# UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

## A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS, COM BASE EM INTERPRETAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

Oswaldo Siga Junior

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo 1986

# UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**DEDALUS - Acervo - IGC** 



30900005651



## A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS, COM BASE EM INTERPRETAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

Oswaldo Siga Junior

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

### COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Dr. U.G. Cordani

Examinadores:

Dr. R.R. Trompette

Dr. M.A.F. de Oliveira

São Paulo 1986

## **I**NDICE



Pg.

RESUMO	U.S. Viii
ABSTRACT	xi
I. INTRODUÇÃO	1
1. Definição de Propósitos e Área Inve	estigada 1
2. Trabalhos Anteriores	5
3. Agradecimentos	11
II. METODOLOGIA	14
1. Anālises K-Ar	14
2. Anālises Rb-Sr	15
3. An <mark>āl</mark> ises Pb-Pb e U-Pb	17
III. COMPARTIMENTAÇÃO DOS DOMÍNIOS GEOLÓGIC	co-GEOCRONOLOGICOS 18
IV. SEQUÊNCIAS REGIONAIS DO DOMÍNIO EXTERN	24
1. Complexo Gnáissico-Migmatítico de I	tacambira-Barr <mark>o</mark> cão 24
Generalidades	24
Caracteristicas Petrográficas	26
Padrão Geocronológico	28
2. Metassedimentos do Sistema Espinhaç	o 34
Generalidades	35
Geologia e Estratigrafia	37
Considerações sobre a Evolução Geoc	ronológica do
Supergrupo Espinhaço	40
3. Metassedimentos Macaúbas	42

	Рg
Generalidades	4 ;
Geologia e Estratigrafia	43
Características Petrográficas	4 5
Considerações sobre a Evolução Geológica	4 6
V. SEQUÊNCIAS REGIONAIS DO DOMÍNIO INTERNO	50
1. Metassedimentos Salinas	50
Generalidades	50
Caracteristicas Litoestratigráficas e Petrográficas	52
Metamorfismo e Estruturas	54
Geocronologia	58
2. Rochas Gnāissicas-Migmatīticas do Setor Oriental	61
Generalidades	61
Características Petrográficas	62
Evolução Estrutural	64
Geocronologia	67
VI. ROCHAS GRANITÕIDES	74
1. Generalidades	74
2. Características Petrológicas	77
3. Características Geoquímicas	81
4. Geocronologia	84
Granitóides Porfiróides de Pedra Azul, Santo Antonio do Jacinto e Rubim	84
Granitóides Granadíferos do sul de Itaobim e Oeste	04
de Águas Formosas	88

	₽g.
Biotita-Granito-Gnaisses dos Arredores de Medeiros Neto	90
Granitóides indivisos das regiões de Itaobim, Je- quitinhonha e Itaipé	90
Granitóides a Hiperstênio dos Arredores de Padre Paraíso	94
Granitõides de Itinga-Araçuai e Coronel Murta	97
Granito de Umburatiba	97
VII. CONSIDERAÇÕES FINAIS	100
1. Sintese das Informações Geocronológicas	100
Dominio Externo	100
Dominio Interno	101
Rochas Granitõides	102
2. Evidências Isotópicas sobre a Evolução Crustal	103
3. Contexto Tectônico Brasil-Africa	108
4. Modelo de Evolução Geotectônica	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
APÊNDICES	134
1. Dados Analīticos K-Ar	134
2. Dados Analíticos Rb-Sr	135
3. Dados Analíticos Pb-Pb	140
4. Dados Analíticos U-Pb	140

## ANEXO

1. Mapa Geológico e Localização das Amostras Datadas

## INDICE DAS FIGURAS

		Pg.
1.	Posição Geográfica da Área Investigada.	3
2.	Localização da Área Investigada na Região Centro Oriental de Minas Gerais, Sul da Bahia e Norte do Espírito Santo.	3
3.	Principais Cidades, Rodovias e Drenagens.	4
4.	Posicionamento Tectônico da Área Investigada.	19
5.	Esboço Tectônico da Porção Nordeste de Minas Gerais e Sul da Bahia.	20
6a.	Corte Geológico Esquemático de Barrocão a Grão Mogol.	22
6b.	Seção Esquemática entre Virgem da Lapa-Jacinto (Vale do Rio Jequitinhonha).	22
7.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnaisses de Itacambira-Barrocão.	30
8.	Diagrama Isocrônico Pb/Pb em Rocha Total para os Gnaisses de Itacambira-Barrocão.	30
9.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para Migmatitos do Complexo Itacambira-Barrocão.	32
10.	Diagrama Isocrônico Pb/Pb para os Migmatitos de Itacam- bira-Barrocão.	32
11.	Distribuição Esquemática das "Zonas" Metamórficas nas Áreas Ocupadas pelos Metassedimentos Macaúbas e Salinas no Norte de Minas Gerais.	57
12.	Projeção Polar dos Planos das Foliações e Alongamento de Minerais para os Metassedimentos Salinas (Virgem da Lapa-Itinga).	57

		Pg.
13.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Xistos da Região do Médio Jequitinhonha.	59
14.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Xistos da Região de Araçuaí.	59
15.	Projeção Polar dos Planos da Foliação e Alongamento de Minerais para as Rochas Gnáissicas-Migmatíticas do Se- tor Oriental (Jequitinhonha-Jacinto).	66
16.	Projeção Polar dos Planos da Foliação, Planos Axiais e Eixos das Dobras Tardias dos Gnaisses Localizados entre Jacinto e Salto da Divisa (Fazenda Farpão).	66
17.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnais- ses dos Arredores de Jeribã e Rio do Prado.	69
18.	Diagrama Concórdia para os Gnaisses dos Arredores de Jeribã.	69
19.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnais- ses dos Arredores de Almenara.	71
20.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnaisses dos Arredores de Girú.	71
21.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnaisses Localizados a Oeste de Almenara.	72
22.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gnaisses dos Arredores de Itamarajú (fora dos domínios da área investigada).	72
23.	Diagrama QAP (Streckeisen, 1975) para as Rochas do "Complexo Medina".	83
24.	Diagrama de Wright (1969) para as Rochas do "Complexo Medina".	83
25.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Grani- tos dos Arredores de Pedra Azul.	86

		_
26	. Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos da Região de Santo Antonio do Jacinto.	Pg . 86
27.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos dos Arredores de Rubim.	87
28.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos Localizados a Sul de Itaobim.	87
29.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos Localizados a Oeste de Águas Formosas.	89
30.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos da Região Norte de Medeiros Neto.	89
31.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Granitos dos Arredores de Itaobim.	92
32.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos dos Arredores de Jequitinhonha.	92
33.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos dos Arredores de Jequitinhonha (Litwinski,1986).	93
34.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos de Novo Cruzeiro-Itaipé.	93
35.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Grani toides a Hiperstênio dos Arredores de Padre Paraíso.	96
36.	Diagrama Concordia para os Granitoides a Hiperstênio dos Arredores de Padre Paraíso.	96
37.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Gran <u>i</u> tos da Região de Itinga-Araçuaí.	98
38.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para os Grani toides de Coronel Murta.	98

		Pg.
39.	Diagrama Isocrônico Rb/Sr em Rocha Total para o Gran <u>i</u> to de Umburatiba.	98
40.	Diagrama de Evolução da Razão Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> no Tempo Geo- lógico para as Rochas da Porção Nordeste de Minas Ge-	
	rais.	105
41.	Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para as Rochas	
	Gnáissicas-Migmatíticas de Itacambira-Barrocão.	107
42.	Diagrama Pb/Pb para os Dados Relativos as Rochas de Itacambira-Barroção.	
	Ttacambira-barrocao.	107
43.	Distribuição Esquemática dos Cinturões Brasilianos (Pan-Africanos) com relação aos Cratons do São Fran-	
	cisco e Oeste Congo.	111
14.	Esquema de Fragmentação Precoce no Proterozóico Supe-	
	rios, envolvendo o domínio São Francisco/W.Congo.	111
15.	Modelo de Subducção "A" Aplicado a Evolução do Cintu-	
	rão.	116

#### **RESUMO**

O presente trabalho objetivou demonstrar a potencialidade dos métodos Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e U-Pb quando aplicados aos trabalhos básicos de levantamento geológico, permitindo atra vés dos diferentes valores interpretativos dessas metodologias contribuir para o entendimento dos processos tectônicos desenvolvidos na borda sudeste do Craton do São Francisco (nordeste de Minas Gerais e parte sul da Bahia).

O acervo radiométrico processado representa uma ampla amostragem dos vários domínios litológicos caracterizados, contando com cerca de 230 determinações geocronológicas. O padrão de distribuição das idades radiométricas em conjunto com as informações provenientes de outros campos das geociências per mitiu compartimentar a área em dois domínios geocronológicos mai ores: o domínio brasiliano externo (ocidental) e o domínio brasiliano interno (centro-oriental).

No domínio brasiliano externo expõem-se os metas-sedimentos de baixo grau metamórfico (facies xisto-verde, zonas da clorita e biotita) da faixa Araçuaí, tipificados principalmen te pelos metadiamictitos do Grupo Macaúbas. Tem ainda como representantes os metassedimentos do sistema Espinhaço, claramente en volvidos pela tectônica brasiliana, além das rochas gnáissicas migmatíticas da estrutura anticlinorial de Itacambira-Barrocão, retrometamorfisadas neste período.

Os dados isotópicos Rb-Sr e Pb-Pb disponíveis para a unidade gnáissica-migmatítica deste setor indicam geração de rochas no Arqueano (~2700 Ma.) e Proterozóico Inferior (~2100 Ma.). Os parâmetros  $(\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86})_i$  e  $\mu_1$  sugerem, adicionalmente, para as rochas analisadas uma origem por retrabalhamento de materiais com vida crustal anterior.

Os dados K-Ar (além de uma única datação por traços de fissão) possibilitaram delinear a história termal do do mínio, sugerindo uma tectônica vertical, terminal ao ciclo Brasiliano, que colocou lado a lado, blocos formados em diferentes profundidades.

O ciclo Brasiliano como formador de crosta continental é característico do domínio interno, onde é representado pelos metassedimentos Salinas e rochas gnáissicas-migmatíticas do setor oriental. Observa-se um metamorfismo crescente para leste, gradando da zona da cianita para a zona da sillimanita, atingindo na porção oriental condições P, T, do facies anfibolito alto. Os dados radiométricos Rb-Sr e U-Pb caracterizam a formação generalizada dessas rochas no período 660-570 Ma. As análises K-Ar registram a permanência de porções aquecidas (temperaturas superiores a 250°C) até pelo menos 480 Ma.

A atividade geodinâmica brasiliana é também representada por uma granitogênese de grande expressão no domínio interno, incluindo uma grande variedade de litotipos, normalmente ricos em álcalis. Os dados obtidos através dos métodos Rb-Sr e U-Pb distribuiram-se num amplo intervalo de tempo (650-450 Ma.) representando episódios de caráter sin a tardi-tectônicos (650-550 Ma.), tardi a pos-tectônicos (550-500 Ma.) e pos-tectônicos a ano rogênicos (500-450 Ma.). Adicionalmente, as evidências isotópicas de Sr apontam para uma evolução dessas rochas fortemente alicerça da em retrabalhamentos crustais nesses períodos.

Os dados K-Ar obtidos em biotitas dos diferentes maciços concentram-se no intervalo 500-450 Ma., indicando o perío do de resfriamento das unidades em pauta.

Numa visão integrada Brasil-África, a geometria do cinturão brasiliano é condicionada claramente pelos Cratons do São Francisco e do Congo, que serviram de ante-país para a evolução das deformações desta faixa de dupla vergência. Verifica- se uma clara simetria em termos de zoneamento tectônico, em que terrenos de alto grau ocupam no Continente Africano posições ociden-

tais, e os terrenos de médio a baixo grau colocam-se em posições mais externas, já próximas as coberturas de plataforma.

A evolução geotectônica deste cinturão é dominan temente ensiálica, sendo aqui interpretada com base em modelo de subducção A, ocorrida durante o ciclo Brasiliano. Neste esquema propõe-se que a abertura (afinamento e quebramento rúptil da crosta superior) se estreite a norte, tomando o formato de uma cunha, cuja zona axial, de direção aproximadamente NNW/SSE pode ter evoluído sobre suturas anteriores, do Proterozóico Médio (he rança Espinhaço).

Finalmente, a exumação do nível crustal meso-catazonal brasiliano é interpretado como decorrente de um processo em duas etapas, a primeira inerente a inversão da cadeia brasiliana e a segunda ocorrida no Meso-Cenozóico.

#### **ABSTRACT**

This work tries to show the potential of the Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb and U-Pb methods applied to basic geological map ping. The different interpretative values of these methodologies contribute to the understanding of the tectonic processes developed in the southeastern border of the São Francisco Craton (northeastern Minas Gerais and southern Bahia).

The geochronological data for this region represents sampling of the several lithological units characterized and corresponds to about 230 determinations. The radiometric age distribution pattern together with other geological information suggest the subdivision into two main geochronological domains: the external Brazilian domain (at the western portion) and the internal Brazilian domain (at the center-eastern part).

In the external Brazilian domain occurs metassediments with low-grade of metamorphism (greenschist facies, chlorite and biotite zones) of the Araçuai belt, being typical the Macaubas Group metadiamictites. Also represented are the Espinhaço system metassediments, clearly involved in the Brazilian tectonics, as well as gnaissic-migmatitic rocks of the Itacambira-Barrocão anticlinal structure retrometamorphosed during this period.

The Rb-Sr and Pb-Pb isotopic data for the gnaissic-migmatitic unit of this sector indicates their generation during the Archean (~2.7 Ga) and Early Proterozoic (~2.1 Ga). The  $(\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86})_i$  and  $u_1$  values also suggest an origin through reworking of older crustal rocks.

The K-Ar data (and one fission track datum) allow the thermal history of this domain to be delineated and suggest a vertical tectonic in the Late Brazilian Cycle, putting side by side blocks formed in different dephts.

The Brazilian Cycle as a continental crust gene-

rator is characterized in the internal domain, where it is repre sented by the Salinas metassediments and gnaissic- migmatitic rocks of the eastern sector. An increasing metamorphism is observed towards east, grading from the kyanite towards the sillimanite zone reaching, in the estern portion, PT of the upper amphibolite facies. The Rb-Sr and U-Pb data indicates the generation of these rocks in the 660-570 Ma. val. The K-Ar analyses indicates portions with temperatures above 250°C until at least 480 Ma.

The Brazilian geodinamic activity is also represented by an important granitogenesis in the internal domain including a large variety of lithotypes generally alcalic. The Rb-Sr and U-Pb data is distributed in a large time interval (650-450 Ma.) representing sin to late tectonic (650-550 Ma.), late to post-tectonic (550-500 Ma.) and post-tectonic to anorogenic (500-450 Ma.) episodes. The Sr isotopic data indicates crustal reworking for the generation of these rocks.

The K-Ar data in biotites of the different massifs are concentrated in the 500-450 Ma. interval indicating the cooling of these units.

In a Brazil-Africa integrated vision the geometry of the Brazilian belt is clearly, conditioned by the São Francis co and Congo Cratons which served as foreland to the deformational evolution of this double vergence belt. There is a clear simetry in terms of tectonic zoning in which the high-grade terrains occur in western portions of the African continent while the middle and low-grade terrains are situated in more external position, near the platform covers.

The geotectonic evolution of this belt is dominantly ensialic being interpreted here based in a model of A-type subduction during the Brazilian Cycle. In this model is proposed that an opening (thinning and ruptile breaking of upper crust) occurs and is smaller towards north (wedge-shaped) and its axial zone, with an approximately NNW/SSE direction, could have evolved

over a Middle Proterozoic (Espinhaço) suture.

Finally, the Brazilian meso-catazonal province  $e\underline{x}$  humation is interpreted as a two stage process, the first one related to the Brasiliano cycle and the later one occurring during the Meso-Cenozoic.

### I. INTRODUÇÃO

## 1. Definição de Propositos e Área Investigada

Este trabalho foi elaborado a partir de uma integração da bibliografia especializada sobre a geologia pré-cambria na do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia, e dos conhecimentos adquiridos pelo autor como integrante do então Projeto Radambrasil, oportunidade em que atuou em trabalhos de campo e desenvolveu as determinações geocronológicas para as Folhas ao Milionésimo Salvador (SD-24), Rio Doce (SE-24), Belo Horizonte (SE-23) e Brasília (SD-23).

A partir desta primeira análise, em nível de reconhecimento, o conjunto de dados, disponíveis permitiu individualizar a ambientação tectônica deste setor caracterizando-o como uma faixa dobrada, adjacente ao Craton do São Francisco e onde se expõem rochas de supra e infra-estrutura. Neste último setor, principalmente, o estudo isotópico em muito pode contribuir, para caracterizar não só a época de formação das rochas como também dar subsídios sobre a gênese da entidade tectônica marginal.

A finalidade principal do presente trabalho é de monstrar a potencialidade dos métodos K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, e U-Pb quando aplicados aos trabalhos básicos de geologia regional, permitindo através de comparação das interpretações por metodologia, contribuir para o entendimento dos processos tectônicos desenvolvidos. É elaborada também com base nas evidências isotópicas de Sr e Pb, considerações a respeito da origem do material, retrabalhado e/ou acrescido durante a evolução geodinâmica do cinturão. Apesar da falta de recobrimento geocronológico em determinadas áreas, e mesmo do emprego de outras metodologias de grande valor interpretativo como o Sm-Nd, o acervo existente é considerado como uma contribuição para o entendimento da evolução geológica, no sentido de propiciar o discernimento das várias épocas em que ocorreu formação de rochas, em níveis crustais eventualmente diferentes. Adicionalmente, os trabalhos compilados na contra parte

africana permitem correlações entre ambos setores geológicos, denotando uma intima relação entre zonas metamórficas-estruturais e padrão geocronológico.

A area selecionada para os estudos (figuras 1 e 2), abrange uma faixa E-W com cerca de 350 km de extensão, perfazendo mais de 50.000 km². Tem como topônimos referenciais a localidade de Itacambira a oeste e Jacinto a leste, estando incluída aproximadamente entre os meridianos 40° e 43°30' de longitude oeste de Greenwich, e os paralelos 16° e 17°30° de latitude sul. Em termos cartográficos compreende parte das seguintes Folhas 1°00' x 1°30', na escala 1:250.000:

SE-23-XB Salinas
SE-23-XD Itamarandiba
SE-24-VA Almenara
SE-24-VC Teofilo Otoni

SE-24-VB Monte Pascoal

SE-24-VD Caravelas

O acesso à área (figura 3) é feito através da rede viária existente, composta por rodovias federais e estaduais. Sua porção centro-oriental, é atingida a partir de São Paulo, através da BR-116 e BR-101, ao passo que sua porção ocidental, a partir de Belo Horizonte, é feito através da MG-135. A drenagem principal da área investigada é condicionada pelo rio Jequitinhonha.

A base geológica utilizada (anexo 1) retrata os trabalhos do Projeto Radambrasil (folhas SE-23, Belo Horizonte e SE-24, Rio Doce, inéditas) originalmente executadas na escala 1:250.000, sendo aqui apresentada numa integração próxima de 1:1.000.000, com modificações, face a integração com os Projetos Je quitinhonha (CPRM e CETEC) e Sul da Bahia (CPRM), e em decorrência das interpretações e observações do autor, em trabalhos de campo efetuados e dados de laboratório.

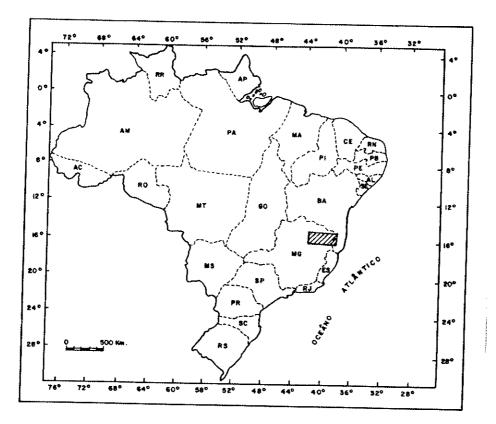


FIGURA 1 - POSIÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA INVESTIGADA

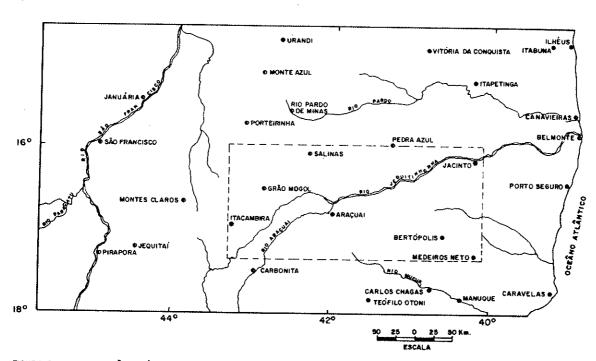


FIGURA 2 -LOCALIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA NA REGIÃO CENTRO ORIENTAL DE MINAS GERAIS, SUL DA BAHIA E NORTE DO ESPIRITO SANTO.

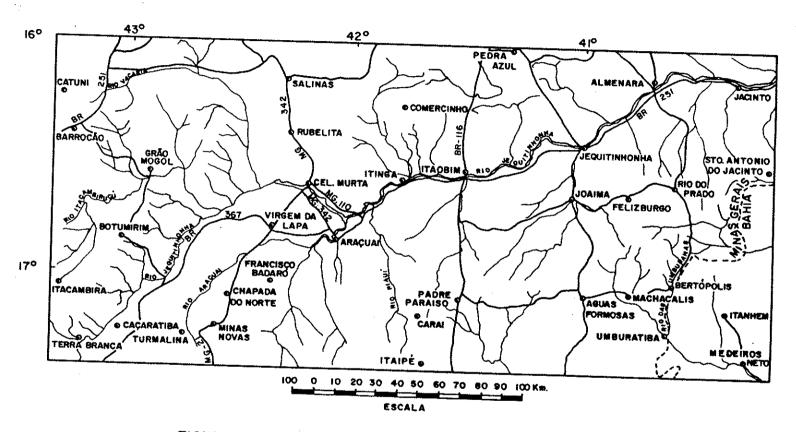


FIGURA 3 - PRINCIPAIS CIDADES, RODOVIAS E DRENAGENS.

O conjunto radiométrico (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb), presentemente disponível atinge 230 determinações (listadas nos apêndices 1,2,3 e 4), sendo que aquelas incluídas em trabalhos anteriores são aqui reavaliadas nas interpretações in tegradas, tendo em vista os novos resultados disponíveis. O ma pa geológico (anexo 1) apresenta adicionalmente a localização das amostras datadas.

O cronograma sintético das atividades empreendidas durante os trabalhos pode ser assim discriminado:

- 1. levantamento bibliográfico dos trabalhos geológicos referentes a região em estudo e adjacências.
- 2. análise preliminar de imagens de radar na escala 1:250.000, com esboço das feições estruturais e tectônicas, de importân cia para o presente enfoque. Nesta fase foram utilizadas todas as informações obtidas em mapeamentos existentes na área (Radambrasil, CPRM, CETEC e outros mais localizados).
- 3. Trabalhos de campo segundo seções previamente determinadas, com observações de campo e amostragem para geocronologia.
- 4. Trabalhos de laboratório que consistiram em análises petrográficas e geocronológicas.
- 5. Elaboração de mapa geológico de integração na escala aproximada de 1:1.000.000 baseado nos dados litológicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos (Anexo 1).

