relatório interno.
- Kawashita, K. Datação Rb-Sr dos gabros, dioritos e de rochas de alto grau metamórfico do cinturão móvel Salvador - Juazeiro (dados-inédito).
- Klerks, S.J.; Deutsch, S.; Pichlee, H. e Zeill, W. - 1977 - Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of Central and Southern Andes. Journal of Volcanology and Sjoothermal Research, E.S.P. Company, Amsterdam, 49-71.
- Laporte, L.F. - 1969 - Recognition of transgressive carbonate sequence within an epeiric sea; Heldeberg group, Lower Devonian, of New York State. In: Depositional environment in carbonate rocks, Special publication. Society of Economic Paleontologists, Tulsa (14):98-119.
- Lima, M.I.C. de; Fonseca E.G.; Oliveira, e.P.; Ghigonone J.I. ; Rocha, R.M.; Carmo, U.F.; Silva, J.M.R.; Siga Jr., O. - 1981 - Folha SD -24, Salvador, Projeto RADAM Brasil - V - 24.
- Macedo, M.F.F. e Bonhomme, M.G. - 1979 - Datações Rb-Sr e K- Ar das formações Bebedouro e Caboclo na Chapada Diamantina, Estado da Bahia. SBO .
- Macedo, M.H.F. - 1982 - Les systemes isotopiques Rb-Sr et K-Ar

- dans les argiles extraites de sediments carbonates. Application a la datation de Proterozoic sedimentaire du Bresil dans les etats de Bahia e Santa Catarina. These Doct. Ing. Univ. L. Pasteur, Strabourg.
- Marinho, M.M.; Soares, J.V. e Silva, E.F.A. de, - 1979 - Projeto Contendas-Mirante. Rel. Final. Conv. SME/CBPM, Salvador.
- Marinho, M.M.; Lopes, G.A.C.; Soares, J.V.; Toledo, L.A.A. de; Silva, E.F.A., da e Cruz, M.J.M. - 1980 - Projeto Anagé-Caldeirão. CBPM-SME, Salvador - Bahia.
- Marinho, M.M., - 1982 - Geologia do médio Rio de Contas. CPM-SME Salvador.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.M.; Dardene, M.A.; Loguerio, S.O.C. e Ramalho, R. - 1984 - As faixas de dobramentos Brasília, Urucu e Paraguaia-Araguaia e o maciço mediano Goiás. In: Geologia do Brasil - DNPM
- Martin, H.; Chavel, C. e Jahn, B.M. - 1983 - Major and Trace element geochemistry and Crustal Evolution of Archean Granodioritic Rocks from Eastern Finland. Prec. Res., 21: 159-180.
- Mascarenhas, J.F. - 1979 - Estruturas do tipo gresstone belt no leste da Bahia. An. XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto 4: 25-50.
- Mascarenhas, J.F. - 1979 - Evolução geotectônica do Precambriano do Est. da Bahia. Textos Básicos, SME-Bahia, 2: 57-165.
- Mascarenhas, J.F. - 1979a - O embasamento precambriano no Est. da Bahia e sua gênese. In: Simpósio sobre o Craton S. Francisco e suas Faixas Marginais - Salvador - SME/SBG.
- Mascarenhas, J.F. e Haroldo da Silva Sá, J. - 1982 - Geological and metallogenic Patterns, in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. In: Rev. Bras. Geociências, Vol.12, No.1, 2 e 3 (ISAP)
- Mascarenhas, J.F.; Pedreira, A.J.; Misi, A.; Motta, A.C. e Haroldo, J.S.S. - 1984 - Província S. Francisco. O pré-cambriano do Brasil, Editora Edgard Blucher Ltda.
- Mascarenhas, J.F.; Cordani, U. G. e Sato, K. - 1984 - Mapa Geocronológico do Est. da Bahia - inédito. Resumo apresentado no congresso Bras. Geol. - R. de Janeiro.
- McKenzie, D.P. e Weiss, N. - 1975 - Speculation of the thermal and tectonic history of the Earth-Geophys. J. Roy. Astro. Soc. 42: 131-174.
- Misi, A. - 1976 - As seqüências Bambuí no Est. da Bahia e Mineralizações de Chumbo-Zinco associadas. Tese. Inst. de Geociências, Univ. Fed. da Bahia.
- Misi, A. - 1979 - O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, SME-Bahia, Salvador, 1: 120-124.
- Montes, M.L. - 1977 - Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. Tese. Univ. Brasília.
- Moorbath, S.; Powell, J.L. e Taylor, P.N. - 1975 - Isotopic evidence for the age and origin of the grey gneisses complex of the Southern Outer Hebrides. Journal Geol. Soc. London, 131: 213-222.
- Moorbath, S. - 1975b - Evolution of Precambrian Crust from Strontium Isotopic Evidence. Nature, 254: 395-398.
- Moorbath, S. - 1977 - Ages, isotopes, and evolution of Precambrian Continental Crust. Chem. Geol., 20: 151-187.
- Moorbath, S. e Taylor, P.N. - 1981 - Isotopic evidence for conti-