#### 2. Trabalhos Anteriores

Neste capítulo serão comentados genericamente os trabalhos pioneiros e de caráter regional realizados na porção nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia. Os trabalhos de semide talhe e detalhe efetuados na área serão objeto dos capítulos se

guintes, quando serão abordadas as diversas unidades geológicas.

Trabalhos de reconhecimento geológico na região datam do século passado (in Sã, 1977) tendo sido executados por Spix e Martius, (1818) nas cabeceiras dos Ribeirões Piaui e Calhauzinho, Hartt (1866) no rio Jequitinhonha e Costa Sena (1882) nas bacias do Araçuai e Jequitinhonha. A riqueza mineral (ouro, diamante e pedras semi-preciosas) levou muitos pesquisadores a se dedicarem ao estudo da área, tais como: Ferraz, 1928 (berilo, crisoberilo, turmalina, espodumênio); Leonardos, 1936 (granada, andaluzita); Silva, 1939 e Coutinho, 1945 (topázio); Paiva, 1957 (lepidolita); Cassedanne et al. 1971 (childrenita, eosforita, roscherita; montgomeryta).

Nas décadas de 50 e 60, as denominações geotectô nicas estabelecidas para os setores meridionais desta faixa costeira, Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro, São Paulo e Para nã, não diferenciaram esta porção setentrional, tema deste traba lho. Neste sentido, Ebert (1955,1957) propôs o termo Paraibides e Faixa Tectogênica Paraíba, com extensões para NNE, paralelamen te a costa, alcançando a região de Salvador.

Almeida (1966, 1967) mantem a denominação de Fai xa Tectogênica do Paraíba, para a entidade geotectônica exposta ao longo da costa brasileira, mencionando sua grande extensão desde o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul.

Cordani (1968) engloba o setor oriental em pauta no que denominou de Cinturão Orogênico Paraíba, apresentando o primeiro cenário geocronológico regional, composto por idade iso crônica Rb-Sr próxima de 600 Ma., e idades aparentes K-Ar e Rb-Sr em minerais em torno de 450 Ma. O autor (op.cit.) refere- se à similaridade desse padrão radiométrico com os dados relativos a orogênese Caririana no nordeste brasileiro.

Grossi Sad e Ladeira (1968) propuseram a denominação Cinturão Orogênico Atlantides em substituição ao termo Paraibides de Ebert (1955), por constituir este uma expressão de toponimia local.

Delhal et al. (1969) apresentaram análises geocronológicas U-Pb, Rb-Sr, e K-Ar de rochas do Brasil sul- oriental,
abrangendo os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Concluiram pela existência de três ciclos orogênicos, os quais têm registros nas rochas granitóides da Serra dos Órgãos (Ciclo Brasiliano - 620 Ma.), nos gnaisses granulíticos do Paraíba do Sul(Ci
clo Transamazônico - 2.070 Ma.) e nos gnaisses Mantiqueira com
2.800 Ma.

Cordani (1973) apresentou estudo geocronológico da faixa costeira brasileira, entre Salvador e Vitória, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. A idade Rb/Sr regional de 650 Ma. foi interpretada como da época do metamorfismo epizonal do Grupo Rio Pardo, e formação das rochas gnáissicas mesozonais da região. Já os dados K-Ar indicaram o intervalo de tempo 450-500 Ma. para o término da cratonização e resfriamento da parte oriental da Plataforma Brasileira.

Almeida et al. (1973) denominaram de Cinturão Ribeira a unidade brasiliana, com cerca de 1.800 km de extensão, formada por regeneração de rochas mais antigas, que incluem idades referentes ao ciclo Transamazônico. Denominações de cunho geotectônico que incluiram a região em estudo foram utilizados por outros autores, tais como: Cinturão Movel Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1973); Região de Dobramentos Sudeste (Almeida et al. 1976); Provincia Estrutural Mantiqueira (Almeida et al.1977).

Silva Filho et al. (1974) apresentaram as cartas geológicas na escala 1:250.000 e o texto básico das Folhas Rio Pardo, Itapetinga, Monte Pascoal e Caravelas, referentes ao Projeto Sul da Bahia, executado pela CPRM. Estes autores admitiram que os kinzigitos do extremo sul da Bahia resultariam de uma ana texia parcial "in situ", originada as expensas tão somente de condições metamórficas mais energicas. Na evolução desse proces-

so, os metatexitos de composição kinzigítica passariam a diatex $\underline{i}$  tos e rochas granitóides porfiroblásticas.

Diversos trabalhos vinculados a programas de reconhecimento regional na escala 1:250.000 foram desenvolvidos a partir da década de setenta, destacando-se nesse sentido, além do Projeto Sul da Bahia anteriormente mencionado, os Projetos Espírito Santo (Silva e Ferrari, 1976) e Jequitinhonha (Fontes et al. 1978), ambos desenvolvidos pela CPRM.

Dando continuidade ao programa de levantamento geo lógico e de integração foram publicados vários trabalhos, a saber: Carta Geológica ao Milionésimo Folha SE-23, Belo Horizonte, com base em interpretação de imagens Landsat (Amaral et al. 1976); Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000 (Costa e Romano, 1976); Mapa Tectônico de Minas Gerais, na escala 1:500.000 (Costa, 1978); Folhas ao Milionésimo SE-23, Belo Horizonte (Silva e Mignon, 1978) e SE-24, Rio Doce (Silva e Pimentel, 1978), ambas pelo DNPM (ainda sem texto explicativo); Mapa Geológico do Estado da Bahia 1:1.000.000 e Texto Explicativo (Inda e Barbosa, 1978); Cartas Geológicas 1:250.000 relativas ao Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha (Araújo et al. 1980); e Mapa Geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Araújo et al. 1982).

Merecem destaque também os trabalhos, (ainda inéditos) realizados pelo Projeto Radambrasil relativos as Folhas SE-23, Belo Horizonte (Pereira et al. 1984) e SE-24, Rio Doce (Silva et al. 1983) com a individualização na área em estudo dos Complexos Santa Isabel, Paraíba do Sul, Supergrupo Espinhaço, Grupos Macaúbas, Almenara, Suite Granitóide Medina, e Suites Intrusivas Guaratinga, Itinga e Aimorés. Estes trabalhos contaram com a participação do autor, servindo de base para o presente estudo de cunho geocronológico.

Almeida (1977) propôs denominar de Araçuaí a faixa de dobramentos brasiliana adjacente as bordas sul e sudeste do Craton do São Francisco, em Minas Gerais, e regiões vizinhas da Bahia. Segundo Almeida (op.cit.), o Grupo Macaübas e os gnaisses, xistos, quartzitos e calcários associados, no sul da Bahia, representam os depósitos geossinclinais que a caracterizam sendo admissível que equivalentes do Grupo Bambuí também possam existir nela. As estruturas da Serra do Espinhaço em Minas Gerais a ela pertencem pelo menos em parte. Dobramentos holomórficos e grandes falhas inversas junto a borda do Craton caracterizam a tecto gênese geossinclinal na faixa Araçuai. A vergência em direção ao craton tem sido colocada em evidência, onde trabalhos de detalhe foram executados.

Almeida et al. (1980) e Lesquer et al. (1981) individualizaram um bloco crustal de constituição granito-gnáissica, o Craton do Paramirim, orlado por faixas de rochas de alto grau e de evolução policíclica, os Cinturões Moveis Costeiro e Alfenas. A passagem craton-cinturão movel seria denunciada por anoma lia linear, caracterizada por dois platôs desnivelados e separados por acentuado vale.

Brito Neves et al. (1980) na síntese sobre a evolução geocronológica pré-cambriana do Estado da Bahia, discutiram os dados geocronológicos disponíveis para o sistema de dobra mentos Araçuaí, dividindo-o nas rochas da infra-estrutura (embasamento) e supra-estrutura (Grupo Rio Pardo). Através dos dados radiométricos disponíveis demonstrou-se que a influência do ciclo Brasiliano em rochas da infra-estrutura encerra-se aproximadamente no paralelo 15°S.

Almeida (1981) denomina de Provincia Mantiqueira as rochas situadas ao longo da costa Atlântica, ao sul do paralelo de latitude 15°S, estendendo-se até o Uruguai, ocupando uma área de cerca de 450.000 km². Nesta provincia observa que as rochas do facies anfibolito passam para os gnaisses e migmatitos com associações de xistos, quartzitos, calcossilicáticas, margas, charnockitos, granitos ácidos e básicos.

Haralyi e Hasui (1982) utilizando-se das informa ções geofísicas compartimentam o Brasil oriental em blocos pré-brasilianos, estando a região em foco estruturada no Bloco Vitória, enquadrado como unidade Arqueana, retrabalhada durante eventos do Proterozóico.

Siga Jr. et al. (1982) apresentam o quadro geoló gico-geocronológico das rochas da parte setentrional da faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro. O padrão radiométrico disponível permitiu a elaboração de um esboço tectônico, com representação das zonas metamórficas referentes a própria evolução brasiliana (epi, meso e catazona).

Mais recentemente, Almeida e Litwinski (1984) u-tilizaram-se da denominação Provincia Mantiqueira, dividindo o setor setentrional nas zonas oriental e ocidental. Os autores citados interpretam essas zonas como afetadas por processos policicios relativos ao Proterozóico, atuantes sobre cinturões prova velmente arqueanos.

Lima et al. (1984) apresentam um esboço geotectô nico das Folhas ao Milionésimo SD-24, Salvador e SE-24, Rio Doce, estabelecendo relações geológicas e tectônicas entre as Províncias São Francisco e Mantiqueira. Esta última foi subdividida, em vista dos caracteres estruturais e geocronológicos, em duas subprovíncias: Araçuaí, e Médio Rio Doce. Na subprovíncia A raçuaí, o Complexo Jequitinhonha (Almeida e Litwinski, 1984) é referido com modificações do conceito original, uma vez que Lima et al. (op.cit.) não englobam neste Complexo as unidades quartzíticas e xistosas, então denominadas de Grupo Almenara. Elaboram ainda uma distinção da atividade ignea, tipificada nas regiões por batólitos e "stocks" sin, tardi e pos-tectônicos à evolução do ciclo Brasiliano.

Em suma, as considerações efetuadas retratam o nível atual de conhecimento geológico e geotectônico da região NE de Minas Gerais e sul da Bahia que, embora totalmente mapeada na escala 1:250.000, não revelam em muitos setores tal nível de conhecimento.

## 3. Agradecimentos

A realização deste trabalho tornou-se viável devido as colaborações de pessoas e entidades ao longo das várias eta pas do seu desenvolvimento as quais o autor manifesta sinceros agradecimentos.

Inicialmente, o autor deseja consignar ao seu orientador Prof.Dr. Umberto Giuseppe Cordani, Diretor do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, sua profunda gratidão pelas sugestões durante o transcurso deste trabalho e pelo incansável estímulo recebido. Os agradecimentos são igualmente extensivos ao Prof. Dr. Koji Kawashita, que forneceu constante apoio científico e laboratorial.

Aos colegas do,então, Projeto Radambrasil, na pessoa do Diretor da Divisão de Geologia, Geólogo Jaime Franklin Vidal Araújo, pelo acesso às informações geológicas e documentação inéditas, e especialmente aos geólogos Mário Ivan Cardoso de Lima, Alex Domingos C. Pereira, Enéas Góis da Fonseca, Ricart Normandi Ribeiro Jr., Eduardo Ruy C. Braz, Elson Paiva de Oliveira, Valdir Francisco Veronese, pela cooperação frequente, expressamos nossos agradecimentos.

Agradecemos ao Instituto de Geociências Aplicadas, IGA, e a Metamig pela colaboração em termos de acesso à documentação, mapas e apoio às viagens de campo, na pessoa do Geólogo Atahualpa Valença Padilha.

Agradecemos especialmente aos colegas geocronólogos do CPGeo-IGUSP, Colombo Celso Gaeta Tassinari e Kei Sato, pe la colaboração nas diferentes fases do estudo radiométrico, e pelos debates profícuos na sua interpretação. Reconhecimento especial aos colegas Wilson Teixeira, Miguel Angelo Stipp Basei e New ton Litwinski pelas participações nas viagens de campo e pelas discussões e debates mantidos, que propiciaram um gradativo amadu

recimento dos problemas apresentados.

Agradecimentos são extensivos aos Profs. Benjamim Bley de Brito Neves, Silvio Roberto F. Vlach, Gilberto Amaral, Mã rio C.H. Figueiredo, Mário da C.Campos Neto e Roland Trompette, pe la expontânea cooperação e pelas discussões ocorridas durante as diferentes etapas deste trabalho.

Nossa gratidão aos Drs. S. Moorbath e P.N. Taylor, pela liberação dos laboratórios da Universidade de Oxford para as análises isotópicas de Pb deste trabalho, bem como a W. R. Van Schmus da Universidade de Kansas pelas análises realizadas através do método U-Pb em zircões através de intercâmbio científico.

Somos gratos aos funcionários do CPGeo, José Elmano Gouveia, Claudio dos Santos, Jorge Gouveia de Almeida, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, José Roberto Medeiros, Margarida Martins, Décio Duarte Rosas, Liliane Aparecida Petronilho, Claudio Comerlatti, Mitzi Sonoki e Artur Takashi Onoe pelo apoio analítico à pesquisa.

O autor agradece à Sra. Claudete Salinas do IGUSP, pelo cuidadoso trabalho datilográfico e montagem do texto, e ao desenhista Carlos Eduardo Pinho Sabag, responsável pelas ilustrações. Ao setor gráfico, chefiado pelo Sr. Jayme Alves da Silva e aos Srs. Claudio Hopp e Paulo Diakov, do setor de laminação, agradecemos pela cooperação recebida.

Somos gratos ao Conselho Nacional de Desenvolvimen to Científico e Tecnológico, CNPq, cujo apoio através do projeto "A evolução geotectônica da parte meridional do Craton do São Francisco" (processo nº 40.1250/83) contribuiu para a execução das etapas de campo, e também ao Convênio CNPq/British Council, que possibilitou intercâmbio científico com a Universidade de Oxford, para a execução de análises isotópicas de Pb.

Por fim, o agradecimento profundo à esposa Maria Helena da Costa Assis Siga, e aos filhos Guilherme Assis de Siga, Andréa de Cássia Siga e Carolina Siga, cuja compreensão constante possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

#### II. METODOLOGIA

O conjunto de determinações radiométricas, utilizando-se dos métodos K-Ar e Rb-Sr foi efetuado no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo.

Em termos de coleta para processamento geocronol $\underline{\delta}$  gico, foram obtidas várias amostras por afloramento (com peso de 1 a 2 kg cada), que não apresentavam alteração à vista desarmada.

A preparação das amostras seguiu a rotina dos laboratórios do CPGeo, com britagem e quarteação dos exemplares, e posterior pulverização. Os concentrados minerais nas granulações 60/100 mesh e 100/150 mesh, foram obtidos através de separação magnética em aparelho Frantz, com emprego eventual de bromofórmio e de placa vibratória. Algumas amostras contudo, pela impossibilidade de separação de determinado mineral, foram analisadas em rocha total, na granulação 35-60 mesh.

Alternativamente, alguns grupos amostrais provenientes de afloramentos-chave foram também analisados pelos méto dos Pb-Pb em rocha total (laboratórios da Universidade de Oxford-Inglaterra) e U-Pb em zircões (laboratórios da Universidade de Kansas-EUA).

Finalmente, nos casos em que as relações isotópicas das amostras do afloramento mostraram-se desfavoráveis para a construção de isócronas, optou-se pela interpretação da idade aparente Rb-Sr em amostras portadoras de elevada relação  $\rm Rb^{87}/Sr^{86}$ , com o objetivo de reduzir a influência da relação  $\rm Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial assumida nos cálculos de idade.

#### 1. Anālises K-Ar

As analises radiométricas em minerais e em rocha

total foram efetuadas segundo técnicas descritas por Amaral et al. (1966), com pequenas modificações. As dosagens de potássio foram feitas através de análises em duplicata por fotometria de chama, em aparelho Micronal modelo B-262.

As extrações de argônio foram processadas em unidade de ultra-vácuo com pressões da ordem de  $2 \times 10^{-7}$  mmHg ou inferiores. As análises de argônio, por diluição isotópica, foram executadas em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds, empregando-se como referencial alíquotas de argônio 38 puro em quantidades mensuráveis, da ordem de  $1 \times 10^{-5}$  ccSTP.

A reprodutibilidade analítica para o método K-Ar é da ordem de 2 a 3%, com base em repetição de standards interlaboratórios.

As precisões das análises de K e Ar condicionam -se ao respectivo erro individual, produto de incerteza experimental nas medidas de K e quantidade de Ar $^{40}$ atm. As constantes  $\underline{u}$  tilizadas nos cálculos de idades seguiram as normas propostas por Steiger e Jäger (1977):

$$^{\lambda}K_{\beta}^{40} = 4,962 \times 10^{-10} \text{anos}^{-1}$$
 $K_{\text{tot.}}^{40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{anos}^{-1}$ 
 $Ar^{40}/Ar^{36} \text{ atm.} = 295,5$ 
 $K^{40} = 0,01167\% K_{\text{tot.}}$ 

#### 2. Analises Rb-Sr

O selecionamento das amostras para datação foi

realizado com base em análises semi-quantitativas de rubídio e estrôncio total, por fluorescência de Raios-X Phillips utilizando-se de um tubo de Mo (tendo-se como referência os padrões internacionais DTS-1, PCC-1 e GSP-1). Nas amostras escolhidas, foram efetuadas análises quantitativas, com correções específicas de back-ground, baseadas no efeito Compton de Mo. Para valores entre 50 e 500 ppm, o erro estimado para as dosagens é da ordem de 2%. Nas amostras datadas, cujos teores de Rb tot e Sr medidos ao RX revelaram-se fora desse intervalo, foram realizadas medidas por diluição isotópica (utilizando-se traçadores enriquecidos em Rb se Sr segundo técnicas descritas em Kawashita (1972).

As análises espectrométricas Rb-Sr, foram das em aparelho Varian Mat tipo TH-5, de fonte sólida, com siste ma de aquisição e processamento automático das correntes cas, mediante um microcomputador HP-9825B, acoplado "on line" ao mesmo (Kawashita et al. 1983). Na estratégia de análise, em geral 10 grupos de 6 a 8 ciclos são efetuados com uma corrente proximada de 8 x 10<sup>-11</sup> amperes; para a média de cada grupo é uti lizado um critério de rejeição ao nível de 1,50. No cálculo média final (média aritmética simples do grupo) o critério de re jeição é também ao nível de 1,50, porém efetuado em duas etapas, sendo o último designado de refinamento. Para o traçado das isócronas foi adotado o desvio padrão (SD) clássico 0,50/00, conforme usualmente utilizado em muitos laboratórios.Os valores computados nos diagramas relativos aos erros das idades referem-se a 1o.

Todos os valores da razão  $\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  obtidos foram normalizados para a relação  $\mathrm{Sr}^{86}/\mathrm{Sr}^{88}$  = 0,1194. As demais constantes utilizadas nos cálculos foram (Steiger e Jäger,1977):

$$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_{N} = 2,5076 \pm 0,0037$$

## 3. Anālises Pb-Pb e U-Pb

As análises isotópicas pelo método Pb-Pb foram processadas em rocha total nos laboratórios do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford, U.K. Os métodos de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos de parâmetros-modelo acham-se descritas em Taylor et al. (1980).

As análises U-Pb foram realizadas em zircões, préconcentrados no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo, processadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade de Kansas e tratadas em diagramas Concórdia por Van Schmus.

# III. COMPARTIMENTAÇÃO DOS DOMÍNIOS GEOLÓGICO-GEOCRONOLÓGICOS

A área investigada ocupa as bordas sul e sudeste do Craton do São Francisco, em Minas Gerais e regiões vizinhas da Bahia estendendo-se à região costeira adjacente (figura 4). Faz parte de um extenso cinturão desenvolvido no Proterozóico Su perior que se prolonga para o sul, margeando a Plataforma Sul-Americana.

O posicionamento da região em questão, dentro de um quadro geotectônico que engloba as áreas adjacentes pode ser observado na figura 5. Nesta, verifica-se uma estruturação em forma de um grande arco, limitado pelos falhamentos inversos, que circundam o Craton do São Francisco. Os inúmeros e extensos purrões, as estruturas anticlinoriais e sinclinoriais, a ção presente, e a vergência geral, sugerem esforços cujas tantes se mostram radiais, dirigidas contra o anteparo cratônico. Nas bordas desta estrutura, em forma de ferradura, de modo geral as sequências supracrustais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977), desenvolvida no Proterozóico rior, bem como sequências anteriores, retrometamorfisadas período. Já no setor centro-oriental, predominam as rochas gnáis sicas-migmatíticas e graníticas.

A região investigada (anexo 1), encontra-se destacada na Fig. 5, e foi no presente trabalho compartimentada em dois setores maiores: o domínio brasiliano externo e o domínio brasiliano interno.

O domínio brasiliano externo ocupa a porção ocidental da área investigada sendo grosseiramente limitado a leste pelo falhamento inverso, denominado de Taiobeiras. Neste domínio ocorrem os metassedimentos de baixo grau metamórfico (facies xisto-verde, zonas da clorita e biotita) da faixa Araçuaí, tipificados principalmente pelos metadiamictitos do Grupo Macaúbas. Tem ainda como representantes os metassedimentos do sistema Espinhaço, claramente envolvidos pela tectônica brasiliana, além das rochas gnáissicas-migmatíticas da estrutura anticlinorial de Ita

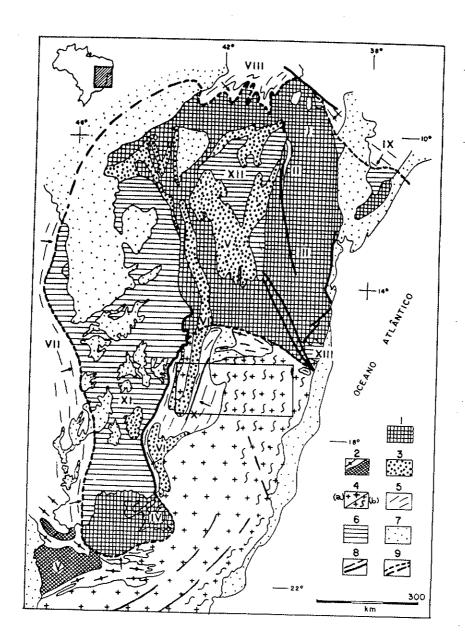


FIGURA 4 - POSICIONAMENTO TECTÔNICO DA ÁREA INVESTIGADA. I- ÁREAS PRÉ-TRANSA MAZÔNICAS E TRANSAMAZÔNICAS NÃO DIFERENCIADAS: COMPLEXO CARAÍBA (I), GRUPO JACOBINA (II), COMPLEXO JEQUIÉ (III), QUADRILÁTERO FERRÍFERO (IV). 2- FAIXA DOBRADA URUAÇU E MACIÇO GUAXUPÉ (V). 3-FAIXA ESPINHAÇO E COBERTURAS RELACIONADAS NA CHAPADA DIAMANTINA (VI). 4-ÁREAS MESO E CATAZONAIS BRASILIANAS (b) E/OU ROCHAS POLIMETAMÓRFICAS PRÉ-BRASILIANAS (g). 5- UNIDADES BRASILIANAS: FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASILIA (VII), REGIÃO DE DOBRAMENTOS NORDESTE (VIII), FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANO (IX), FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ. 6-COBERTURAS SEDIMENTARES CORRELATIVAS AO CICLO BRASILIANO: GRUPO BAMBUÍ NAS BACIAS DO SÃO FRANCISCO (XI) E SALITRE-JACARÉ (XII), RIO PARDO (XIII). 7-COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS B-FALHAMENTOS MAIORES. 9-LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. SETAS INDICAM VER GÊNCIAS (IN INDA et al , 1.984 - COM MODIFICAÇÕES).

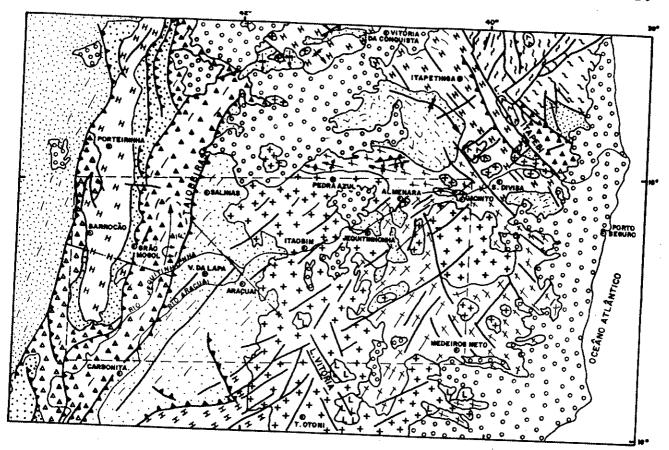
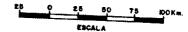
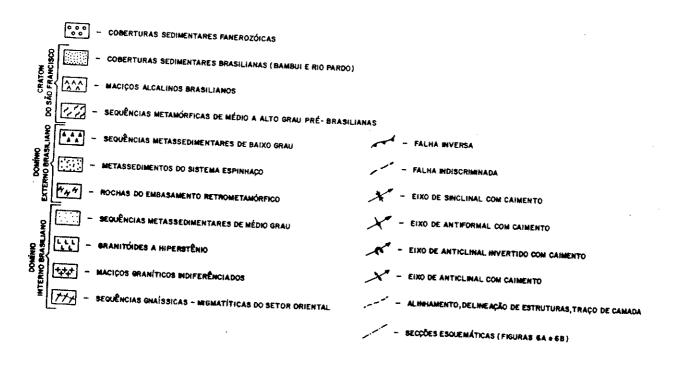


FIGURA 5 - ESBOÇO TECTÔNICO DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS E SUL DA BAHIA (MODIFICADO DE SCHOBBENHAUS et al, 1.981 - LIMA et al, 1.983).





di

cambira-Barroção, retrometamorfisadas neste período.

Neste domínio, os dados geocronológicos indicam a formação das rochas gnáissicas- migmatíticas no Proterozóico Inferior (Rb/Sr e Pb/Pb) e um padrão de resfriamento para todo setor relativo ao Proterozóico Superior (K-Ar), caracterizando o envolvimento termal desta porção no ciclo Brasiliano.

A figura 6a refere-se a um corte esquemático deste setor, onde pode ser visualizado os falhamentos inversos que colocam os metassedimentos Salinas sobre os metassedimentos Macaúbas, estando este por sua vez, em discordância angular sobre os metassedimentos Espinhaço.

Pelo menos duas fases deformativas podem ser observadas nos metassedimentos Macaúbas, a primeira intensa, dada por uma marcante xistosidade plano axial (Sn) com direções preferenciais NE/SW, e vergência para o Craton do São Francisco. A segunda é caracterizada por uma clivagem de crenulação (Sn+1), que transpõe com intensidade variável a xistosidade principal.

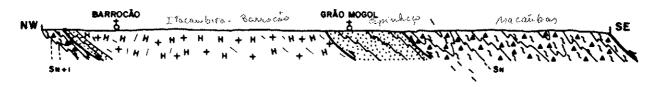
O domínio brasiliano interno, ocupa o setor centro-oriental da região pesquisada, englobando áreas que poderiam ser enquadradas num domínio brasiliano intermediário. Este domínio tem como representantes os metassedimentos Salinas, e as rochas gnáissicas-migmatíticas orientais. Batólitos e "stocks" graníticos ocorrem frequentemente neste setor. Observa-se um metamorfismo crescente para leste, gradando da zona da cianita para a zona da sillimanita e atingindo na porção oriental condições P, T, do facies anfibolito alto.

Neste setor os dados geocronológicos (U/Pb; Rb/Sr; K-Ar) indicam a formação destas rochas de médio a alto grau no Proterozóico Superior, caracterizando as porções mais internas deste domínio brasiliano.

Uma seção esquemática desta porção interna brasiliana é também representada na figura 6b. O padrão estrutural é

#### DOMÍNIO EXTERNO (BRASILIANO)

Selinos?



#### FIGURA 6 A - "CORTE GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DE BARROCÃO A GRÃO MOGOL"



- FILITOS, METASSILTITOS, QUARTZITOS, METADIAMICTITOS (MACAÚBAS)

+ GNAISSES, MIGMATITOS E GRANITOS DE ITACAMBIRA-BARROCÃO (RETROMETAMÓRFICO)

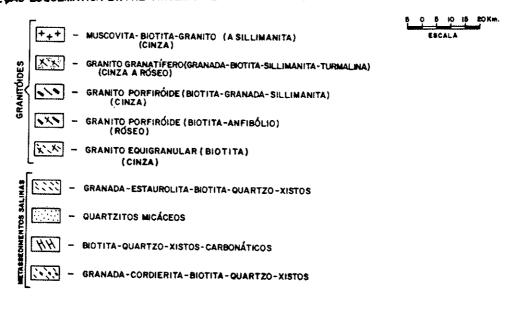
- QUARTZITOS, MICAXISTOS, CONGLOMERADOS DO SISTEMA ESPINHAÇO

S: - XISTOSIDADE DOMINANTE NOS METASSEDIMENTOS

#### DOMÍNIO INTERNO (BRASILIANO)



### FIGURA 6 B - SEÇÃO ESQUEMÁTICA ENTRE VIRGEM DA LAPA - JACINTO (VALE DO RIO JEQUITINHONHA)



- GNAISSES E MIGMATITOS (BIOTITA-GRANADA-SILLIMANITA-CORDIERITA-GRAFITA)

Sz - XISTOSIDADE DOMINANTE NOS METASSEDIMENTOS E GNAISSES

dado por uma marcante xistosidade (Sn), com direções preferenciais NE/SW e vergência para NW que transpõe intensamente uma superfície anterior. Uma clivagem de crenulação (Sn+1) irregular mente desenvolvida transpõe a xistosidade principal. É interessante observar que esta xistosidade principal se direciona para NW/SE no setor oriental deste domínio (Jacinto/S.da Divisa), com vergências para nordeste, caracterizando um amoldamento das estruturas contra o anteparo cratônico.

Por outro lado, na contra parte Africana, Hossie (1980) identificou no setor ocidental a presença de rochas gnáis sicas-migmatíticas, metamorfisadas no facies anfibolito (Série Loémé), com inúmeros corpos graníticos e metabasitos associados, correspondentes ao domínio tectono-metamórfico interno. Os domínios intermediário e externo são representados por rochas do facies xisto-verde que ocorrem mais a leste (Séries Loukoula, Bikossi, Moussouva, e Mvouti). As vergências estruturais e os falhamentos inversos se voltam para o Craton do Congo, caracterizando a dupla polaridade do cinturão.

#### IV. SEQUÊNCIAS REGIONAIS DO DOMÍNIO EXTERNO

O domínio brasiliano externo ocupa a porção ocidental da área investigada, sendo grosseiramente limitado a leste pelo falhamento inverso, denominado Taiobeiras. Tem como representantes rochas gnáissicas-migmatíticas da estrutura anticlinorial de Itacambira-Barrocão, retrometamorfisadas no ciclo brasiliano, os metassedimentos do sistema Espinhaço, claramente envolvidos pela tectônica deste período, além das rochas de baixo grau metamórfico do próprio ciclo, tipificadas pelos metassedimentos do Grupo Macaúbas.

#### 1. Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barrocão

Sob esta denominação está incluido o conjunto de rochas gnáissicas, graníticas, migmatíticas, e metabásicas associadas que ocupa a faixa submeridiana ocidental da região estudada, estendendo-se desde aproximadamente as cidades de Barrocão ao nor te até Itacambira ao sul (Anexo 1).

#### - Generalidades

- Moraes et al.(1937) descreveram sucintamente essas rochas na região entre Barrocão e Riacho dos Machados, denom<u>i</u> nando esta unidade de Complexo Cristalino.
- Cobra (1970) estudando as rochas de Barrocão e Catuni menciona: "Tal como os sedimentos da serra do Catuni, estas rochas cristalinas estão fortemente laminadas apresentando al gumas faixas de milonitos e, de modo geral, forte cataclase. Uma destas faixas, talvez a mais significativa, passa pela cidade de Catuni, resultando da ultramilonitização uma rocha de aspecto ardosiano".
- Amaral et al. (1976) denominaram de Complexo Bar rocão o conjunto formado por rochas migmatíticas, gnáissicas, gra níticas, granodioríticas e intrusivas básicas, geralmente cata-

clásticas, expostas entre Francisco Sá e Grão Mogol, posicionando-as no pré-Cambriano inferior.

- Costa e Romano (1976), no mapa geológico do Estado de Minas Gerais (1:1.000.000), incluiram estas rochas no Embasamento Granítico-Gnáissico Indiviso.
- Fontes et al. (1978) ratificaram a existência, nesta região, de rochas polimetamórficas altamente cataclasadas que foram incluidas no Complexo Gnáissico-Migmatítico da Associação Barbacena/Paraíba do Sul.
- Drumond et al. (1980) reuniram este conjunto  $1\underline{i}$  tológico sob a denominação de Associação Gnáissica-Migmatítica , dividindo-a em diversas subunidades.
- Pereira et al. (1984) utilizaram para esta unidade, na Folha ao Milionésimo SE-23-Belo Horizonte (Projeto Radambrasil), a denominação de Complexo Santa Isabel, conforme caracterização anterior de Fernandes et al. (1982). Desta forma, aqueles autores admitem que a região em estudo apresenta continuidade litológica com o Complexo Santa Isabel, definido originalmente por Barbosa e Moutinho da Costa (1973), na região central do Estado da Bahia. Em território baiano, a proposição destes terrenos pertencerem a uma zona de raiz de antigo greenstone belt, metamorfisado no facies granulito ao final do Arqueano, foi sugerida por Jardim de Sã et al. (1976) com base principalmente na abundância de (meta) básicas-ultrabásicas.
- Inda et al. (1984), incluiram estas rochas nos terrenos migmatito-granulíticos, granitóides e granito-greenstone não diferenciados, provavelmente arqueanos, e que sofreram retrabalhamento (total ou parcial), nos ciclos Transamazônico e Brasiliano.
- Almeida e Litwinski (1984) denominaram informalmente as rochas desta região de Complexo Gnáissico-Granítico, e como tal as incluiram na zona ocidental do setor norte da Pro-

vincia Mantiqueira.

Os perfis realizados pelo autor concentraram - se nas regiões de Barrocão, Botumirim, e Grão Mogol, sendo que as extensas coberturas detríticas existentes, bem como o grau avançado de alteração das rochas prejudicaram os trabalhos de campo. De modo geral, os estudos realizados permitiram incluir neste complexo biotita-gnaisses foliados, localmente migmatíticos, bio tita-hornblenda gnaisses, granitos, granito-gnaisses, gnaisses porfiroblásticos, migmatitos, gnaisses cataclásticos, cataclasitos, milonitos e filonitos. Ocorrem também rochas metabásicas, sob a forma de lentes e bandas, geralmente xistificadas e cloritizadas, e de composição predominante anfibolítica.

As rochas gnáissicas-migmatíticas deste complexo compõem uma estrutura anticlinorial, com direção aproximada N-S, e caimento para sul. Os flancos são representados por rochas quartzíticas, pertencentes ao sistema Espinhaço.

Observa-se, em todas as rochas do complexo gnáis-sico-migmatítico, uma ação dinamo-metamórfica intensa, evidencia da pela presença dos termos cataclásticos mencionados, que mostram alinhamentos de direção predominante NW-SE. Tais orientações contrastam com os planos de foliação gnáissica, os quais se dispõem para NE, com mergulhos sistemáticos para SE.

Nos trabalhos de mapeamento realizados pelo Proje to Radambrasil observou-se concordância estrutural entre as rochas desse complexo e as do Supergrupo Espinhaço. Seu contato com as rochas do Grupo Macaúbas são através de discordância erosiva. Esta unidade apresenta-se capeada por extensa cobertura de trito-laterítica Terciária.

## - Características Petrográficas

Levando-se em conta as informações contidas nas referências consultadas, bem como os estudos do autor, a caracterização macro e microscópica dos diversos tipos litológicos re-

gionais pode ser resumida como segue:

- As rochas gnáissicas apresentam-se finamente bandadas, com granulação variável de fina a grossa, às vezes oftalmíticas. As bandas claras são quartzo-feldspáticas e as escuras que definem a foliação gnáissica são compostas predominantemente por biotita. É frequente a presença de veios pegmatóides, de espessura centimétrica a decimétrica intercalados concordantemente com o bandamento gnáissico. A composição das rochas gnáissicas varia desde tonalíticas até álcali-graníticas. O feldspato potássico é mais frequente nas rochas de granulação grosseira, e a biotita é o máfico predominante.

Microscopicamente, essas rochas apresentam textura granoblástica cataclástica sendo constituídas principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, sericita, anfibólio, além de titanita, epidoto, turmalina, zircão e opacos. A ação cataclástica intensa acarreta a presença de cristais fraturados, principalmente de microclínio preenchidos por quartzo microgranulado. O plagioclásio apresenta geminação albita, com as lamelas fortemente disformes e em avançado grau de saussuritização. O quartzo, com forte extinção ondulante, é de várias gerações, e apresenta-se sob forma primária, microgranulada, ou de injeção, neste caso cortando os minerais anteriores.

- As rochas graníticas apresentam-se afetadas, em graus variáveis, pelos processos cataclásticos. Sua coloração é cinza esverdeada à rósea, variando para tons amarelados quando alteradas. Mostram-se inequigranulares a equigranulares, granulação média a grossa, com estrutura isotrópica ou ligeiramente foliada. Ao microscópio são rochas com textura hipidiomórfica a xe nomórfica, cataclástica. Sua composição mineralógica inclui microclínio pertítico, plagioclásio, quartzo e biotita, além da titanita, epidoto-zoizita, turmalina, zircão e alanita como acessórios. O microclínio e o plagioclásio são majoritários e alternam-se na ordem de abundância. Constituem fenocristais fraturados, dispersos em meio a uma matriz quartzo-feldspática, marcada por palhetas curtas, desfiadas e retorcidas de biotita cloritizada, i

soladas e/ou agregadas. Onde a cataclase foi intensa, os feldspatos apresentam formas ovóides, com microgranulação de bordos. O plagioclásio apresenta lamelas dos geminados fortemente deformadas, e o quartzo exibe extinção ondulante. A biotita apresenta cor parda a esverdeada revelando alto teor de ferro.

- Os milonitos e filonitos, formados a partir de protolitos graníticos ou gnáissicos, são rochas de coloração variada, ora cinza a esverdeada, ora creme, de granulação variável, fina a média, e aspecto xistoso. Sua composição é essencialmente quartzo-sericítica, com magnetita neo-formada presente na forma de numerosos octaedros.

- As rochas metabásicas apresentam-se maciças, iso trópicas, com coloração esverdeada e granulação de média a grosseira. Ao microscópio mostram textura subofítica, caracterizada pelo desenvolvimento de grandes ripas de plagioclásio. Mineralogi camente essas rochas são constituídas por plagioclásio, clinopiro xênio, anfibólio e quartzo. Como produtos de alteração ocorrem se ricita, epidoto e saussurita.

# - Padrão Geocronológico

Nas etapas de campo realizadas inúmeras amostras foram coletadas, objetivando caracterizar geocronologicamente este setor marginal ao Craton do São Francisco. Tal estudo, realizado principalmente em rochas gnáissicas e migmatíticas dos arredores de Botumirim e Barrocão permitiu demonstrar que o complexo é heterogêneo, e inclui materiais de idade diferente, formados em épocas distintas, ou que sofreram diferentes evoluções geológicas. De qualquer forma, foram caracterizados alguns padrões geocronológicos, como segue:

Os dados analíticos Rb-Sr referentes aos gnaisses cataclásticos do afloramento NO-12, localizado a NW de Botumirim, apresentaram-se relativamente alinhados em diagrama isocrônico, com idade de 2.640  $\pm$  130 Ma., para uma relação inicial (Sr $^{87}$ /Sr $^{86}$ ) i de 0,708  $\pm$  0,007 (figura 7). Neste diagrama foram tentativamente

plotados os pontos analíticos dos gnaisses 1195/569 e 179/174-1, coletados pelo Projeto Radambrasil respectivamente nos arredores de Botumirim e Barroção. Tais dados mostraram-se relativamente <u>a</u> linhados com os demais, referentes ao afloramento NO-12. em termos de diagrama uma relativa dispersão dos pontos, nando elevado erro na idade, bem como imprecisão no valor da rela ção inicial, o que não permite, em princípio, discernir se o mate rial analisado representa adição juvenil, ou provém de material crustal anterior, em rochas retrabalhadas na ocasião. A dispersão observada, em amostras quase seguramente cogenéticas, num mesmo afloramento, reflete provavelmente a ação de hidrotermais, ativos em associação com a deformação cataclástica observada. Tais fluidos podem provocar relativa mobilização de Rb e Sr entre os minerais primários e secundários das rochas das, acarretando modificações nas composições das amostras de rocha total.

Amostras do mesmo afloramento NO-12, analisadas a través do método Pb-Pb em rocha total, denotaram novamente certa dispersão em diagrama isocrônico, em que a reta de melhor ajuste apresenta idade de 2780  $\pm$  100 Ma., e  $\mu_1$  de 9,048  $\pm$  0,029 (figura 8). A figura mostra que a composição isotópica do Pb apresenta grande predominância dos componentes radiogênicos, o que indicaria, em princípio, material retrabalhado a partir de chumbo crus tal, evoluído em mais do que dois estágios. Isto é confirmado pelo valor extremamente elevado de  $\mu_1$ , que virtualmente impossibili ta a hipótese de uma origem "mantélica" dos gnaisses do afloramen to NO-12.

De qualquer forma, os valores das idades isocrônicas Rb-Sr e Pb-Pb, embora ambos sujeitos a grande incerteza analítica, são concordantes e indicam a formação das rochas gnáissicas datadas por volta de 2700 Ma., no Arqueano tardio.

Os afloramentos NO-10 e NO-11, localizados nos ar redores de Barrocão são representados por gnaisses cataclásticos nos quais se destacam mobilizados quartzo-feldspáticos, por vezes constituindo veios que atingem até cerca de 50 cm. Os dados analí

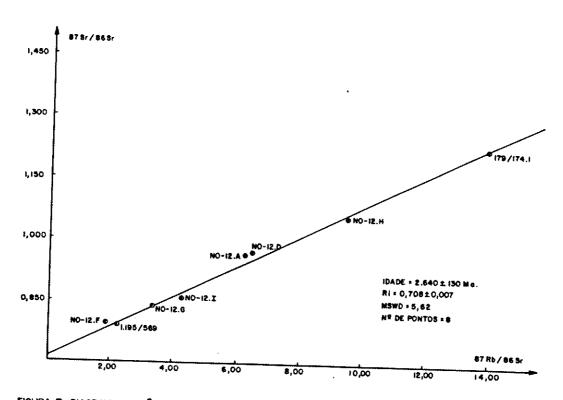


FIGURA 7 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DE ITACAMBIRA-BARROCÃO.

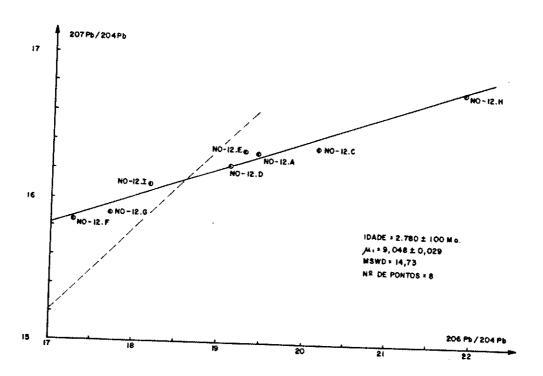


FIGURA 8 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO PEZPE EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DE ITACAMBIRA - BARROÇÃO.

ticos Rb-Sr relativos a porção gnáissica de ambos afloramentos foram incluídos num único diagrama isocrônico Rb-Sr (figura 9). A reta de melhor ajuste calculada para 9 dos pontos, que exibiram certa colinearidade visível, indicou uma idade aparente de 2230 ± 60 Ma., com razão inicial (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>); muito elevada, de 0,736 ± 0,006. Em virtude do bom alinhamento dos pontos, o MSWD calculado foi baixo (0,53) o que sugere que a linha de melhor a juste seja também uma isócrona, de provável significação geológica. Dois pontos (NO-11-A, NO-10-D) mostraram-se relativamente afastados da reta e não foram computados.

Na mesma figura 9 foram colocados os pontos relativos aos veios quartzo-feldspáticos, que revelaram ao microscópio a presença de granada (NO-11-B.2, 3, 5 e 6). Estes posiciona ram-se claramente acima da linha de melhor ajuste das amostras NO-10 e NO-11, mostrando que não pertencem ao mesmo conjunto cogenético. Tentativamente, traçou-se por estes pontos uma reta média, paralela, e, portanto, com a mesma idade aparente de 2230 Ma., porém com relação inicial da ordem de 0,80, sugerindo uma origem palingenética para o material de veios granadíferos.

Esses mesmos gnaisses dos afloramentos NO-10 e 11 foram, adicionalmente, estudados através do método Pb-Pb em rocha total. Como no caso anterior, da figura 8, aqui também, as amostras revelaram uma composição isotópica de Pb em que prevale cem os isótopos radiogênicos, mas a isócrona traçada (figura 10) acusou idade aparente mais jovem (2020 + 120 Ma.) e um valor de  $\mu_1$  ainda mais elevado de 9,217 + 0,063.

As idades obtidas através dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb, embora não sejam concordantes, sugerem levando-se em conta o erro analítico a formação dessas rochas por volta de 2000 - 2200 Ma.. Além disso, o elevado valor da relação inicial (0,736), coa duna-se com o parâmetro  $\mu_1$  (9,217), caracterizando uma origem através de retrabalhamento de materiais com vida crustal anterior.

Como foi observado pouco acima, é possível que a cataclase imposta às rochas de Itacambira-Barrocão, associada à

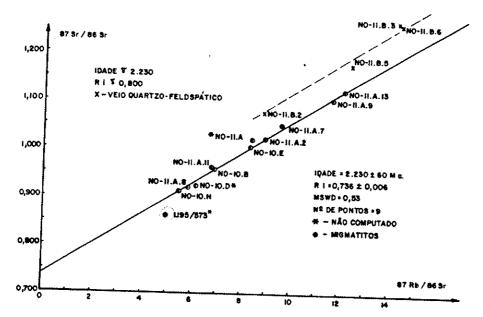


FIGURA 9 -DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/SF EM ROCHA TOTAL PARA MIGMATITOS DO COMPLEXO ITACAMBIRA - BARROÇÃO.