- mental growth in the Precambrian Plate Tectonics. P.491-525 Elsevier Amsterdã
- Motta, A.C.; Gomes, R.A.R.T.; Delgado, S.M.; Siqueira, L.P. e Pe-dreira, A.J. - 1979 - Feições Gravimétricas e Magnéticas do Craton São Francisco. Publ. Esp., Núcleo Bahia, SBO.
- McIntyre, G.A.; Brooks, C.; Compston, W. e Turek, A. - 1966 - The statistical assesment of Rb - Sr isochrons - Journal Geophysical Research.
- Nicolaissen, L.O. - 1961 - Graphic interpretation of discordante age measeurements of metamorphic rocks. Anual of the New York Academy of Science. 91: 198-206.
- O' Nions, R.K.; Larter, S.R.; Evensen, N.M. e Hamilton, P.J. - 1979 - Geochemical Cosm. Aplic. of Nd isotopes analyses. Am Rev. Earth Planet. Sci., 71:11-38.
- O' Nions, R.K.; Evensen, N.M. e Hamilton P.J. - 1979 - Geochemi-cal Modeling of Mantle Differentiation and Crustal Growth. Journal of Geophysical Research.
- Papanastassiou, D.A. e Wasserburg, G.J. - 1970 - Initial stron-tium isotopic abundances and resolution of Small differen-ces in the formation of Planetary objects. E.P. Sci. L. 8: 269-278.
- Parenti Couto, J.G.; Cordani, U.F.; Kawashita, K.; Iyer, S.S. and Moraes, N.M.P. - 1982 - Considerações sobre a idade do Gru-po Bambuí, com análises isotópicas de Sr e Pb. - Rev. Bras. Geociências, V. 11, p5-16.
- Peterman, Z.E. e Hedge - 1971 Related strontium isotopic and che-mical variations in oceanic basalts. Geol. Soc. America Bul 82: 493-500.
- Peterman, Z.E. - 1979 - Strontium isotope geochemistry of Late Archean to late cretaceous tonalites and trondjemites. In : F. Barker (Editor), Trondjemites, dacites and relateds rocks, Elsevier, Amsterdam, P. 133-147.
- Pflug, R. e Renger, F. - 1973 - Estratigrafia e evolucao geolo-gica da margem SE do craton S. Franciscano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27 - Aracaju.
- Ranov., A.B. e Yaroshevsky, A.A. - 1969 - Chemical Composition of the earth s crust. Am. Geol. Union Mon. (13):37-57.
- Reis Neto, J.M. - 1983 - Evolução Geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás - Tese de Mestrado - USP.
- Ringwood, A.E. - 1969b - Phase transformations in the mantle. Earth and Planet. Sci. Letters, 5: 401-412.
- Sato, K. - 1980 - Seminário - Curso de Geocronologia. IG-USP.
- Saus, H.G.; Burnett, D.S. e Wasserburg, G.J. - 1970 - A precise $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ age and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio for the Colomera iron meteorite. Geoch. Cosmoch. Acta, 34: 1227-1239.
- Schobbenhaus, F.C. e Kaul, P.F.T. - 1971 - Contribuição a estrati-grafia da Chapada Diamantina Bahia Central. Min. Met., Rio de Janeiro, 53(315): 116-170.
- Schobbenhaus, F.C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. e Asmus, H.E -1984
- Geologia do Brasil - O Craton do São Francisco e Faixa de Dobramentos Araguaí. O Pré Cambriano do Brasil, Editora Edd-gard Blucher Ltda.
- Shaw, A.B. - 1964 - Time in stratigraphy. New York. Mc Graw Hill p.353.
- Shighinolfi, G.P., Figueredo, M.C.H., Fyfe W.S. Kronberg B.I., e
- Sato, K. - 1985 - Exame de Qualificação. Instituto de Geociências, USP
- Sato, K. - 1986 - Dissertação de Mestrado. " " "