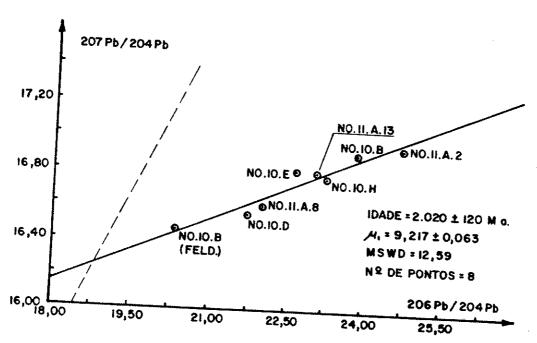


FIGURA 10 -DIAGRAMA ISOCRÔNICO PD/PD PARA OS MIGMATITOS DE ITACAMBIRA - BARROCÃO.

forte saussuritização dos seus plagioclásios, tenha sido responsável pela relativa dispersão dos pontos analíticos nos diagramas estudados, e pelo elevado erro obtido nas idades isocrônicas. Esse raciocínio é reforçado pela datação da rocha cataclástica 1195/573, coletada pelo Projeto Radambrasil nos arredores de Botumirim. Sua análise, através do método Rb-Sr indica uma posição do ponto analítico abaixo das retas isocrônicas discutidas (ver figura 9). Petrograficamente tal amostra, além de totalmente triturada, apresenta os cristais de plagioclásio completamente substituídos por sericita e epidoto. Sua idade Rb-Sr calculada é do Proterozóico Inferior, ficando delimitada no intervalo entre 2200 Ma. (r.i. = 0,705) e 1900 Ma. (r.i. = 0,730).

Os dados K-Ar, obtidos nas biotitas dos afloramentos NO-12 e NO-10, apresentaram idades de 632 ± 22 e 670 ± 18 Ma. respectivamente, refletindo que esta porção sofreu os efeitos relativos ao ciclo Brasiliano, bem caracterizado na parte oriental da área. Essas mesmas amostras, analisados num concentrado mixto de biotita e anfibólio, apresentaram idades de 633 ± 10 (NO-12) e 708 ± 16 Ma. (NO-10), representando valores híbridos (temperatura de fechamento biotita-anfibólio).

Outros dados obtidos através do método K-Ar referem-se as análises em rocha total dos gnaisses 1195/575 coleta dos ao norte de Barrocão (próximo a Catuni), que acusou idade de  $635 \pm 13$  Ma. e NO-13, coletada ao sul de Barrocão, que apresentou idade de  $574 \pm 10$  Ma. Tais idades são aqui interpretadas como reflexas da tectônica brasiliana imposta ao setor e que atingiu neste período, ou pouco antes, temperaturas de pelo menos 300°C.

Interessante é notar que dois outros dados K-Ar, um relativo a muscovita de um veio pegmatítico das proximidades de Itacambira (PB-CI-19) e o outro, obtido em biotita de rocha gnáissica localizada a leste de Catuni (CI-21) apresentaram respectivamente idades de 1965 ± 65 Ma. e 950 ± 30 Ma. O primeiro valor parece indicar que esta porção da área estudada foi poupada aos efeitos térmicos do ciclo Brasiliano, retratando um resfriamento transamazônico do setor. A mesma muscovita (PB-CI-19) a

presenta uma idade de 1180 <u>+</u> 90 Ma. pelo método dos traços de fissão, confirmando que este terreno não sofreu aquecimento durante a orogênese brasiliana, e seu último resfriamento, abaixo de 200-250°C, ocorreu bem antes, no Proterozóico Médio.

O dado mais jovem (950 Ma.) obtido em amostra da porção norte da região, pode refletir uma perda parcial de Ar e, neste caso, o valor obtido não teria significação geológica. Por outro lado, deve ser ressaltado que idades similares foram obtidas em biotitas de rochas gnáissicas posicionadas mais a norte, fora dos limites da área em estudo. Tais valores K-Ar, no interva lo 1600-800 Ma. tem significação geológica duvidosa, e possivelmente estão associados aos eventos tectonotermais do Ciclo Espinhaço, no Proterozóico Médio.

Em suma, o conjunto geocronológico apresentado caracteriza a natureza policíclica do Complexo gnáissico-migmatítico de Itacambira-Barrocão, com porções antigas, formadas no Arqueano, outras formadas no Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico). Além disso, toda a unidade, ou grande parte dela, deve ter sido envolvida em eventos tectonotermais posteriores, do Ciclo Espinhaço, e finalmente do Ciclo Brasiliano, no Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico. Note-se a importância dos dados K-Ar e de traços de fissão, que possibilitaram delinear a história termal do domínio, indicando possivelmente uma tectônica vertical, terminal ao Ciclo Brasiliano, que colocou, lado a lado, blocos formados em diferentes profundidades.

## 2. Metassedimentos do Sistema Espinhaço

Expõe-se na área em estudo nos flancos sul- oriental e ocidental da estrutura gnáissica-migmatítica de Itacambira-Barrocão. Faz parte de um extenso sistema de dobramentos linear que atravessa grande parte do Estado de Minas Gerais, todo Estado da Bahia, atingindo o sul do Piaui. Caracteriza-se principalmente por metassedimentos quartzíticos de granulometria variada, conglo merados e filitos, sendo reconhecido em sua porção basal um com-

plexo de rochas vulcânicas ácidas.

#### - Generalidades

- A primeira referência de cunho científico sobre a região conhecida como Serra do Espinhaço foi feita por Couto (1799, apud Renger, 1979). Em 1822, o Barão Von Eschwegue denomi nou de Serra do Espinhaço a faixa montanhosa que serve como divisor de águas entre os rios que correm diretamente para o Oceano Atlântico e os que inicialmente desembocam nos rios Uruguai, Paranã e São Francisco.
- Derby (1906) denominou de "Série Minas" o com plexo de xistos argilosos com intercalações subordinadas de quartzitos, quartzitos ferruginosos e calcários da Serra do Espinhaço e regiões adjacentes. O autor (op.cit.) menciona que a Série Minas, ou outra unidade muito parecida, está presente em toda a extensão da Serra do Espinhaço sotoposta aos arenitos que capeiam a referida "orografia". Harder e Chamberlin (1915) introduziram o termo "Quartzito Itacolomi" para a unidade superior da Série Minas.
- Os trabalhos posteriores (Rimann, 1917; Guima-rães, 1931; Freyberg, 1932; Moraes, 1937 entre outros) limitaram -se ao Espinhaço Mineiro. Estavam em voga, então, os termos Série Minas e Sêrie Itacolomi que assumiriam mais tarde significado e extensões diversas.
- Draper (1920) foi quem utilizou pela primeira vez o termo Espinhaço em sentido estratigráfico, denominação que ressurgiu com Freyberg (1932) como "Formações do Espinhaço". Em 1937, Moraes propôs a substituição da chamada Série Itacolomi para Série Espinhaço, e daí advém a origem de sua utilização estratigráfica atual.
- Mais recentemente, estudos foram realizados, en tre outros, por Dorr II et al. (1957), Pflug (1965, 1968), Pflug et al. (1969). Na verdade as pesquisas sobre o Espinhaço em Mi-

nas Gerais continuavam, enquanto sua extensão baiana permanecia praticamente a nível de reconhecimento. Coube à Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) realizar, no final da de cada de sessenta, os primeiros mapeamentos sistemáticos no Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, que culminaram em sínte se de Schobbenhaus Filho (1972), tendo sido individualizados os Grupos Santo Onofre (Porcher, 1970) e Chapada Diamantina (Brito Neves e Leal, 1968).

Na tentativa de homogeneizar a terminologia sobre o sistema dobrado, técnicos da CPRM/DNPM/PROSPEC (1974) propuseram o termo "Supergrupo Espinhaço" para o conjunto de rochas metassedimentares e vulcânicas ácidas que compõem as feições geo mórficas das Serras do Espinhaço e Chapada Diamantina. Entretanto, inúmeros trabalhos tanto no setor setentrional como meridio nal da Serra do Espinhaço, não alcançaram consenso sobre a terminologia estratigráfica, havendo ainda hoje uma polêmica sobre a relação entre os Supergrupos Espinhaço e Minas.

O Supergrupo Espinhaço, por ocupar uma faixa de mais de 1000 km, apresenta compartimentações litológicas e tectô nicas variáveis, advindo daí as divergências e dificuldades expressas nos mapeamentos realizados em diferentes regiões. Assim, é plausível que uma correlação estratigráfica entre as diversas unidades que compõem esse Supergrupo nas áreas baiana e mineira, não tenha sido ainda realizada. Como resultado desse quadro, o termo Espinhaço, além do aspecto histórico, tem sentido estratigráfico bastante amplo, diferindo segundo o setor, e autor que o utiliza, além de ser empregado como ciclo geotectônico.

Nas áreas de extensão maior e mais contínua, apresenta-se suavemente dobrado, segundo eixos principais de direção N-S (Pflug et al., 1969). Ocorrem frequentes cavalgamentos por falhas de empurrão de alto ângulo, com vergência para oeste e regionalmente, podem ser identificados dois anticlinórios com eixos praticamente convergentes. A estrutura meridional possui orientação NNW com caimento de eixo para este rumo, enquanto a setentrional apresenta direção NNE com caimento para SSW, ambas a-

linhadas nas imediações do meridiano 43º30'. Ocorre ainda a oeste desta faixa, formando feições de tendências dômicas conhecidas como serras do Cabral e do Bicudo.

#### - Geologia e Estratigrafia

Diversos autores se dedicaram a estratigrafia des te Supergrupo, tanto nos setores meridionais como setentrionais sendo aqui, mencionados somente os estudos realizados na região de Itacambira-Barroção, area objeto deste trabalho.

Karfunkel e Karfunkel (1976) relatam que a geologia desta área foi abordada pela primeira vez por Helmreichen em 1846, que estudou a ocorrência de diamantes na Serra de Grão Mogol. Posteriormente, vários autores referiram-se às Serras de Itacambira e Grão Mogol (Hartt, 1870; Derby, 1881, 1906; Harder e Chamberlin, 1915; Correns, 1932; Moraes, 1937; Schobbenhaus e Kaul, 1971; Pflug & Renger, 1973).

Karfunkel e Karfunkel (op.cit.) estudando as sequências précambrianas da Serra do Espinhaço, na região de Itacambira-Botumirim, identificaram quatro unidades litoestratigráficas assim descritas da base para o topo:

- Formação Itacambiruçu: composta por micaxistos, filitos quartzosos, quartzitos e meta-arcósios. Esta formação capeia rochas gnáissicas do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barroção. Os xistos e filitos possivelmente representam tufos e/ou lavas ácidas. Rochas semelhantes, consideradas metavulcanitos ácidos foram descritas por Schobbenhaus (1972) mais ao norte e na mesma posição estratigráfica. A espessura varia entre 5 e 40 m. Uma análise modal e granulométrica dos fragmentos e da matriz revelou que o conteúdo de fragmentos granitóides nos meta-arcósios diminui para o sul, e o tamanho médio de todos os fragmentos diminui de 40 cm no norte até 3 cm no sul.

- Formação Resplandecente: sobrepõe-se à Itacambiruçu, sendo composta de quartzitos, quartzitos micáceos, variando desde ma ciços a friáveis. A coloração varia entre branca, amarela, ver melha, cinza e marrom. O contato entre as duas formações é brusco e em parte tectônico, de aspecto brechoide. Estratifica ção cruzada e marcas de onda são comuns. A medição da inclinação das camadas cruzadas na região permitiu demonstrar que o sentido do transporte foi de oeste para leste. A espessura da formação atinge 300 metros.
- Formação Agua Preta: composta por conglomerados, quartzitos impuros, brechas e xistos clorídricos. Os conglomerados são mono míticos contendo seixos de quartzito deformados tectonicamente, cujos eixos podem atingir 25 cm de comprimento. Os quartzitos são normalmente de coloração rósea e marrom, apresentando estratificação cruzada e, são mais imaturos do que os da Formação Resplandecente. A espessura da formação é variável, diminuindo de 30 à 0 metros de oeste para leste.
- Formação Matão: compõem-se de quartzitos e quartzitos micãceos, idênticos aos da formação Resplandecente. Nas proximida des do contato com o Grupo Macaúbas ocorrem lentes conglomeráticas monomíticas. A formação tem espessura variando entre 20 e 200 metros.

Os quartzitos das Formações Resplandecente e Matão são correlacionáveis segundo o autor (op.cit.) com os quartzitos do Grupo Minas (Schobbenhaus,1972) ao norte, e com os quartzitos da Facies Diamantina (Série Minas de Pflug, 1968), no Espinhaço meridional. O metamorfismo regional cresce em intensidade para leste. Os xistos no oeste contém muscovita e clorita, e mais a leste biotita, epidoto e clorita são encontrados nos meta-arcóseos. Os quartzitos no extremo oriental contém cianita, indicativa apenas de pressão local. A formação de brechas no contato Ita cambiruçu-Resplandecente, segundo Karfunkel e Karfunkel (1976) é devida a empurrões locais. A xistosidade é orientada segundo planos NE, com inclinação para SE.

Nos domínios de Itacambira-Barrocão, Pereira et al. (1984) reconheceram no Supergrupo Espinhaço quartzitos brancos e cinzentos, com intercalações de metapelitos e conglomerados que denominaram de Subgrupo Sítio Novo, compreendendo as Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, e Galho do Miguel (da base para o topo), de Pflug (1968). Mencionam os autores (op.cit.) que tais formações, apesar de terem sido descritas na região de Diamantina, encontram-se intimamente ligadas aos quartzitos e conglomerados ocorrentes no anticlinório de Itacambira, fato já mencionado por Derby (1906) ao relacionar os conglomerados diamantíferos da região de Diamantina com os similares de Grão Mogol.

Estudos preliminares de R. Trompette (informação verbal) sugerem desvincular a evolução do Espinhaço Setentrional daquela, da região de Itacambira-Barrocão, onde não foram caracterizadas estruturas pre-brasilianas. Tal fato poderia relacionar o Espinhaço meridional, ou parte dele, a sedimentos de cobertura tipo Chapada Diamantina, retratando um episodio transgressivo que o correu em épocas Espinhaço (~1200 Ma.), e que ocupou grande extensão.

Os contatos das rochas do Espinhaço com o Complexo Gnáissico-Migmatítico são feitos por falhas de empurrão, o mesmo ocorrendo com relação aos metassedimentos do Grupo Macaúbas sobre jacentes. São mencionados em alguns locais discordâncias erosivas com as rochas do embasamento e da seqüência Macaúbas, feições, en tretanto, obscurecidas devido ao desenvolvimento de zonas de intenso cisalhamento.

Esses sedimentos, têm sido considerados, como de am biente predominantemente marinho, epinerítico, de alta energia. Subambientes transicionais, de praia, planícies de marés, barras e cordões litorâneos, devem responder pelas diversidades litológicas da unidade. Também se admite que parte da sedimentação seja continental.

Os perfis realizados pelo autor concentraram-se nas regiões de Barrocão e Grão Mogol onde predominam quartzitos de co

loração branca, maciços e friáveis, normalmente mal selecionados, grosseiros, apresentando estratificação cruzada de grande porte, e conglomerados com matriz quartzítica, e seixos de dimensões variadas (atingem 0,5 metros segundo o eixo maior) e composição quartzítica (alguns friáveis, outros maciços e deformados). Tais litologias (quartzitos e conglomerados) e mesmo porções xistosas observadas nos arredores de Botumirim, bastante intemperizadas, não permitiram o estudo geocronológico desta sequência.

- Considerações sobre a evolução geocronológica do Supergrupo Espinhaço

Os dados geocronológicos que serão aqui comentados referem-se as porções setentrional e meridional do sistema Espinhaço, sendo válidos como um todo ao se admitir uma correlação temporal destes setores.

Brito Neves et al. (1979) obtiveram idade U-Pb, em diagrama Concórdia de 1770 Ma. (intersecção superior) em duas frações diferentes de zircão dos metariolitos de Conceição do Mato Dentro (Espinhaço Meridional). Tal valor foi interpretado pelo autor (op.cit.) como a idade de cristalização do zircão nesses vulcanitos ácidos, o que aproximadamente representa a época relativa ao início da sedimentação neste setor do Espinhaço.

O intervalo de tempo 1750 - 1500 Ma. é relativamente expressivo ao longo da Serra do Espinhaço, quer nos metario litos basais de Conceição do Mato Dentro, quer em rochas granitognáissicas adjacentes a cadeia, devendo estar relacionada a uma tectônica distensiva pós-transamazônica, responsável pela formação dos sítios onde se depositaram as rochas do supergrupo com vulcanismo e plutonismo associado. Como exemplo, podem ser citados os dados isocrônicos Rb/Sr obtidos nas rochas granito-gnáissicas de São Timóteo (1750 - 1500 Ma.); granitos dos arredores de Paramirim (1500 Ma.); migmatitos de Brumado (1700 Ma.); além de idades convencionais de corpos graníticos (com elevada relação Rb/Sr), localizados a oeste de Itanajé (1580 Ma.) e a oeste de João

Monlevade (1.640 Ma.). Dados K-Ar também retratam valores desse intervalo, a exemplo da biotita do granodiorito localizado a sul de Porteirinha (1.500 Ma.) e da rocha total do diabásio intrusivo nos terrenos gnáissicos a leste de Guanambi (1.600 Ma.).

Um segundo padrão radiométrico de expressão no Sistema Espinhaço refere-se ao intervalo 1.200 - 800 Ma. São e-xemplos as idades convencionais com altas relações Rb/Sr dos granitos dos arredores de Paramirim (960 Ma.), além dos dados isocrônicos Rb-Sr de metavulcânicas de Boquira (920 Ma.) e metavulcânicas e sedimentos da Chapada Diamantina (1.200 - 800 Ma.). Dados K-Ar desse intervalo são também observados em biotitas de migmatitos localizados a norte de Ibipitanga (1.150-850 Ma.), em biotitas de rochas gnáissicas dos arredores de Catuni e Urandi (950 - 800 Ma.), e, também, do Complexo Guanambi (1.200 - 1.000 Ma.).

A forte influência do Ciclo Brasiliano pode ser observada através dos dados isocrônicos Rb-Sr relativos às vulcânicas ácidas de Conceição do Mato Dentro com idades próximas a 600 Ma.; filitos e metafolhelhos localizados a oeste de Macaúbas (600 Ma.), além de inúmeros dados K-Ar obtidos em minerais do Sistema Espinhaço e arredores.

Adicionalmente, os dados K-Ar, relativos a metab<u>a</u> sitos intrusivos no Espinhaço, apresentaram valores predominantemente do intervalo 1.200 - 550 Ma. Estes valores, tomados como <u>i</u> dades mínimas, evidenciam aquecimentos brasilianos e pre-brasilianos, ao longo da cadeia Espinhaço.

Um esboço evolutivo simplificado para as rochas do Sistema Espinhaço, proposto por Brito Neves et al. (1979), é aqui resumido, com pequenas modificações:

- 1.800 1.700 Ma. Dinâmica crustal, com falhamentos, extrusões acidas, e formação do sitio deposicional.
- 1.700 1.300 Ma. Desenvolvimento da sedimentação cíclica do Es pinhaço, recorrência de eruptivas ácidas e in

trusivas básicas associadas.

- 1.300 900 Ma. Tectonismo ativo, com dobramentos e metamorfismo da sequência sedimentar; magmatismo básico associado.
  - 650 500 Ma. Dobramento e metamorfismo atingindo o Grupo Macaúbas e cronocorrelatos, além dos complexos basis adjacentes.
  - 500 400 Ma. Eventos pos-tectônicos brasilianos, ajustamento final de blocos, hidrotermalismo, e outros processos secundários.

### 3. Metassedimentos Macaubas

Estes metassedimentos, aflorantes nos setores oriental da Serra de Grão Mogol e ocidental da Serra de Itacambira, são representados, principalmente, por filitos e xistos contendo seixos e fragmentos de rocha. São limitados a oeste, através de falha de empurrão, com os sedimentos do Grupo Bambuí, e a leste com os metassedimentos Salinas, contato também realizado através de falha de empurrão e balizado, ao norte, pela Cidade de Salinas e, a sul, de Turmalina (Anexo 1).

#### - Generalidades

- As primeiras descrições destas rochas foram rea lizadas por Helmreichen (1846, apud Moraes, 1937), nas regiões de Grão Mogol e do rio Macaúbas. Hartt (1870, apud Moraes, 1937) atribuiu uma possível origem glacial para rochas ardosianas, na região nordeste de Minas Gerais.
- Moraes (1929, 1932 e 1937); Moraes e Guimarães (1930) e Guimarães (1931), descreveram no norte de Minas Gerais duas unidades: "Formação Sopa", composta por conglomerados diaman tíferos e a "Formação Macaúbas", constituída por filitos, micaxis tos, filitos conglomeráticos, arenitos, quartzitos e raras cama-

das de calcário. Consideraram a primeira flúvio-glacial e a segunda glacial. Denominaram este conjunto de "Série Lavras" (Der by, 1905). A unidade foi alocada no topo do Proterozóico, entre as Séries Itacolomi e Bambuí, sendo os conglomerados descritos por Derby (1880) em Jequitaí, incorporados à Formação Macaúbas.

- Mais recentemente, Renger (1970) reuniu a "Formação Macaúbas" e a "Série Bambuí" na Série São Francisco, posteriormente agrupados em Supergrupo São Francisco (Pflug e Renger, 1973). Trabalhos relativos a esta unidade foram executados nesta época, reformulando sua estratigrafia, sendo a designação "Grupo Macaúbas" utilizada mais concretamente na literatura por Schöll (1972).

- Fontes et al. (1978), Araújo et al. (1980) realizaram mapeamentos na escala 1:250.000 em praticamente toda área do grupo, distinguindo quatro unidades que se diferenciam por aspectos litológicos, metamórficos, e área de exposição, sem contudo hierarquizá-las litoestratigraficamente.

## - Geologia e Estratigrafia

Na região de Itacambira - Terra Branca, Karfunkel e Karfunkel (1976 e 1977) individualizaram da base para o topo as seguintes unidades:

Formação Califorme: quartzitos com estratificação cruzada, raras intercalações conglomeráticas; espessura variável entre 0-200 m. Frequentemente em discordância angular com as rochas do sistema Espinhaço.

Formação Terra Branca: filitos, quartzitos, metassiltitos contendo seixos e fragmentos de rocha; espessura variável entre 250-350 m. São distinguíveis três facies: Jequitaí (glacio-terrestre), Caçaratiba (glacio-marinha), Turmalina (glacio-marinha).

Formação Carbonita: quartzitos, metassiltitos e filitos com cama das grafitosas e manganesíferas; xistos verdes ocorrem como ni-veis estratigráficos mais altos. Atinge espessuras de 350 m.

Viveiros et al. (1978) mapearam com detalhe a árrea dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, no norte de Minas Gerais, onde ocorrem minérios de ferro. Distinguiram no Grupo duas Formações: Rio do Peixe Bravo (inferior), e Nova Aurora (superior). Na formação inferior predominam quartzo-filitos, quartzitos e filitos grafitosos. A formação Nova Aurora é constituída por diamictitos, incluindo camadas de quartzitos puros e níveis de filitos. Nesta formação individualizaram o Membro Riacho Poções, onde estão associadas camadas de hematita em concentrações comerciais.

Fontes et al. (1978) denominaram os diamictitos e rochas conglomeráticas afins de unidade pemb, ocupando o setor oeste do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barroção e, nordeste do mesmo. A sul, limitado a leste pela falha de Taiobeiras, está representada a unidade pemb-1, composta predominantemente por xistos conglomeráticos, micaxistos carbonáticos, quartzitos, e nas proximidades com os metassedimentos Salinas por xistos granadíferos e cianita-xistos. Nesta unidade incluem-se sequências de metabasitos e metaultrabasitos. As duas unidades restantes pertencem aos metassedimentos aqui denominados informalmente de Salinas.

Drumond et al. (1980) subdividem a unidade na região de Porteirinha-Monte Azul, a norte da área em estudo, em  $v\bar{a}$  rias unidades litoestratigráficas, dentre as quais uma de paraconglomerados que parecem corresponder aos diamictitos descritos por Viveiros et al. (op.cit.).

Pereira et al. (1984) em mapeamento realizado para o Projeto Radambrasil dividiram a sequência Macaúbas, da base para o topo, nas Formações Salinas, Carbonita, e Jequitaí. Posicionaram a Formação Jequitaí imediatamente abaixo do Gupo Bambuí. Jã, a Formação Salinas e parte da Formação Carbonita foram

neste trabalho incluídas nos denominados metassedimentos Salinas.

## - Características Petrográficas

Os estudos realizados pelo autor concentraram - se nas regiões de Francisco Sã, Barrocão e Grão Mogol, predominando, nestas regiões, filitos e xistos conglomeráticos, ritmitos, níveis de filitos, quartzitos, quartzo-muscovita xistos e xistos verdes.

Os filitos e xistos conglomeráticos, aqui denomina dos metadiamictitos, apresentam seixos e matacões esparsos, de tamanhos e materiais diversos (quartzito, quartzo, calcário, granito, gnaisse, jaspe, pelito, rochas básicas e paraconglomerado), normalmente facetados, em forma de ferro de engomar, variavelmente estirados e rotacionados na xistosidade principal. Matacões subangulosos de granitóides e quartzitos, sem sinais de deformação são mencionados na literatura com diâmetros métricos. A matriz dessas rochas, filítica, por vezes xistosa, exibe ao microscópio textura blastopsamítica, cataclástica, e ainda, granolepido blástica. A granulometria varia de fina a média, e a composição mineralógica é a base de quartzo, sericita, calcita, biotita, clorita, opacos e fragmentos de quartzitos, granitos, xistos e filitos.

Os filitos conglomeráticos ocorrem principalmente à oeste e nordeste do Complexo Gnáissico Migmatítico de Itacambira-Barrocão, apresentando quartzo, sericita, clorita e carbonato. Algumas dessas rochas de composição mais ferruginosa contém cloritóide (Drumond et al., 1980). Os xistos conglomeráticos distribuem-se na porção sudeste do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barrocão, apresentando associação quartzo, muscovita, biotita, carbonato, albita/oligoclásio.

Essas associações minerais permitiram Pedrosa Soares (1984) caracterizar rochas metamorfisadas respectivamente na zona da clorita e na zona da biotita.

Os quartzitos intercalados nos metadiamictitos têm coloração branca, granulação média e grossa, sendo feldspáticos. Possuem estratificação em bancos com desenvolvimento de sericita e muscovita entre os estratos. Ocorrem também finos ritmitos que foram interpretados como varvitos por diversos autores (Gomes, 1949; Carvalho e Costa, 1961; Hettich e Karfunkel, 1976).

Schrank et al. (1978) estudaram as rochas metavulcânicas da região do Alto Jequitinhonha, a sul da área em foco, caracterizando corpos, geralmente encaixados em quartzitos, que denominaram xistos verdes e meta-riolitos. Análises químicas são indicativas de uma origem de magmas toleíticos. Os referidos autores caracterizaram os xistos verdes como actinolita-xistos, de textura granonematoblástica, com quantidades variáveis de epidoto, clorita, quartzo e rara biotita, além de opacos. Epidoto em esferulitos radiais de possível origem ígnea foram observados, bem como textura orbicular com grande quantidade de vacúolos preenchidos por plagioclásio, quartzo e epidoto. Caracterizaram nestas rochas zonas maciça, bandada, amigdalóide, e de bolsões. Nestas últimas a presença de hiperstênio, nefelina, olivina e diopsídio foi reconhecida.

Pacotes de sericita-quartzo-xistos feldspáticos (plagioclásio e feldspato-K), com textura pórfiro - granoblástica onde o quartzo e o feldspato mostram figuras de "golfos de corrosão" foram descritas. O feldspato é, algumas vezes, amebóide com nítida auréola de reação com o quartzo.

#### - Considerações sobre a Evolução Geológica

De modo geral, as rochas desta unidade repousam em discordância sobre as do sistema Espinhaço. São mencionadas na literatura discordâncias erosivas (Moraes, 1937; Pflug, 1965; Frank, 1971; Walde, 1976; 1978), bem como discordâncias angulares (Isotta et al., 1969; Gorlt, 1972; Hettich, 1973, 1975).

Grande parte dos trabalhos sobre os metassedimen-

tos Macaubas baseia-se principalmente nos psefitos, os quais têm denominações variadas, como filito conglomerático, grauvaca sei-xosa, mistito, diamictito, etc. Tais rochas foram consideradas como camadas guia para a elaboração das diversas colunas estratigráficas propostas para a unidade, embora seu posicionamento seja bastante discutido, existindo autores que a posicionem na porção superior, outros média e ainda inferior da sequência.

Pereira et al. (1984) mencionam na região do rio Araçuaí, a oeste de Turmalina, a presença de seixos das demais unidades (Carbonita e Salinas) no metadiamictito, propondo a existência de um ciclo erosivo anterior ao depósito de tais psefitos.

Muitos autores, a exemplo de Dardenne e Walde, 1979; Parenti Couto e Bez, 1981; Schobbenhaus et al., 1984; Karfunkel et al., 1984, mencionam o "tilito" como representante de uma camada chave do Proterozóico Superior, não apenas no centro-norte de Minas Gerais (Formação Jequitaí, Grupo Macaúbas), mas também na Faixa São João Del Rei (Formação Carandaí), na Bahia (Formação Bebedouro) e na faixa Brasília (Formação Ibiá).

Alguns autores, a exemplo de Renger (1970); Scholl (1972), propõem uma intima associação entre os metassedimentos Macaúbas e Espinhaço. Acreditam representar o Macaúbas, um episó dio de características molássicas, relacionado à deformação Espinhaço. Na verdade, o posicionamento dos metassedimentos Macaúbas. é bastante discutido, sendo por alguns considerado como facies marginal do Grupo Bambuí, por outros, alocado somente em parte abaixo do Grupo Bambuí, sendo ainda considerado como unida de basal do Grupo Bambuí.

O ambiente deposicional dessas rochas embora bastante discutido aponta para um ambiente praiano, onde predominam sequências arenosas, prosperando estromatólitos em facies carbonática local. A presença de superfícies estriadas, seixos estriados e polidos, seixos em forma de ferro de engomar, varvitos, "es kers", granulometria variável e pouca seleção dos componentes e-

videnciam deposição em ambiente glacial, hipótese entretanto, des cartada ou colocada em dúvida em alguns trabalhos, a exemplo de Cobra (1969), Pflug e Renger (1973).

No quadro de deformação dos metassedimentos Macaúbas destacam-se grandes falhas, como a de Taiobeiras, que separa as rochas desta seqüência (setor ocidental), das correspondentes, ao Grupo Salinas (Cobra, op.cit., anexo 1).

Na sequência Macaúbas, destacam-se, pelo menos, duas fases de deformação e recristalização metamórfica. A fase de deformação mais evidente, regionalmente, é dada por uma marcam te xistosidade (Sn), associada ao generalizado dobramento isoclinal, cujo sentido geral de vergência é para oeste. As direções preferenciais desta xistosidade, bem como da maioria dos falhamentos é NNE e NS. A outra fase de deformação é marcada por uma clivagem de crenulação (Sn+1) que transpõe com intensidade variável a xistosidade principal. Esta última está associada a um microdobramento assimétrico da xistosidade principal.

Schöll (1976) realizou estudos em estruturas estromatolíticas, observadas em intercalações dolomíticas, na região nordeste de Diamantina (sul da área em estudo), atribuídas a sequência inferior da unidade Macaúbas. Foram descritos restos de Conophyton Metula, cuja época de disseminação foi atribuída ao intervalo 1350-950 Ma.

Os estudos geocronológicos desta unidade praticamente inexistem e, isto se deve a litologia presente (predominante metadiamictitos), estado avançado de alteração das rochas, e as extensas coberturas detríticas presentes.

Uma única determinação geocronológica acha-se disponível através do método K-Ar em rocha total e refere-se a matriz filítica do diamictito NO-8, coletada a oeste de Barrocão. A idade obtida de 545 + 25 Ma. reflete a época do resfriamento des tas rochas, ao final do ciclo Brasiliano. Embora na preparação desse material fossem eliminados os seixos, observa-se a presença

microscópica deles na matriz, devendo o valor obtido ser encarado com reservas.

Estudos geocronológicos relativos às porções filíticas, e principalmente as metavulcânicas associadas tornam- se fundamentais, principalmente utilizando-se do método U-Pb (em zircões) e Sm-Nd nestas últimas, numa tentativa de obter-se a idade de colocação destas rochas, e consequente deposição dos se dimentos.

# V. SEQUÊNCIAS REGIONAIS DO DOMÍNIO INTERNO

O domínio brasiliano interno, ocupa o setor centrooriental da região pesquisada, tendo como representantes os metassedimentos Salinas, e as rochas gnáissicas-migmatíticas orientais. Os dados geocronológicos (U/Pb; Rb/Sr; K/Ar) indicam a formação destas rochas de médio a alto grau no Proterozóico Superior,
caracterizando porções mais internas deste cinturão Brasiliano.

#### 1. Metassedimentos Salinas

Sob esta denominação está incluido o conjunto de xistos de composição variada, com intercalações de quartzitos, cal co-silicatadas, metaconglomerados, talco-xistos, e serpentinitos. São limitados a oeste pelo extenso falhamento de empurrão (ou inverso) que Araújo et al. (1980) designaram como falha de Taiobeiras, e a leste pelas rochas gnáissicas-migmatíticas orientais e por batólitos e "stocks" graníticos (Anexo 1).

#### Generalidades

- Guimarães (in:Moraes,1937) classificou petrograficamente os xistos laminados da região de Salinas como gnaisses, face a existência de uma ligeira textura gnáissica.
- Cobra (1970) designou os xistos localizados a leste da falha de Taiobeiras como Grupo Salinas e Padilha (1976) sugeriu ser a unidade Salinas um nível estrutural mais profundo e mais metamórfico do Grupo Macaúbas.
- Sá (1977) descrevendo a região do médio Jequitinhonha (arredores de Itinga), acusa a predominância de quartzo-mi caxistos, localmente ricos em cordierita, apresentando intercalações de corpos lenticulares de anfibolitos.
- Hettich (1975) cartografou na escala 1:60.000 a região compreendida entre Couto Magalhaes, Itamarandiba e Carboni

ta, a sul da região em estudo, tendo aquele autor reconhecido seis unidades litoestratigráficas. A unidade A, com 150-200 metros de espessura é representada por quartzitos basais, com intercalações conglomeráticas, que recobrem em discordância angular o Supergrupo Espinhaço. A unidade B é representada principalmente por metagrauvaca seixosa. As demais unidades representam uma sucessão de filitos, metassiltitos, e quartzitos, ocorrendo localmente camadas carbonosas e manganesíferas.

- Fontes et al.(1978) realizaram mapeamentos na escala 1:250.000 em praticamente toda area em foco distinguindo, conforme relatado por ocasião do estudo relativo aos mentos Macaúbas, quatro unidades diferenciadas por aspectos lito lógicos, metamórficos e área de exposição. Na porção à leste falhamento de Taiobeiras individualizaram duas unidades, na primeira (p∈mb-2, ocidental) foram reunidos os xistos de composição variada, podendo conter quartzo, biotita, muscovita, oligoclásio, andesina, carbonatos. A segunda unidade (p€mb-3, oriental) repre senta uma transição para rochas gnáissicas, contendo núcleos natureza básica-ultrabásica. Ocorrem neste domínio xistos de gra nulação média a grossa, lentes de mármore dolomítico, intercala ções de rochas calco-silicatadas e quartzitos. As rochas básicas -ultrabásicas são representadas por corpos de talco-xistos e ser pentinitos.
- Pereira e Ortiz (1980) em mapeamento realizado para o Projeto Radambrasil dividiram o Grupo Macaúbas, da base para o topo nas formações Salinas, Carbonita e Jequitaí, compar timentação também adotada por Silva et al. (1983). No presente trabalho a Formação Salinas e parte da Formação Carbonita foram englobadas nos denominados metassedimentos Salinas.
- Mais recentemente, Schobbenhaus et al. (1984) utilizaram para o Mapa Geológico do Brasil (1:2.500.000) o termo "Unidade Proterozóica Gerada ou Retrabalhada no Ciclo Brasiliano" para este setor, diminuindo consideravelmente a expressão cartográfica do Grupo Macaúbas (setor ocidental e nordeste do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barrocão). Tal uni-

dade considerada por Schobbenhaus et al. (op.cit.) engloba filitos e xistos conglomeráticos da região entre Senador Mourão-Grão Mogol, que Hettich (1975), Pflug e Schöll (1975) e Karfunkel e Karfunkel (1977) interpretaram como glacio-marinhos.

- Pedrosa Soares et al. (1984) propõem que o Grupo Macaúbas estenda-se até a falha de Taiobeiras e que o "Grupo
Salinas" represente apenas a sequência xistosa, sem termos paraconglomeráticos (baixa relação seixo matriz), e que ocorre na
porção oriental do referido falhamento.

# Características Litoestratigráficas e Petrográficas

Os estudos realizados pelo autor se limitaram porção nordeste da unidade em pauta, envolvendo as regiões de Sa linas, Rubelita, Virgem da Lapa e Araçuaí. Tais informações, associadas às existentes na bibliografia, permitiram caracterizar uma predominância de rochas xistosas, de coloração cinza- claro, granulação fina, contendo principalmente quartzo, biotita feldspatos. Possuem, de modo geral, camadas milimétricas a centi métricas, ricas em quartzo, alternadas com níveis de similar, ricos em biotita. Nas proximidades de Salinas, Pereira et al. (1984) identificaram adelgaçamento de camadas, marcas carga, dobras convolutas, microestratificações cruzadas e marcas de corrente, relacionando essas alternâncias de camadas ao aleitamento primário. A xistosidade, marcada pela orientação da biotita encontra-se, na maioria dos afloramentos, subparalela ao acamamento.

Intercalados nessas rochas xistosas ocorrem pacotes de espessura variada (de centimétricos a métricos) de rochas quartzíticas, calco-silicatadas, metaconglomeráticas, além de mármores, talco-xistos e serpentinitos.

Os xistos, por vezes, apresentam aglomerados arredondados de material micáceo (biotita/muscovita) que atingem dimensões de até 5 cm, assumindo aspecto conglomerático, denomina-

do por Fontes et al. (1978) de xisto ocelar (região do ribeirão Piauí, entre Araçuaí e Itinga). O mesmo autor menciona a ocorrên cia de xistos de coloração cinza-escura e preta, com matriz grafitosa e pirita disseminada. Outros componentes que podem ocorrer nessas rochas são: muscovita, sericita, clorita, calcita, feldspato, granada, estaurolita, andaluzita, cordierita, cianita, sillimanita, epidoto, zircão, opacos, óxido de ferro.

Os xistos revelam ao microscópio textura granolepidoblástica, por vezes porfiroblástica e lepidoblástica. Possuem granulação fina, orientada, xistosa, constituída por um agregado de quartzo granular, xenomórfico, com extinção ondulan
te, destacando-se faixas ricas em biotita, por vezes, truncando
o bandamento presente. A calcita é granular, grosseira, o feldspato normalmente é o plagioclásio, por vezes a microclina se faz
presente, xenoblástica e fraturada. A granada e a estaurolita
contém inclusões, geralmente de quartzo, biotita, muscovita e
opacos. A sillimanita (fibrolita) ocorre nas faixas mais biotití
cas associada a cristais de apatita, biotita e opacos. O epidoto, titanita, zircão e turmalina dispõem-se aleatoriamente.

Costa et al. (1984) observaram a presença de anda luzita e cordierita geradas por metamorfismo de contato nas auréolas de algumas intrusões graníticas, a exemplo na região de Itinga. Fontes et al. (1978) mencionam, a presença de cloritoide nos limites ocidentais da unidade Salinas. Metassomatismo (turma linização, epidotização e feldspatização) na área de influência dos granitoides intrusivos é comumente observado.

Os quartzitos são encontrados como bandas nos micaxistos mostrando-se puros, e apresentando tonalidade cinza è es branquiçada, às vezes são micáceos, carbonáticos, arcosianos, e até hematíticos. Os níveis calco-silicáticos são afaníticos, dominando quartzo, anfibólio/piroxênio, plagioclásio, granada, carbonato, opacos e titanita.

A sul de Salinas (26 km), Pereira et al. (1984) descreveram um nível conglomerático com espessura em torno de 6 metros, com matriz xistosa, de composição grauvaquina. Os seixos são poligênicos, arredondados, representados por granito, quartzito, quartzo, grauvaca e metabásica. De outra parte, Fontes et al. (op.cit.) mencionam ao norte de Vila Moreira, região de Capelinha, a presença de corpos alongados, concordantes, de rochas ultrabásicas, representados por talco-xistos e serpentinitos.

Intercalados nos biotita-xistos ocorrem faixas re lativamente extensas de xistos-carbonáticos. Essas rochas apresentam coloração cinza médio a escura, estrutura laminada, com variações locais para tipos maciços de granulação fina. Predominam, em termos de composição mineralógica, quartzo, carbonato, biotita, muscovita, localmente granada, grafita e pirita. Gradativamente esses xistos passam para bancos decimétricos de calcário dolomítico impuro, de cor cinza, granulação fina, maciça, com pirita, mica e quartzo.

Silva et al. (1983) caracterizam a derivação dos xistos a partir de rochas pelíticas através dos valores de  ${\rm Al}_2{}^0{}_3$  e  ${\rm K}_2{}^0$  obtidos por Sá (1977) na região do médio Jequitinhonha ( ${\rm Al}_2{}^0{}_3$  entre 9,92 e 15,68% e  ${\rm K}_2{}^0$  entre 2,40 e 3,78%), compatíveis com as médias reportadas em Miyashiro (1973).

# Metamorfismo e Estruturas

Pedrosa Soares, et al. (1984) executaram nos micaxistos um estudo relativo ao aspecto metamórfico regional. Observaram as seguintes paragêneses metamórficas relacionadas à xistosidade principal:

- quartzo + biotita + andesina/oligoclásio <u>+</u> muscovita <u>+</u> granada (almandina) <u>+</u> carbonato (calcita) <u>+</u> estaurolita <u>+</u> cianita.
- quartzo + biotita + andesina/oligoclásio <u>+</u> muscovita <u>+</u> granada (almandina) <u>+</u> carbonato (calcita) <u>+</u> estaurolita <u>+</u> sillimanita.

Estas associações minerais apontam para rochas

metamorfisadas, respectivamente, na zona da cianita e na zona da sillimanita de metamorfismo regional do tipo Barrowiano.

Os referidos autores propuseram uma zoneografia metamórfica, envolvendo os metassedimentos Macaúbas e Salinas, conforme figura 11.

A duplicidade do ambiente metamórfico foi citada em diversos trabalhos e, de modo geral, a intensidade do metamor fismo aumenta de oeste para leste. Observe que a sillimanita (fibrolita) gerada pelo metamorfismo regional só começa apare cer em afloramentos a nordeste de Virgem da Lapa, prosseguindo em direção aos granitóides intrusivos. Portanto, existe um vetor (temperatura crescente) com direção e sentido NE, apontando para a região dos plutonitos ácidos.

As reações mineralógicas de desidratação e descar bonatação descritas por Pedrosa Soares et al. (1984) apontam para pressões litostáticas acima de 4kb, com temperaturas máximas de contato entre 600° e 700°C. Os mesmos autores sugerem uma sedimentação em margem continental relativamente estável, com reativações episódicas (lentes de meta-ortoconglomerados e quart zitos arcosianos).

Fontes et al. (1978), Correia Neves et al. (1983), Pedrosa Soares et al. (op.cit.), Costa et al. (1984), mencionam a provável existência de três fases deformativas na unidade Salinas.

No perfil Virgem da Lapa-Itinga foi possível caracterizar uma xistosidade principal, plano axial, com direções preferenciais a NE, a qual transpõe uma xistosidade anterior(restos de charneiras e flancos de dobras isoclinais intrafoliais, transpostas). Uma fase de deformação posterior é indicada por uma clivagem de crenulação irregularmente desenvolvida (NNW,NE), que deve estar associada à macro-estruturação em antiformas e sinformas assimétricas. No domínio das intrusões graníticas do Médio Jequitinhonha observa-se a deformação local da macro-estru

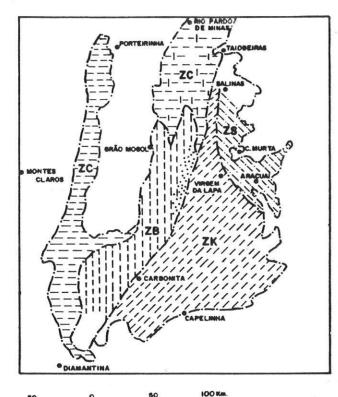
tura do Grupo Salinas, dada pela verticalização das dobras isoclinais e dos mergulhos da xistosidade principal.

As atitudes relativas aos planos de foliação  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ , bem como do alongamento de minerais tomadas ao longo deste perfil foram lançadas no estereograma da figura 12, permitindo caracterizar:

- a geometria dos dobramentos  $\mathrm{D}_1$ , gerador de uma xistosidade  $\mathrm{S}_1$ , observada em alguns dos afloramentos, não pode ser reconstruída em função da intensidade de dobramentos posteriores.
- a fase  $\rm D_2$  desenvolveu uma superfície  $\rm S_2$  de transposição com megadobras indicando clara vergência para noroeste e uma orientação ( $\rm B_2$  construído) de  $\rm S47^\circ W/15^\circ$ .
- a terceira fase é percebida de um modo geral a nível de afloramento através de superfícies ( $S_3$ ) de crenulação, tendo comportamento cilíndrico com orientação ( $B_3$  construído) de N55°E/12°.

A observação das relações de contato dos metassedimentos com as rochas graníticas é prejudicada pela escassez de afloramentos, manto de intemperismo espesso, além das coberturas do Terciário e Quaternário. No trecho Araçuaí-Novo Cruzeiro, no antigo leito da ferrovia Bahia-Minas, observam-se penetrações de material granítico e pegmatítico nos xistos, que se intercalam concordantemente com a xistosidade. Observa-se enriquecimento de feldspatos nos xistos, bandas graníticas intercaladas, por vezes exibindo níveis migmatizados.