- Oliveira M.A.F.T. - 1981 - Geochemistry and Petrology of Jequié Granulitic Complex: An Archean Basement Complex - Contributions to mineralogy and Petrology - Springer - Verlag 71:263-271.
- Siga Jr., O - 1982 - Folha SD - 24 - Salvador, Projeto RADAM Brasil. Vol. 24.
- Siga Jr., O. - 1982 - Folha Sd - 23 - Brasília, Projeto RADAM Brasil. Vol. 29
- Silveira, W.P.; Lopes, G.A. de C. e Toledo, L.A.A. - 1980 - Projeto Umburanas. Rel. Final Convenio SME/CBPM - Salvador. Inedito.
- SME/IG-USP - Convenio Secretaria de Minas e Energia (Ba) - CPGeo-IG-USP. Relatórios internos (1979-1984), Kei Sato.
- Snelling, N.J. - 1976 - Least squares fitting of straight lines to analytical data: Geochronological Applications, Institute of Geol. Sci.
- Távora, F.J.; Cordani U.G. e Kawashita, K. - 1967 - Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. Anais do XXI Congresso Bras. de Geolog.: 234-244.
- Taylor, S.R. - 1967 - Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and U content of andesites. Geoch. Cosmoch. Acta, 33: 275-286.
- Taylor, P.N. - Convênio Oxford (Inglaterra) / CPGeo-IG-USP.
- Thomaz-Filho, A. and Lima, V.R. - 1981 - Datação radiométrica de Rochas Sedimentares Pelíticas pelo método Rb-Sr: Bol. Téc. Petrobrás, R. de Janeiro, 24(2):p.109-119.
- Torquato, J.R.; Oliveira, M.F.T. de e Barfels, R.L. - 1978 - Idade de radiométrica do granito de Campo Formoso, Ba. - Uma idade mínima para o Grupo Jacobina. Rev. Bras. Geoc., 8(3):171-179
- Veizer, J. - 1976 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution of sea water during geologic history and its significance as an index of crustal evolution. In: B.A. Windley, editor, The early H. of the Earth. New York: Windley, p. 569-778.
- Vugrinovich, R.G. - 1981 - A distribution - Free Alternative to Least-Squares Regression and its application to Rb-Sr isochrons calculation. Mathematical Geology. V.13, N.5
- York, D. - 1966 - Least Squares fitting of straight line - Canadian Journal of Physics, v.44.
- York, D. - 1967 - The Best Isochron - Earth and Planetary Science Letters 2: 479-482, Amsterdam.
- York, D. - 1969 - Least squares fitting of straight line with correlated errors. Earth and Planetary Sciences Letters 5 : 320-324.
- Williamson, J.H. - 1968 - Least squares fitting of a straight line - Dep. of Physics, Univ. of British-Columbia, Vancouver 8, British Columbia.
- Zartman R.E. e Doe, B.R. - 1980 - Plumbotectonics - The model. Elsevier Sc. Pub. Company, Amsterdam.

[illegible]

Fig. 6 - Localizações aproximadas dos afloramentos com datações pelo métodos Rb-Sr (∇), Pb-Pb ($\diamond$), U-Pb ($\oplus$) e Sm-Nd ($\circ$), e principais cidades citadas no texto ($\bullet$).

[illegible]

9

Ref. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia (no Prelo); escala 1:1000 000.
Mapa Geológico do Estado da Bahia - (1976); escala 1:1000 000.
Mapa geológico simplificado do Craton S. Francisco (Cordani e Neves-1982).
Mapa geológico - Projeto RADAMBRASIL; vol. 1 28, 29 e 30.

Fig. 12 - RESFRIAMENTO REGIONAL

Localizações aproximadas das amostras com datações radiométricas K-Ar (∇), em minerais e rocha total.

LEGENDA GEOMORFOLÓGICA		ELEMENTOS GEOLÓGICOS E TETOGRÁFICOS	
PNEUMOTÓFICA	10000	cobertura tabular Urucú, a oeste	
	1500	cobertura basáltica-Tuama, a leste	
	1750
	2000
EROSION	1750
	2000
	2250
	2500
TETOGRÁFICA	10000
	1500
	1750
	2000
LITOTÓFICA	10000
	1500
	1750
	2000