Na BR-342, ao norte e ao sul de Coronel Murta, na BR-251, a leste de Salinas, e nas proximidades de Itinga, Fontes et al. (op.cit.) mencionam a presença de corpos graníticos intrusivos nas rochas xistosas. Sá (1977) e Correia Neves et al. (1983) fazem referência a xenólitos de xistos em corpos graníticos da região de Itinga. Nesta região observam-se pequenos corpos graní



ZC "ZONA" DA CLORITA

ZB "ZONA" DA BIOTITA

ZK "ZONA" DA CIANITA (COM GRANADA E ESTAUROLITA)

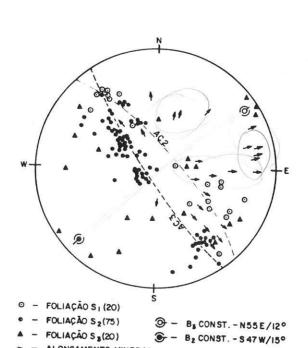
ZS "ZONA" DA SILIMANITA (COM GRANADA E ESTAUROLITA OCASIONAIS)

LIMITE DAS ZONAS

FIGURA II -DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS "ZONAS"
METAMÓRFICAS NAS ÁREAS OCUPADAS PELOS METASSEDIMENTOS
MACAÚBAS E SALINAS NO NORTE DE MINAS GERAIS.

(In PEDROSA SOARES et al ,1.984)





→ ALONGAMENTO MINERAL
HEMISFÉRIO INFERIOR/SCHMIDT-LAMBAERT

FIGURA 12 - PROJEÇÃO POLAR DOS PLANOS DAS FOLIAÇÕES E ALONGAMENTO DE MINERAIS PARA OS METASSEDIMENTOS SALINAS (VIRGEM DA LAPA - ITINGA).

ticos a duas micas, intrusivos tanto nos xistos como nos granitoi des regionais. Estes últimos mostram veios aplíticos de composição granítica intercalados concordantemente nos xistos Salinas (BR-251).

### Geocronologia

O estudo geocronológico relativo aos metassedimentos Salinas refere-se a um total de dezesseis determinações Sr em rocha total, e duas determinações K-Ar em biotita. Onze das análises Rb-Sr foram realizadas por Sá (1977), pertencentes a diferentes afloramentos coletados ao longo do perfil Virgem da Lapa, Araçuaí, Itinga. Esses dados mostraram em dia grama isocrônico uma certa dispersão, sendo que a reta de ajuste traçada apresentou idade de 660 <u>+</u> 60 Ma., para uma ção inicial de 0,713 (figura 13). Alguns dos pontos, posicionados acima do alinhamento citado, devem representar sistemas com idade similar e relações iniciais mais elevadas, fato comum em metas sedimentos cujas fontes de material podem ser variadas. O obtido foi interpretado por Sã (op.cit.) como relativo de metamorfismo, que atinge na região condições do facies anfibolito.

No perfil realizado pelo autor entre as localidades de Araçuaí e Novo Cruzeiro foram coletadas amostras de alguns afloramentos de rochas xistosas, para datação radiométrica. Somen te em um deles (afloramento NO-29) ocorreu relativa distribuição nas relações Rb-Sr, permitindo seu estudo através de diagrama isocrônico. Trata-se de extenso afloramento localizado a aproxima damente 30 km de Araçuaí, constituído de quartzo-biotita- xistos carbonáticos laminados, e com xistosidade principal segundo N80°E /15°NW.

Cinco amostras desta unidade, apresentaram-se rela tivamente bem alinhadas no diagrama isocrônico Rb-Sr, e definiram uma isócrona com idade de 630  $\pm$  30 Ma. e relação inicial ( $^{87}{\rm Sr}$  /  $/^{86}{\rm Sr}$ ) de 0,7086 (figura 14). Tal valor, plenamente concordante com aquele obtido por Sá (op.cit.) é aqui também inter-

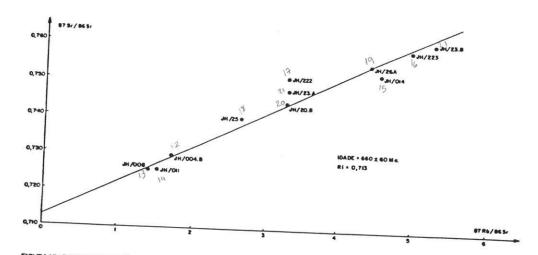


FIGURA 18 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS XISTOS DA REGIÃO DO MÉDIO JEQUITINHONHA (SÁ., 1.977).

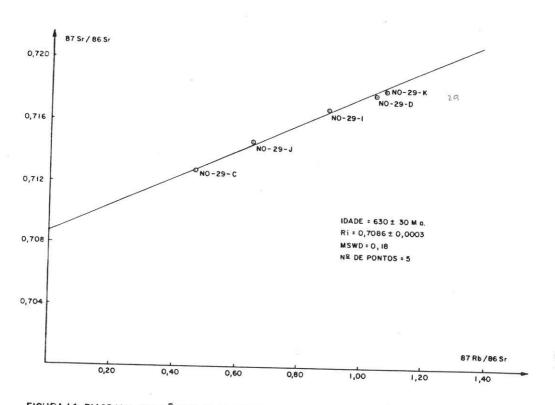


FIGURA 14 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS XISTOS DA REGIÃO DE ARAÇUAI.

pretado como relativo à idade de metamorfismo dessas rochas, em condições de facies anfibolito.

Adicionalmente, a amostra NO-29-J foi analisada através do método K-Ar, em biotita, revelando uma idade aparente de 477 ± 16 Ma., que pode ser associada à época de resfriamento das rochas dessa região em temperaturas inferiores a 250°C (temperatura de retentividade do Ar para as biotitas).

Nas proximidades de Carbonita, ao sul da área, fora dos domínios estabelecidos para este trabalho, um dado analítico K-Ar, obtido em biotita proveniente de rocha xistosa, acusou idade de 540 ± 16 Ma. (Isotta, dado inédito obtido no CPGeo). Tal valor mostra-se distinto em relação ao anteriormente discutido, caracterizando padrões proprios de resfriamento em regiões relativamente próximas entre si. É possível que os dados reflitam o posicionamento regional, em que áreas mais próximas do antepaís sofreriam resfriamento mais rápido (e indicariam idades a parentes mais velhas), enquanto que regiões mais internas do cinturão, que teriam permanecido aquecidas por mais tempo, indicariam então idades aparentes mais jovens.

Dados adicionais relevantes na área do Grupo Salinas referem-se as idades isocrônicas Rb-Sr obtidas para os granitos da região de Itinga e Coronel Murta, intrusivos nos metassedimentos, e que acusaram respectivamente valores de 540 ± 10 e 525 ± 30 Ma. Tais resultados serão discutidos adiante, no capítulo referente aos Granitóides.

Na região de Itinga, Sá (1977) descreve pegmatitos associados aos xistos Salinas, que acusaram através do método K-Ar em muscovita idades de 475 ± 18 Ma. (Lavra Cachoeira) e 500 ± 12 Ma. (Lavra Maxixe).

Em suma, nos metassedimentos Salinas a fase principal de metamorfismo desenvolveu-se aproximadamente hã 650 Ma., estando o padrão de resfriamento, compatível com o soerguimento regional, que ocorreu cerca de 100 a 200 Ma. mais tarde.

De grande interesse no conhecimento evolutivo se ria a utilização do método Sm-Nd nas ultrabásicas intercaladas nos metassedimentos Salinas. Tal metodologia permitiria, eventualmente, caracterizar a idade de colocação dessas rochas, e portanto possibilitaria definir a idade da sedimentação Salinas.

### 2. Rochas Gnáissicas-Migmatíticas do Setor Oriental

Na porção oriental da área pesquisada ocorrem rochas gnáissicas bandadas, em parte migmatizadas, cuja composição mineralógica é bastante próxima de gnaisses kinzigíticos. Neste domínio destacam-se inúmeros batólitos e stocks graníticos, por vezes denotando caráter transicional com as rochas gnáissicas deste setor. Esta unidade tem como limite os granitóides do Complexo Medina (setor ocidental) e os gnaisses do Complexo Parami rim (setor norte-oriental, região sul da Bahia).

#### Generalidades

- As rochas gnāissicas deste setor foram classificadas como gnaisses kinzigīticos por diversos autores, a exemplo de Cordani (1973), Silva Filho (1974), Silva Filho et al. (1974), Fontes et al. (1978), Inda et al. (1984), por apresentarem semelhanças com os gnaisses descritos por Fischer (1860, apud Mehnert, 1971) na região do Rio Kinzig, Alemanha.
- Em termos cartográficos, essas rochas foram in dividualizadas por Costa (1978), na apresentação do Mapa Geológico de Minas Gerais, como Grupo Paraíba, de ocorrência em toda a porção nordeste deste Estado.
- Por outro lado, Silva et al. (1978) na apresentação do Mapa Geológico da Folha SE-24-Rio Doce, para o Projeto Carta Geológica ao Milionésimo do DNPM, consideraram a porção oriental do domínio como pertencente ao pré-Cambriano indiferenciado, destacando em simbologia os gnaisses kinzigíticos.

- Silva et al. (1983) denominaram de Complexo Paraíba do Sul ao conjunto litológico aflorante no domínio em pauta representado por biotita e/ou hornblenda gnaisses, metatexitos de composição kinzigítica e intercalações de quartzitos, calcossilicáticas e anfibolitos.
- Almeida e Litwinski (1984) discutiram o caráter genético-descritivo do termo "gnaisse kinzigítico", propondo a de nominação de Complexo Jequitinhonha para abarcar a sequência de rochas gnáissicas bandadas com frequentes intercalações centimétricas a decimétricas de rochas básicas (soleiras e/ou derrames), lentes manganesíferas, pacotes espessos de quartzitos e camadas e/ou bolsões de gnaisses grafitosos. Sugeriram com base nesses litotipos um caráter sedimentar-vulcanogênico para a unidade. Essa denominação, com modificações, foi empregada por Lima et al.(1984) uma vez que os quartzitos e xistos que ocorrem nas cercanias de Almenara e Felizburgo não foram considerados como pertencentes ao referido complexo, mas a outra unidade, que definiram como Grupo Almenara.

# Características Petrográficas

De modo geral, observa-se neste domínio a presença de gnaisses com bandamento característico, exibindo uma alternância rítmica de leitos claros e escuros (milimétricos a centimé tricos), e de granulação média a grosseira. Os leitos escuros estão representados geralmente por biotita-granada-gnaisses, intercalam-se pacotes decimétricos a centimétricos de rochas calco-silicatadas, mármores, quartzitos e anfibolitos. Os leitos cla ros são quartzo-feldspáticos de composição normalmente granitica a granodiorítica. Por vezes os gnaisses apresentam-se finamente bandados, e a riqueza em biotita confere a rocha cor escura e estrutura xistosa. Quando é possível individualizar-se leitos claros e escuros, a rocha assume, via de regra, feições migmatíticas, caracterizada na maior parte dos afloramentos por estruturas tromáticas, eventualmente flebítica ou ptigmática, onde as bandas quartzo-feldspáticas representam leucossomas e as bandas biotíticas melanossomas.

Macroscopicamente esses gnaisses são constituídos por feldspato, quartzo, biotita e granada. Os acessórios são sillimanita, cordierita e localmente grafita.

Os gnaisses apresentam genericamente ao microscópio textura granoblástica, salientando-se a disposição linear do material micáceo. Estudos petrográficos elaborados pelos diferentes projetos anteriormente mencionados, contando também com a contribuição do autor permitem de modo resumido caracterizar o quartzo e o plagioclásio como constituintes principais dessas rochas. A microclina condiciona sua freqüência com a intensidade de felds patização. Os minerais varietais quase que sempre presentes são: biotita e granada. Os acessórios são representados pela sillimanita, cordierita e localmente grafita. Carbonato, clorita, sericita, magnetita e epidoto representam produtos de alteração metamór fica de outros minerais.

O quartzo possui características de recristalização e neoformação, envolvendo os demais constituintes. É xenoblás tico, com fraturas e extinção ondulante, dispondo-se segundo a fo liação da rocha. O plagioclásio tem composição variável de oligoclásio a andesina. Ocorre tanto como cristais bem formados irregulares, exibindo com frequência intercrescimento antipertítico. A biotita ocorre disposta linearmente, tendo coloração marrom-avermelhada. A microclina ocorre normalmente em cristais irre gulares, frequentemente em micropertitas estando bastante fratura da. Exibe vários estágios de digestão dos plagioclásios, chegando a substituí-lo totalmente. A granada é xenoblástica exibindo tensa digestão marginal pelo quartzo e microclina. Ocorre em cristais isolados como formando aglomerados disformes. Em interior são encontrados cristais de quartzo, biotita, opacos fragmentos de plagioclásio. A cordierita, normalmente xenoblástica, apresenta em seu interior cristais aciculares de sillimanita isolados ou em feixes. Interessante é notar uma diminuição no con teúdo de biotita quando está presente granada e/ou cordierita.

Litwinski (1986) propôs a existência de pelo menos duas fases de metamorfismo superimpostas à paragênese original da rocha. As paragêneses sucessivas corresponderiam a uma biotitização da rocha com metamorfismo progressivo até o facies anfibolito alto a granulítico, sendo a outra, mais recente, associada à neofor mação de quartzo e microclínio.

Lentes de rochas metabásicas e metaultrabásicas são frequentemente encontradas, geralmente de granulação fina, cor esverdeada, intercaladas concordantemente com a orientação regional. Identificam-se plagioclásio cálcico, quartzo, piroxênio e an fibólio. Por vezes, essas rochas mostram-se como corpos elipsóides, constituindo núcleos de dobras fechadas.

Os quartzitos constituem pacotes orientados, com granulação fina a média, sendo constituídos principalmente de quartzo neocristalizado, biotita, feldspato e opacos. Mármores ocorrem muito localmente.

Ocorrência de rochas básicas (gabros/diabásios)com esfoliação esferoidal são mencionadas em vários locais, orientadas a grosso modo, segundo direção N-S. Fontes et al. (1978) individualizaram algumas áreas de ocorrência dessas rochas.

## Evolução Estrutural

O caráter de transição dos gnaisses kinzigíticos para os granitóides regionais foi mencionado por diversos autores que trabalharam na região, a exemplo de Silva Filho et al.(1974), Fontes et al. (1978), Silva et al. (1983).

De fato, a gradação de gnaisses kinzigíticos para granitos porfiróides pode ser observada nos arredores de Rubim, onde o aparecimento progressivo de porfiroblastos tabulares de feldspatos nos kinzigitos, o aumento da percentagem de biotita, e a homogeneização da rocha, faz com que a mesma assuma um caráter porfiróide isotrópico. Gradação parece também ocorrer nos arredores de Águas Formosas (Fontes et al. 1978), onde os gnaisses kinzigíticos transformam-se em migmatitos com estrutura estromática,

flebítica ou nebulítica, com segregação progressiva em bandas leuco e melanossomáticas.

No Projeto Sul da Bahia (CPRM/DNPM), as rochas que ocorrem nestas áreas de transição gnáissica-granítica foram denominadas genericamente de diatexitos. As rochas principalmen te quartzosas grosseiras atribuídas por Silva et al. (1983) como pertencentes ao Grupo Almenara, são referidas no Projeto Sul da Bahia como resistatos.

O padrão estrutural deste setor é complexo, tendo sido descritas pelo menos três fases deformativas. O acamamen to das rochas metassedimentares parece estar representado pela alternância de biotita-quartzo-gnaisses, quartzo-biotita gnaisses, lentes quartzíticas e calco-silicáticas. Uma foliação paralela ao acamamento evidencia uma fase de dobramento isoclinal. Esta foliação é interceptada na porção ocidental por uma fase posterior de direção geral NNE, que é truncada no setor oriental por uma fase WNW, bastante vigorosa. Além disso, um arqueamento regional de estruturas e planos de xistosidade parece estar condicionado ao soerguimento diapiríco dos granitóides regionais.

Algumas atitudes relativas aos planos de foliação  $S_2$  e  $S_3$ , bem como do alongamento de minerais foram tomadas ao longo do perfil Jequitinhonha-Jacinto, e lançadas no estereograma da figura 15. Observa-se que a superfície  $S_2$  (fase  $D_2$ ) apresenta-se dobrada por uma fase posterior (fase  $D_3$ ). Essa terceira fase é de modo geral representada por dobras cilíndricas, bem caracterizadas em alguns afloramentos, através da ondulação da superfície  $S_2$ . Esse comportamento pode ser observado na figura 16 onde estão representados os polos relativos aos planos de foliação  $S_2$ , o eixo das dobras tardias, e o plano axial, relativos a um único afloramento de gnaisses localizados entre Jacinto e Salto da Divisa (Fazenda Farpão). As dobras cilíndricas apresentaram orientação ( $B_3$  construído) de S74%E/38%.

Falhamentos direcionais com postura tanto NE-SW, como NW-SE, além de reativações submeridianas que imprimem uma

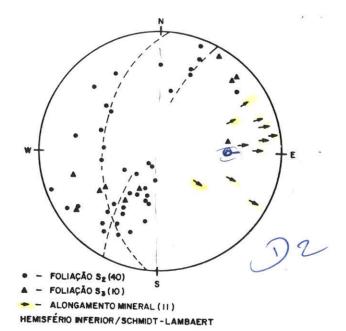


FIGURA 15 - PROJEÇÃO POLAR DOS PLANOS DA FOLI AÇÃO E ALONGAMENTO DE MINERAIS PARA AS RO-CHAS GNÁISSICAS - MIGMATÍTICAS DO SETOR ORIEN TAL (JEQUITINHONHA - JACINTO).

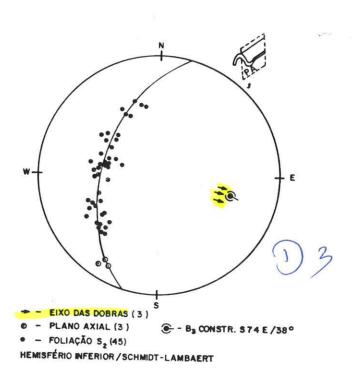


FIGURA 16 -PROJEÇÃO POLAR DOS PLANOS DA FOLI AÇÃO, PLANOS AXIAIS E EIXOS DAS DOBRAS TAR -DIAS DOS GNAISSES LOCALIZADOS ENTRE JACIN-TO E SALTO DA DIVISA (FAZENDA FARPÃO). intensa foliação cataclástica que trunca a foliação regional são representados pelos alinhamentos de Itinga-Jequitinhonha, Itapebi-Boninal, Vitória-Ecoporanga, Itambacuri-Padre Paraíso, descritos por Silva et al. (1983).

Fontes et al. (1978) atribuiram para os gnaisses kinzigíticos, devido principalmente à sua transição para granitói des, uma origem resultante de processos metassomáticos às expensas das rochas da Associação Barbacena/Paraíba do Sul, com a diferenciação das bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas. Silva et al. (1983), por outro lado, acreditam que o mecanismo dominam te na formação desta unidade estaria diretamente relacionado à fusão parcial (anatética) de metapelitos. Quanto aos aspectos puramente metamórficos, Silva et al. (op.cit.) sugerem, através do par K-feldspato-cordierita, condições físicas de metamorfismo a pressões da ordem de 2 a 3 kb, e temperaturas da ordem de 650 -700°C.

### Geocronologia

Diversas determinações radiométricas foram realiz<u>a</u> das nesta unidade através dos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotitas, principalmente nos arredores de Jeribá-Rio do Prado, Almenara e Girú.

Nas localidades de Jeribá-Rio do Prado, o autor coletou amostras para fins geocronológicos em seqüência de rochas gnáissicas bandadas (afloramentos AP-OS- 16,17,18 e 19). Nestas rochas, as bandas escuras são ricas em biotita, quartzo e feldspato, ao passo que as bandas claras são ricas em quartzo, feldspato e granada. Por vezes observam-se nas bandas leucossomáticas restos das porções melanossomáticas. De um modo geral, os planos de xistosidade estão orientados para NNE, com caimento para SSW.

As amostras relativas ao afloramento AP-OS-18, localizado nas cercânias de Jeribá, apresentaram seus pontos analíticos bem distribuídos em diagrama isocrônico, alinhando tanto as

frações leucossomáticas como melanossomáticas. Neste mesmo grama foram representados dois pontos analíticos referentes afloramento AP-0S-16, bastante próximo e similar ao descrito anteriormente, que denotam colinearidade com os demais dados (figu ra 17). A reta de melhor ajuste indicou uma idade aparente 586 + 13 Ma. para uma relação inicial de 0,7184 + 0,0009, e trata a homogeneização isotópica completa, ao nível de rocha total, das amostras, no Ciclo Brasiliano. Interessante é que os pontos analíticos relativos ao afloramento próximo a Rio do Prado (AP-0S-19), juntamente com uma amostra da localidade de Jeribá (AP-0S-17C) apresentaram-se distribuídos abaixo do alinhamen to anteriormente mencionado, evidenciando, numa primeira aproximação, tratarem-se de rochas com a mesma idade, porém com relação inicial inferior, da ordem de 0,710 (retas paralelas). fato é sugestivo de envolvimento de materiais distintos na forma ção dessas rochas gnáissicas. Vale acrescentar que os valores re lativamente elevados obtidos para as relações iniciais uma origem parametamórfica ou, em sentido mais amplo, a partir de materiais derivados da crosta continental.

Adicionalmente, foram realizadas determinações U-Pb em quatro frações de zircões com teores de urânio distinto, na amostra AP-0S-17, localizada nas proximidades de Jeribã. Tais amostras, coletadas e pré-concentradas pelo autor, foram analisadas por W.R. Van Schmus, nos laboratórios da Universidade de Kansas, EUA. Três das frações analisadas apresentaram-se relativamente alinhadas em diagrama Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> x Pb<sup>207</sup>/U<sup>235</sup>, interceptam do a concórdia em 590 ± 28 Ma. (figura 18). Uma das frações posicionou-se abaixo deste alinhamento, denotando algum tipo de de sequilíbrio isotópico. A idade obtida através do método U-Pb é virtualmente idêntica ao valor isocrônico Rb-Sr anteriormente discutido, de 586 Ma., indicando a época de formação dos zircões, ao mesmo tempo que a paragênese principal das rochas gnáissicas.

O intercepto inferior acusou uma idade imprecisa, da ordem de 200 Ma., e aparentemente sem significação geológica, se for levado em conta que a época do último resfriamento regio-

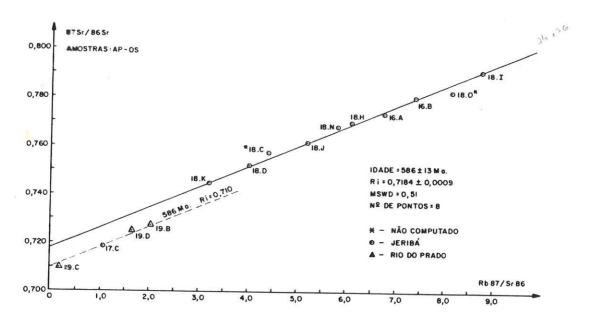


FIGURA 17-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DOS ARREDORES DE JERIBÁ E RIO DO PRADO.

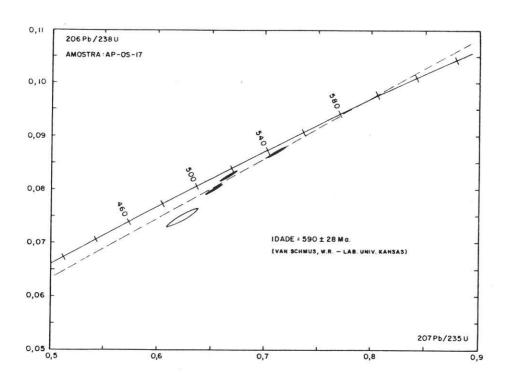


FIGURA 18 - DIAGRAMA CONCÓRDIA PARA OS GNAISSES DOS ARREDORES DE JERIBÁ.

(CÁLCULO ATRAVÉS DE MODELO POR PERDA EPISÓDICA DE Pb.)

nal é próxima de 500 Ma. Possivelmente, o caso indica que o modelo escolhido para o traçado da reta "discórdia" não é o mais a dequado, e teria sido preferível utilizar o modelo de perda de Pb por difusão contínua. De qualquer forma, os valores do intercepto superior não sofreriam variação significativa, mantendo-se a interpretação geral assumida.

Para os gnaisses bandados aflorantes nos arredo res de Almenara, Litwinski (1986) realizou três determinações ra diométricas Rb-Sr, referentes a amostras coletadas num mesmo afloramento (NL-308). Foi obtida idade de  $571 \pm 4$  Ma. para uma relação inicial de  $0,7080 \pm 0,0004$  (figura 19).

O mesmo autor realizou cinco análises Rb-Sr para os gnaisses localizados nos arredores de Girú, obtendo um bom alinhamento dos pontos em diagrama isocrônico, com idade  $590 \pm 35$  Ma. para uma relação inicial de  $0,709 \pm 0,003$  (figura 20).

Os valores geocronológicos obtidos por metodologias diferentes, Rb-Sr e U-Pb, e em pelo menos três locais distintos da mesma unidade, mostram-se bastante similares, devendo ser geologicamente significativo o intervalo 590 - 570 Ma. Na opinião do presente autor, nesta época deve ter ocorrido a formação da paragênese principal das rochas kinzigíticas.

Quanto aos dados referentes as amostras coletadas no setor oeste de Almenara (afloramento 1132/122), observa- se em diagrama isocrônico (figura 21), uma concentração dos pontos no eixo das abcissas ( ${\rm Rb}^{87}/{\rm Sr}^{86}$ ) entre 1,2 e 2,2, tornando impreciso o valor da relação inicial ( ${\rm Sr}^{87}/{\rm Sr}^{86}$ ). A melhor reta que se ajusta aos quatro pontos analíticos indica uma idade de  $640\pm45$  Ma. para uma relação inicial de  $0,707\pm0,001$ . Além disso, fora dos domínios do presente estudo, nos arredores de Itamarajú (a leste da região), Litwinski (1986) realizou quatro análises geocronológicas de gnaisses bandados coletados num mesmo afloramento, obtendo a idade de  $640\pm70$  Ma. para uma relação inicial de  $0,717\pm0,004$  (figura 22). Os elevados erros experimentais ob

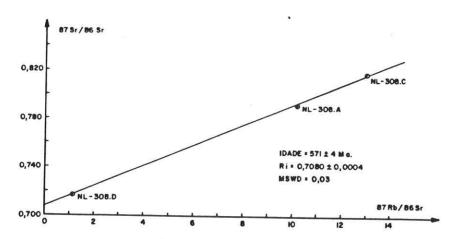


FIGURA 19-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DOS ARREDORES DE ALMENARA (LITWINSKI, 1.986).

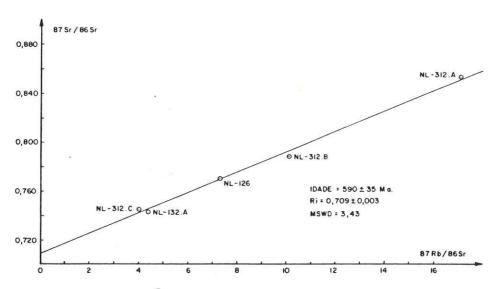


FIGURA 20 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DOS ARREDORES

DE GIRÚ (LITWINSKI, 1.986).

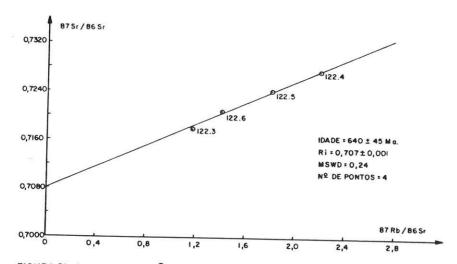


FIGURA 21 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES LOCALIZADOS A OESTE DE ALMENARA.

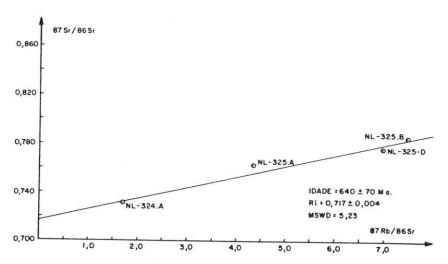


FIGURA 22-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DOS ARREDORES DE ITAMARAJÚ (FORA DOS DOMÍNIOS DA ÁREA INVESTIGADA, LITWINSKI-1.986).

tidos refletem a não colinearidade desses pontos no diagrama iso crônico, possivelmente atribuível à mobilidade do Rb e/ou do Sr, em épocas posteriores à formação da rocha. Em ambos os casos, os valores obtidos, em virtude dos seus erros experimentais relativamente elevados, não podem ser considerados absolutamente discordantes em relação ao valor de 590 Ma. anteriormente discutido, e baseado em dados de qualidade melhor. Por outro lado, é também viável imaginar que os episódios de homogeneização isotópica ligados ao metamorfismo regional não tenham sido rigorosamente sin crônicos, especialmente se considerarmos que a duração de um episódio metamórfico, ou pelo menos a anomalia termal associada, em ambiente de mesozona, é da ordem de dezenas de milhões de anos.

Os dados K-Ar por outro lado, todos realizados em biotita, e listados no apêndice 2, distribuiram-se no intervalo 540 - 480 Ma., com maior concentração no período de tempo 525 - 500 Ma., correspondendo as épocas de resfriamento regional dessa unidade, abaixo de temperaturas da ordem de 250°C.

#### VI. ROCHAS GRANITOIDES

Rochas granitóides são observadas em toda a região estudada, em associação íntima com as rochas metamórficas regionais, ora cortando os metassedimentos epi-mesozonais, ora transicionando-se para os tipos gnáissicos do setor oriental. Aparecem numa grande variedade de tipos litológicos, formando desde peque nos corpos intrusivos até grandes maciços, com características sin-tardi ou pós-tectônicas em relação às principais deformações Brasilianas.

#### 1. Generalidades

Na região em estudo, a morfologia típica da maioria dos maciços granitóides é representada por "pães de açúcar ", caracterizando áreas topograficamente mais elevadas, onde o relevo contrasta visivelmente com as litologias gnáissicas vizinhas.

As primeiras informações de rochas granitóides nes ta região devem-se a Hartt (1870, in Moraes, 1937), o qual refere-se a grossos veios graníticos que atravessam os micaxistos, na confluência dos rios Jequitinhonha e Araçuai. Posteriormente, mui tos foram os trabalhos empreendidos neste setor e adjacências, con tribuindo para o conhecimento geológico dessas rochas granitóides, a exemplo de: Moraes (1937), Brajnikov (1953), Guimarães (1956, 1961), Ebert (1957), Grossi Sad (1968), Cordani (1973), Sá (1977), Almeida et al. (1978) e Pinheiro et al. (1978).

Os trabalhos integrados e vinculados a programas de reconhecimento regional, desenvolvidos a partir da década de setenta, constituiram os alicerces da cartografia precambriana deste setor. Esses trabalhos que serão referidos a seguir, procuraram diferenciar, com base principalmente nos estudos de campo, texturais e petrográficos, a grande variedade de tipos granitóides presentes.

Silva Filho et al. (1974), por ocasião do Projeto

Sul da Bahia (DNPM/CPRM), diferenciaram pela primeira vez rochas granitóides porfiróides e granitos equigranulares, dentro de um esquema petrológico, identificando adicionalmente corpos charnockíticos que admitiram ter origem ligada a lentes de composição diferente das rochas originárias dos metatexitos de composição kinzigítica.

No Projeto Espírito Santo, Silva e Ferrari (1976) incluiram as rochas granitóides que ocorrem a sul da área em estudo no Complexo Migmatítico/Associação Paraíba do Sul, individua lizando o Complexo Charnockítico.

Costa et al. (1978) por ocasião do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (1:1.000.000) individualizaram áreas com predominância de rochas igneas ácidas, sem contudo denominálas ou posicioná-las estratigraficamente.

Fontes et al. (1978) utilizaram a denominação formal de Complexo Granitóide - Associação Barbacena/Paraíba do Sul para a grande variedade de granitóides expostos nos tratos do Projeto Jequitinhonha, que foram subdivididos em sete tipos, tendo por base caracteres texturais e petrográficos, a saber: granitoides porfiroblasticos, augen granitoides, granitoides granatífe ros, granitóides de composição tonalítica, granodiorítica e graní tica, e granitóides indiferenciados. Os granitóides porfiroblásticos a augen-granitóides dos citados autores referem-se, na gião em estudo, respectivamente a batólitos mapeados no setor cen tro-oriental (arredores de Medina, Padre Paraíso, Santo do Jacinto, Jacinto) e na porção sul-oriental (oeste de Neto). Os granitóides granatíferos ocupam grande extensão no tor centro-sul, envolvendo os corpos charnockíticos de Padre raíso. Os granitóides de composição tonalítica, granodiorítica e granítica estão localizados fora dos domínios do presente estudo, enquanto que os granitóides indiferenciados incluem termos graníticos e granito-gnáissicos variados que distribuem-se porção-norte da região. Os mesmos autores cartografaram corpos charnockíticos de caráter essencialmente porfiroblástico, que ocorrem sob a forma de stocks e batólitos, admitindo para

os mesmos origem magmática, sendo incluídos no Complexo Charnockí tico da Associação Barbacena/Paraíba do Sul. Adicionalmente, sepa raram corpos isolados, de natureza intrusiva que ocorrem nos arredores de Joaima, Jequitinhonha, Pedra Azul e Itinga, este estuda do em detalhe por Sá (1977).

Silva et al. (1983) por ocasião do mapeamento realizado pelo Projeto Radambrasil no âmbito da Folha SE-24 Rio Doce (1:1.000.000) propuseram a denominação de Complexo Medina (in dividualizando oito tipos petrográficos e texturais) para abranger o que Fontes et al. (op.cit.) denominaram de granitóides porfiroblásticos e granatíferos, e Silva Filho et al. (1974) cognominaram de granitóides porfiróides. O termo Complexo foi utilizado em vista desta unidade abarcar um grande número de litotipos, com relações não perfeitamente definidas. Segundo os mencionados autores, os contatos entre os litotipos do Complexo Medina são difíceis de precisar devido as frequentes variações texturais e mineralógicas, sugerindo na maioria das vezes serem transicionais. Os contatos com as rochas gnáissicas do setor oriental novamente sugerem uma variação textural e mineralógica dos granitóides.

Silva et al. (op.cit.) reconheceram, adicionalmente, a Suite Intrusiva Aimorés (charnockitos) caracterizada juntamente com as rochas do "Complexo Medina" como plutonitos de caráter sin a tardi tectônico. Foram também diferenciadas as Suites Intrusivas Itinga e Guaratinga, que ocorrem como maciços com dimensões de "stocks" consideradas como magmatitos de caráter tardi a pós-tectônico, talvez anorogênicos. Esta última suite inclui os plutonitos denominados por Silva et al. (1978) de Granito Ecopo ranga e Granito Umburatiba.

Com relação aos granitoides a hiperstênio denomina dos de "Suite Intrusiva Aimorés" por Silva et al. (1983), as relações de campo, características petrográficas, petrogenéticas e geocronológicas permitiram aos autores (op.cit.) atribuirem cará ter essencialmente alóctone para esses litotipos, bem como associá-los a produto de "anatexis" das rochas que compõem os chamados Complexos Juiz de Fora e Pocrane, em condições preferencialmente

catazonais.

Os maciços granitóides circunscritos, claramente intrusivos, e de natureza pós-tectônica foram, pelos citados autores, incluídos em duas suites intrusivas, que denominaram respectivamente de Itinga e Guaratinga. Suas características intrusivas são evidenciadas principalmente pela injeção de corpos tabulares de granitos, aplitos, e pegmatitos nos metassedimentos e gnaisses adjacentes. São freqüentes nestes corpos ocorrências de enclaves xenolíticos com aspecto xistoso ou gnáissico, exibindo orientações variadas.

Pedrosa Soares et al. (1984) referem-se a transformações de natureza metassomática (turmalinização e feldspatização) sofridas pelas rochas atribuídas ao "Grupo Salinas", nas auréolas do contato dos plutonitos ácidos de Coronel Murta. Costa et al. (1984) relatam a presença de andaluzita e cordierita geradas por metamorfismo de contato nas auréolas de algumas intrusões graníticas da região de Itinga. Tais observações levaram Pedrosa Soares et al. (op.cit.) a concluirem que no Médio Jequitinhonha, o posicionamento dos plutonitos ácidos se deu a profundidades diversas, entre um mínimo provável de 5 km (região de Itinga) e um máximo entre 10 e 15 km (região de Coronel Murta).

Inda et al. (1984) englobam esses granitos regionais sob a denominação de Complexo Granitóide de Minas Gerais e Espírito Santo, diferenciando corpos cuja origem foi interpretada como ligada a fase tardia ou pós-tectônica do ciclo Brasiliano (arredores de Itinga, Coronel Murta, Ecoporanga, Joaima e Jequitinhonha).

# 2. Características Petrológicas

Os estudos realizados nas rochas granitóides revelam uma grande complexidade tanto litológica como no tocante as relações entre os diversos litotipos. As proposições existentes no sentido de individualizar tipos petrográficos e texturais são

ainda tentativas, considerando a maior ou menor frequência de um determinado parâmetro.

Vários dos trabalhos mencionados anteriormente buscaram caracterizar as diferentes facies petrográficas de determinadas unidades granitóides, cabendo destaque aqui ao de Silva et al. (1983), na caracterização da unidade por eles denomina da de "Complexo Medina", e que engloba a maioria das variedades regionais objeto deste trabalho.

Os autores (op.cit.) individualizaram, na unidade mencionada, oito facies petrográficas e texturais relativamen te homogêneas, a saber: biotita-granitos porfiróides, rochas graniticas granulares a porfiróides, biotita-granito-gnaisses, granitos granatíferos, biotita-hornblenda granitos (porfiróides), biotita e/ou hornblenda-granitos (equigranulares), granitos foliados a biotita, granitóides indivisos.

De modo geral, os granitóides desta unidade mostram relações de transição entre si, o mesmo acontecendo em relação aos gnaisses de composição kinzigítica. Assim, observam-se granitóides porfiróides variando texturalmente para tipos granulares, por vezes a granada torna-se parte integrante da rocha, e a gnaissificação proeminente. Estas evidências já eram observadas por Silva Filho (1974), que as consideraram como parte de um processo generalizado de evolução anatética.

Os estudos petrográficos realizados principalmente por Fontes et al. (1978), Silva et al. (1983), Litwinski (1986), além das observações do autor permitiram caracterizar genericamente, a presença de quartzo, plagioclásio, microclínio, e biotita, e em alguns tipos a granada como mineral essencial. Lo calmente, podem ocorrer sillimanita, cordierita e anfibólio e, com relativa freqüência, calcita, sericita, clorita, minerais do grupo do epidoto e muscovita. Esses últimos representando transformações retrometamórficas.

O quartzo geralmente xenoblástico apresenta forte

extinção ondulante, mostrando vários estágios de digestão das fases anteriores (principalmente do plagioclásio e da biotita); o plagioclásio ocorre tanto na matriz, como cristais anhédricos, bem como na forma de inclusões no K-feldspato e raramente tende a megacristal; a biotita geralmente bem cristalizada tem cor parda -escura; a granada ocorre na forma de aglomerados associados a biotita (quando isolada inclui quartzo, biotita e plagioclásio); a sillimanita se encontra em cristais aciculares normalmente associada a biotita, e a cordierita forma massas azuladas com formas irregulares.

A microclina associada com granada sugere a reação biotita + quartzo (e muscovita) originando K-feldspato e granada, devido a diminuição no conteúdo de biotita. No interior dos porfiroblastos de K-feldspato são encontrados fragmentos de plagioclásio de composição andesina.

Uma textura pretérita é sugerida através da disposição linear do material micáceo, truncada pelas fases quartzo-feldspáticas; lamelas de geminação curvadas de plagioclásio no interior da microclina; presença de termos mais básicos a interme diários como oligoclásio-andesina, envolvidos por uma fase mais ácida ou sódica que constituem minerais idioblásticos de albita ou albita-oligoclásio.

Os granitóides a hiperstênio da área em discussão são grosseiros de cor tipicamente esverdeada, sendo caracterizados por estrutura porfiroblástica. Macroscopicamente observa-se nessas rochas a presença de quartzo, feldspato, biotita, piroxênio e/ou anfibólio e localmente granada. Eventualmente ocorrem di ques de rochas graníticas e pegmatíticas, bem como enclaves com formas ovóides e cor escura, tendo diâmetros médios de 15 cm. São de granulação fina e apresentam maior teor em máficos. Na região de Padre Paraíso alguns enclaves foram classificados petrograficamente como biotita-mela-granitos, enquanto nos arredores do povoa do de Pampã o foram como gnaisses (Silva et al., 1983).

Um fato que chama a atenção é a intima relação des

sas rochas com os granitóides porfiróides descritos anteriormente, cuja distinção no terreno é feita através do parâmetro cor, haven do já dificuldades na separação em afloramentos intemperizados. No perfil Padre Paraíso-Águas Formosas há uma gradação entre as duas facies petrográficas mencionadas. Observa-se a passagem do tipo porfiróide esverdeado com anfibólio/piroxênio, para o tipo porfiróide cinza com granada. Ao norte os granitóides a hiperstênio passam bruscamente para os tipos granatíferos, sugerindo contato por falha. O corpo localizado ao sul de Padre Paraíso indica nova mente contatos transicionais com os granitos porfiróides.

As relações de contato com os gnaisses kinzigíticos sugerem que os granitóides a hiperstênio sejam intrusivos, ten do em vista o padrão estrutural distinto entre ambas unidades. Os granitóides a hiperstênio apresentam apenas efeitos de foliação cataclástica, denotando um posicionamento sin a tardi tectônico em relação ao ciclo Brasiliano. Na literatura são referidos contatos por falhas ou até mesmo gradacionais entre esses litotipos.

Microscopicamente observa-se que, na dependência da variação dos parâmetros quartzo e microclínio, encontra-se uma gama de tipos petrográficos (biotita-ortopiroxênio-granitóides, en derbitos, dioritos, anortositos, etc.). Os granitóides a hiperstê nio evidenciam texturas granoblásticas e cataclásticas, tendo como componentes principais o quartzo, plagioclásio e microclínio, enquanto piroxênio, anfibólio e biotita aparecem como varietais. O piroxênio (hiperstênio) tem bordas digeridas pelas fases quartzo-feldspáticas. O anfibólio geralmente ocorre como hornblenda, hastingsita. O quartzo mostra reações de corrosão, invasão e envolvimento com todos os demais minerais. O microclínio dispõe-se principalmente como megacristal apresentando vários estágios de diges tão do plagioclásio (em geral andesina e, por vezes, com lamelas de geminação encurvadas). A biotita, em grande parte, é originária da transformação metamórfica do hiperstênio ou do anfibólio.

Os estudos petrográficos realizados por Silva et al. (1983), nos enclaves coletados em diferentes maciços sugerem, através das texturas granoblásticas, que os mesmos correspon

dam a porções das rochas encaixantes, capturadas antes da colocação final dos granitóides.

Os maciços granitóides circunscritos, claramente intrusivos, que ocorrem nos arredores de Itinga são representados de modo geral por biotita-granitos, leucocráticos de média a grosseira, eventualmente porfiróides, com megacristais de feldspato dispersos aleatoriamente. Incluem-se também granitos e granodioritos a duas micas, com pegmatitos associados. São compos tos principalmente por microclina, plagioclásio e quartzo, de muscovita, e biotita em proporções variáveis. Os acessórios me nores referem-se a turmalina, apatita, zircão e opacos, incluindo -se como minerais secundários sericita, clorita e carbonatos. Estas rochas caracterizam-se por exibir texturas pertíticas, de assinalar em alguns exemplares a presença de muscovita primãria, cristais relativamente grandes de turmalina, e quartzo formas arredondadas. Os cristais de microclina quando como megacristais revelam inclusões de plagioclásio e quartzo glo bular.

Outro maciço granítico circunscrito e intrusivo nos gnaisses de natureza kinzigítica refere-se ao corpo aflorante a oeste de Umburatiba, que apresenta coloração cinza clara a rósea, granulação média e textura porfirítica. Os fenocristais são de microclina com hábitos retangulares mostrando fraca orientação. A mineralogia predominante é microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita.

# 3. Características Geoquímicas

Visando levantar as características petroquímicas do chamado "Complexo Medina" Silva et al.(1983) analisaram quimi camente amostras das várias litologias descritas anteriormente, especificamente dos biotita-granitos porfiróides, granitos granatíferos, biotita-granitos gnaissificados e dos granitóides intrusivos, aflorantes na área pesquisada e adjacências.

No diagrama QAP obtiveram composições graníticas para a maioria das amostras (sienograníticas, na verdade) existindo algumas amostras que estão situadas próximas ou no limite entre os campos dos sienogranitos e alcali-feldspato granitos (figura 23). Tal comportamento reflete a riqueza em alcalis das amostras analisadas, especificamente do potássio, levando-se em conta a dominância dos megacristais de K-feldspato em relação à matriz nessas rochas.

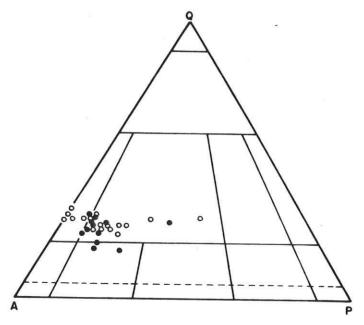
Em diagramas de classificação petroquímica (série de rochas) observaram que os biotita-granito-porfiróides exibem termos que vão de calco-alcalinos, mas que situam-se próximos da transição para alcalinos, até termos tipicamente alcalinos. Para as demais litologias observa-se uma variação desde termos transicionais para alcalinos, até termos transicionais para per-alcalinos (figura 24).

Os diagramas de Harker (1909) foram utilizados com o intuito de elucidar o mecanismo gerador dessas rochas, porém observou-se uma ampla distribuição na variação entre elementos maiores em relação ao SiO<sub>2</sub>, o mesmo ocorrendo com relação aos diagramas K/Rb; Ba/Rb; Ba/Sr versus K.

As características petrográficas e mineralógicas desses granitos indicam mais afinidades com os granitos <u>C</u> que os <u>M</u> (classificação de Didier, Duthou e Lameyre, 1981) tendo em conta a ausência quase total da hornblenda, bem como a ocorrência dos minerais granada e sillimanita, além da raridade das com posições monzograníticas ou granodioríticas.

Litwinski (1986),utilizando os diagramas de La Roche (1968) e La Roche et al. (1974),observou uma distribuição dessas rochas na interfacie das rochas igneas e sedimentares (ar cósios). No diagrama de Moine (1969) dispersam-se no domínio dos arcósios, rochas argilo-carbonatadas, grauvacas e sub-grauvacas.

Excetuando-se os granitóides granadíferos, cujas relações  ${\rm Al}_2{\rm O}_3/{\rm Na}_2{\rm O}$  +  ${\rm K}_2{\rm O}$  + CaO, ou mesmo os valores de óxidos



#### - BIOTITA GRANITOS PORFIRÓIDES

O — DEMAIS ROCHAS GRANÍTICAS (GRANITOS GRANATÍFEROS, BIOTITA-GRANITOS GNAISSIFICADOS, GRANITÓIDES INDIVISOS)

FIGURA 23 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1.975) PARA AS ROCHAS DO "COMPLEXO MEDINA" (SILVA et al, 1.983)

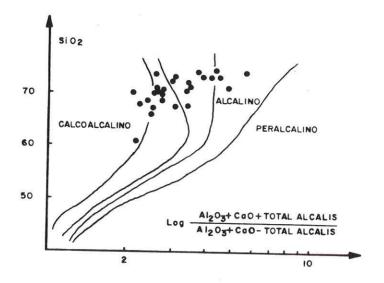


FIGURA 24 - DIAGRAMA DE WRIGHT (1.969) PARA AS ROCHAS DO "COMPLEXO MEDINA" (SILVA et al, 1.983)

como Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, mostram-se compatíveis com granitóides do tipo S, os demais litotipos analisados denotam caráter ambíguo, isto é seus dados apresentam-se amplamente distribuídos, permitindo posicionar esses granitóides ora como tipo S, ora como tipo I.Is to provavelmente se deve ao número reduzido de análises químicas disponíveis, englobando uma grande variedade de litotipos graníticos, não permitindo uma melhor caracterização tectônica dos mes mos, devendo portanto esses dados serem encarados com cautela, a espera de trabalhos de maior detalhe.

Para os granitóides a hiperstênio, as análises químicas realizadas referem-se à maciços localizados a sul da área pesquisada, localidades de Aimorés, Itaguaçu, Itapina e Itanhomi (Pinheiro et al. 1978 e Silva et al. 1983). Esses dados, em dia grama QAP, indicaram uma grande variedade composicional, desde termos graníticos até quartzo-sieníticos ou limites entre graníticos e quartzo-monzoníticos incluindo ainda componentes gabróicos. Em diagrama AFM, caracterizaram um "trend" calco-alcalino.

Nos arredores de Itinga, Sá (1977) realizou análises químicas de maciços graníticos intrusivos, obtendo teores de potássio e cálcio elevados (4,15 e 1,15%, em média) tendendo, por tanto, a granitos de natureza alcalina. Os teores de Li, Cs e Be são superiores as médias dos granitos descritos na literatura. Associado a esses corpos graníticos ocorrem pegmatitos mineralizados em Li, Cs e Be.

## 4. Geocronologia

Granitóides porfiróides de Pedra Azul, Santo Antonio do Jacinto e Rubim

O estudo geocronológico realizado nos granitos porfiróides referem-se a determinações Rb-Sr e K-Ar de amostras coletadas pelo Projeto Radambrasil nas regiões de Pedra Azul, Santo Antonio do Jacinto e Rubim, e analisadas pelo autor.

Esses granitos mostram de modo geral uma fraca orientação, apresentam tonalidade cinza-clara a rósea, e uma matriz grosseira, constituída por biotita e feldspato. Ocorrem eventualmente granada e sillimanita como acessórios. Observam- se nesses granitos, enclaves melanocráticos com formas lenticulares ou ovoides, centimétricos a decimétricos, de granulação fina, constituídos por biotita, quartzo e feldspato, com textura xisto sa, e contornos bem definidos. Megacristais de micropertita caracterizam este litotipo.

As análises relativas ao batólito de Pedra Azul concentraram-se principalmente na zona limítrofe, à norte da área em foco (domínio da Folha ao Milionésimo SD-24-Salvador). Foram executadas para este maciço cinco determinações Rb-Sr em rocha total, cujos pontos analíticos alinharam-se num diagrama iso crônico com idade de 615 ± 35 Ma., para uma relação inicial de 0,709 ± 0,002 (figura 25). Uma única análise K-Ar em biotita foi realizada na rocha granítica de número de campo 1026/02, que acusou idade de 474 ± 14 Ma.

Para o maciço dos arredores de Santo Antonio do Jacinto foram realizadas sete análises através do método Rb-Sr em rocha total. Em diagrama isocrônico observa-se o relativo ali nhamento dos pontos, com idade de 575  $\pm$  10 Ma., para uma relação inicial de 0,7064  $\pm$  0,0002 (figura 26).

Para o maciço localizado nos arredores de Rubim, apesar da densa amostragem realizada, não foi possível a análise de rochas de mesmo afloramento devido a pequena variação nas relações Rb/Sr das amostras. A integração de afloramentos distintos forneceu em diagrama isocrônico idade de 603 ± 20 Ma., para uma relação inicial de 0,7068 ± 0,0003 (figura 27). O valor obtido deve ser encarado como preliminar devido ao número reduzido de análises realizadas (4) e proveniência das amostras a partir de afloramentos distintos. Uma análise K-Ar em biotita foi executada neste maciço e refere-se a amostra de número de campo 194/112, que acusou idade de 490 ± 10 Ma., indicando a época de res friamento do corpo.

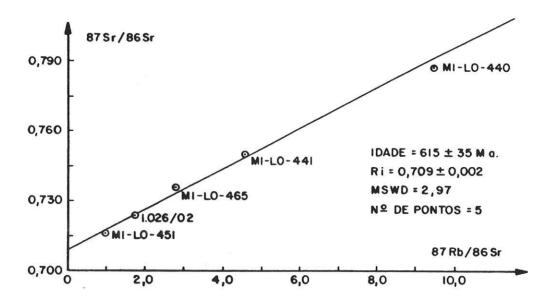


FIGURA 25-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DOS ARREDORES DE PEDRA AZUL.

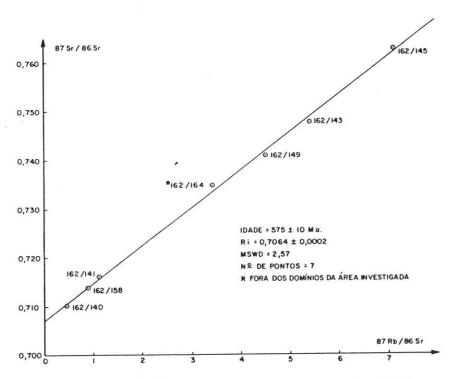


FIGURA 26-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DA REGIÃO DE SANTO ANTONIO DO JACINTO.

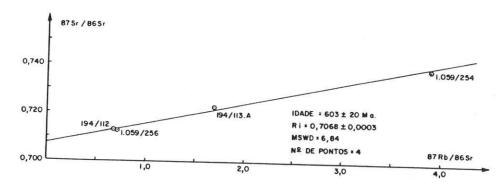


FIGURA 27-DIAGRAMA ISOCRÓNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DOS ARREDORES DE RUBIM.

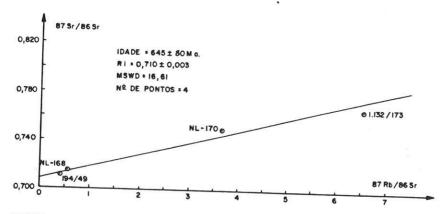


FIGURA 28 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS LOCALIZADOS A SUL DE ITAOBIM.

Granitóides granadíferos do sul de Itaobim e oeste de Águas Formosas

Um outro litotipo abundante na região refere-se aos granitóides granadíferos, que apresentam granulação média a grosseira e ocorrem principalmente na porção centro sul da área pesquisada. São geralmente gnaissificados e mostram cor branca acinzentada a rosada. Além da granada, a sillimanita pode ocorrer como acessório.

Os dados Rb-Sr, em rocha total, relativos ao maciço localizado ao sul de Itaobim mostraram-se relativamente dispersos em diagrama isocrônico, e a melhor reta que se ajusta aos pon tos analíticos revelou idade de 645 ± 60 Ma., para uma relação inicial de 0,710 ± 0,003 (figura 28). Neste diagrama as amostras de números de campo NL (NL-168 e 170) referem-se a análises realizadas por Litwinski (1986), e as demais a amostras coletadas pelo Projeto Radambrasil. Embora dois desses pontos representem amostras de um mesmo afloramento e as demais selecionadas encontrem -se relativamente próximas, o número reduzido de análises e a relativa dispersão observada fazem com que o valor obtido seja encarado de modo preliminar.

Para o maciço situado a oeste de Águas Formosas inuímeras rochas foram coletadas, porém a homogeneidade observada nas relações Rb/Sr restringiram a cinco o número de amostras analisadas, ainda com o inconveniente dessas razões  $(Rb^{87}/Sr^{86})$  distribuirem-se no intervalo 5,0-7,5, o que impossibilitou um bom controle da relação inicial  $(Sr^{87}/Sr^{86})$ i. A idade de  $580\pm40$  Ma. para uma relação inicial de  $0,711\pm0,004$  representa a melhor reta que se ajusta a esses pontos analíticos (figura 29), sendo interpretada como a época de colocação do maciço. A amostra de núme ro de campo 1132/173 foi analisada em biotita através do método K-Ar, revelando idade de  $456\pm11$  Ma., indicativa da época de res friamento do corpo.

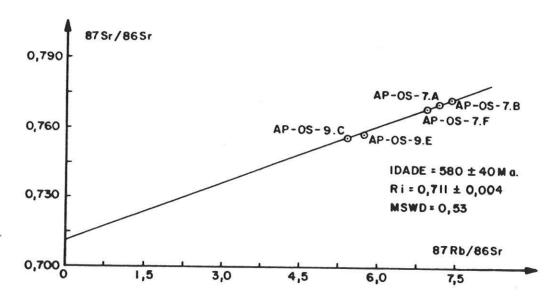


FIGURA 29 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS LOCALIZADOS A OESTE DE ÁGUAS FORMOSAS.

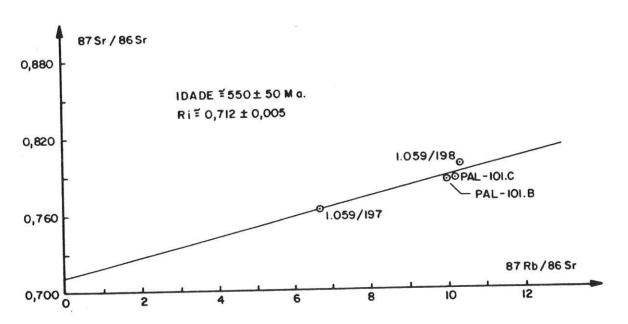


FIGURA 30-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DA REGIÃO NORTE DE MEDEIROS NETO.

Biotita-granito-gnaisses dos arredores de Medeiros Neto

Rochas granitóides foliadas, de granulação média a grosseira, formadas por feldspato, quartzo, biotita, tendo granada frequente ocorrem nos arredores de Medeiros Neto, setor sul oriental da área pesquisada. As cores são claras, cinza à rosada, com porções escuras dadas por enclaves.

Somente quatro determinações geocronológicas através do método Rb-Sr foram realizadas para o corpo localizado a norte de Medeiros Neto. O número reduzido de datações se deve novamente a grande homogeneidade observada nas relações Rb/Sr das diversas amostras analisadas. Além disso, há relativa dispersão e o alinhamento que melhor se ajusta aos pontos revelou idade para o corpo em torno de 550 Ma., para uma relação inicial próxima de 0,712 (figura 30). Note que os dados se concentram no eixo das abcissas (Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>) do diagrama entre 6 e 11, não permitindo novamente um bom controle da relação inicial (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)i.

Uma única análise K-Ar foi realizada em biotita para a amostra de número de campo PAL-101, revelando idade de 448 ± 14 Ma., semelhante aquela obtida para o maciço localizado a oes te de Águas Formosas.

Granitóides indivisos das regiões de Itaobim, Jequitinho nha e Itaipé

Esses granitóides mostram de modo geral granulação fina a média, tonalidade cinza clara, são equigranulares e fo liados, formados por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, granada, sillimanita e raramente cordierita. Normalmente observáse a presença de veios pegmatóides turmaliníferos nesses maciços.

Para os granitos dos arredores de Itaobim dispõese de quatorze análises geocronológicas através do método Rb-Sr em rocha total (Litwinski, 1986). Esses dados bem distribuídos em diagrama isocrônico, apresentaram bom alinhamento, indicando ida-

de de 626 ± 25 Ma., para uma relação inicial de 0,708 ± 0,001 (figura 31). Litwinski (op.cit.) realizou adicionalmente duas determinações K-Ar em biotitas desses granitos (amostras de números de campo: NL-102 e 114-B). As idades obtidas foram respectivamente de 470 ± 19 e 468 ± 12 Ma., registrando a época de resfriamento dos granitos desta região.

Para os granitos localizados nos arredores de quitinhonha foram coletadas amostras de três afloramentos relativamente próximos e litologicamente similares (AP-OS-27 e 28; 81). Os dados analíticos Rb-Sr obtidos quando plotados em diagrama isocrônico (figura 32) denotaram um padrão interessante, se destacam três alinhamentos distintos e paralelos, portanto com mesma idade e diferentes relações iniciais, que se referem a cada um dos afloramentos datados. Obteve-se idade de 535 ± 15 Ma., relações iniciais diferentes para cada afloramento: 0,7065 (NO-81), 0,7070 (AP-0S-27), 0,7096 (AP-OS-28). Tal comportamento flete a origem desses granitos hā aproximadamente 535 Ma., através do envolvimento de materiais com razões Rb/Sr distintas, permitindo um alinhamento único desses pontos no diagrama. Somente uma análise K-Ar foi realizada e refere-se a biotita do gran<u>i</u> to de número de campo NO-81-G que acusou idade de 470 <u>+</u> 16 Ma.,s<u>i</u> milar as obtidas para os demais maciços.

Ainda nas cercanias de Jequitinhonha foram realizadas análises Rb-Sr do afloramento NL-309 (Litwinski,1986) cujos dados apresentaram-se dispersos em diagrama isocrônico, permitindo através do traçado de uma reta média obter-se a idade de 500 ± 70 Ma., para uma relação inicial de 0,721 ± 0,005 (figura 33). Os elevados erros obtidos tanto na idade como na relação inicial são reflexo da dispersão observada para esses pontos no diagrama, ca racterizando um desequilíbrio isotópico das amostras analisadas. Interessante é notar que outros dois pontos analíticos relativos a granitos similares, localizados relativamente próximos dos acima discutidos, posicionaram-se abaixo desse alinhamento, parecendo indicar uma idade próxima de 500 Ma., porém com relação inicial inferior.

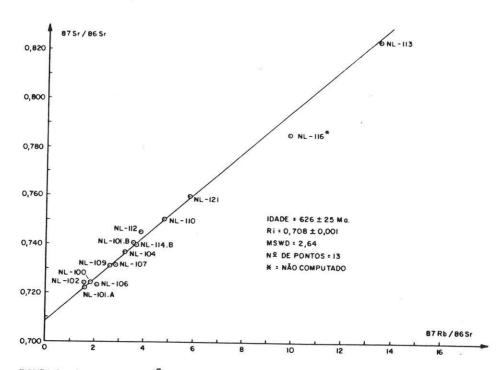


FIGURA 31 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DOS ARREDORES DE ITAOBIM (LITWINSKI, I.986).

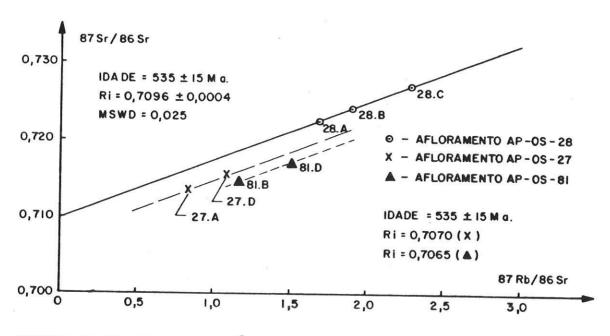


FIGURA 32-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DOS ARREDORES DE JEQUITINHONHA.

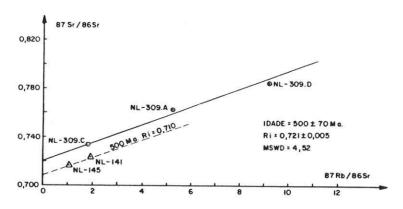


FIGURA 33-DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DOS ARREDORES DE JEQUITINHONHA (LITWINSKI,1.986).

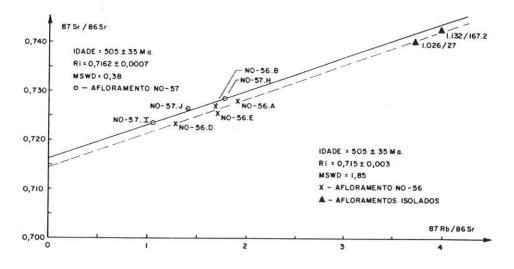


FIGURA 34 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITOS DE NOVO CRUZEIRO-ITAIPÉ.

Os granitos coletados no perfil Novo Cruzeiro-Itai pé mostraram padrão Rb/Sr similar aos referidos anteriormente, is to é, amostras coletadas em dois afloramentos relativamente próximos e litologicamente semelhantes denotaram em diagrama isocrônico alinhamentos paralelos, nos quais se posicionaram distintamente amostras dos afloramentos NO-56 e 57 (figura 34). A idade de 505 ± 35 Ma. observada para esses alinhamentos mostra-se similar a obtida anteriormente (proximidades de Jequitinhonha), caracterizando a presença de porções graníticas mais jovens na área pesquisada. As relações iniciais obtidas, respectivamente de 0,715 e 0,716 refletem novamente a formação desses granitos a partir do envolvimento de materiais distintos, em termos de conteúdo de Rb e/ou Sr e já com vivência crustal anterior.

Adicionalmente, foram representados no diagrama dois dados analíticos (amostras de números de campo: 1026/27 e 1132/167.2) relativos a rochas similares localizadas pouco mais a leste (sul de Padre Paraiso). Esses pontos, embora com relações Rb/Sr mais elevadas que os afloramentos discutidos, distribuiram- se na reta inferior (com relação inicial de 0,715), podendo indicar contemporaneidade com aquelas amostras.

Duas análises K-Ar foram realizadas em biotitas desses granitos (amostras de números de campo NO-56.G e 57.F) e as idades obtidas foram respectivamente de 422 ± 13 Ma. e 452 ± 15 Ma., refletindo acerca da época de resfriamento desses granitos da porção centro-sul da área pesquisada.

Granitóides a hiperstênio dos arredores de Padre Paraiso

O estudo geocronológico realizado nesta unidade so ma nove determinações Rb-Sr em rocha total e quatro análises U-Pb em zircões de amostras provenientes do maciço localizado nos arredores de Padre Paraíso, além de um dado K-Ar em biotita do mesmo corpo.

Os dados analíticos Rb-Sr apresentaram-se relativ<u>a</u> mente bem alinhados e dístribuídos em diagrama isocrônico (figura

35). As relações  $\mathrm{Rb}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  distribuiram-se no intervalo 0,7 à 3,5 refletindo principalmente a variação obtida nos teores de  $\mathrm{Sr}$  (180 a 500 ppm). Foi obtida uma idade de 520 ± 20 Ma., para uma relação inicial de 0,7112 ± 0,0003, caracterizando a formação dessas rochas no ciclo Brasiliano. A elevada relação inicial sugere tratar-se de rochas oriundas da fusão parcial de materiais derivados de crosta continental. No mesmo diagrama foram plotados tentativa mente os dados analíticos obtidos por Litwinski (1986), relativos a amostras provenientes do mesmo maciço. Observa-se que esses pontos apresentam pequena dispersão no eixo das abcissas (razões  $\mathrm{Rb}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$ ), e um posicionamento que permite atribuir idade similar a anteriormente referida, porém com relação inicial pouco inferior.

Resultados brasilianos em corpos semelhantes foram obtidos anteriormente em áreas da faixa dobrada costeira, como por exemplo, Ubatuba (550 Ma. e Ri. de 0,710), Itarana e São Fide lis (idades próximas de 600 Ma. e Ri. em torno de 0,710).

Os dados U-Pb, referem-se a amóstras coletadas e pré-concentradas pelo autor e analisadas por Van Schmus, W.R., nos laboratórios de Kansas, EUA. Foram analisadas quatro frações de zircões que apresentaram-se alinhadas em diagrama Pb<sup>207</sup>/U<sup>235</sup> x Pb<sup>206</sup>/U<sup>258</sup>, interceptando a curva Concórdia em 505 ± 5 Ma. (figura 36). Observe-se que todos os pontos analíticos situaram-se na discórdia abaixo do intercepto, caracterizando a idade como relativo a época de cristalização do zircão nas rochas charnockíticas das proximidades de Padre Paraíso.

Uma única análise K-Ar foi realizada em biotita da amostra de número de campo AP-OS-5, pertencente ao maciço de Padre Paraíso. Foi obtida idade de  $457 \pm 21$ , indicando acerca da época relativa ao resfriamento deste corpo.

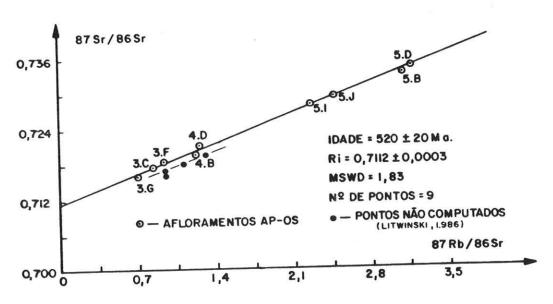


FIGURA 35 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITÓIDES A HIPERSTÊNIO DOS ARREDORES DE PADRE PARAISO.

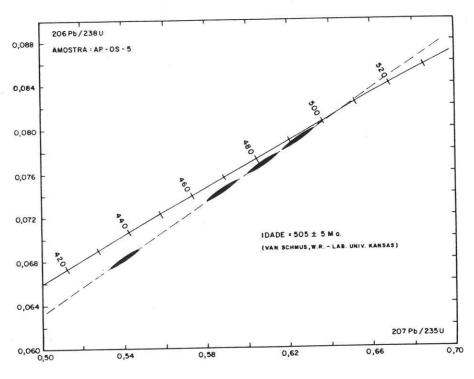


FIGURA 36 - DIAGRAMA CONCÓRDIA PARA OS GRANITÓIDES A HIPERSTÊNIO DOS ARREDORES DE PADRE PARAISO.

# Granitóides de Itinga-Araçuai e Coronel Murta

As análises Rb-Sr relativas aos granitóides da região de Itinga, obtidas por Sá (1977) apresentaram um bom alinhamento dos pontos em diagrama isocrônico (figura 37) com idade de 540 ± 10 Ma., para uma relação inicial de 0,7125 ± 0,0007. Vale mencionar que neste diagrama diferenciam-se claramente dois conjuntos de relações Rb/Sr, um posicionado próximo a origem, e outro afastado desta, representando respectivamente amostras do corpo granítico localizado a leste de Araçuaí, e arredores de Itinga.

Para o maciço granítico de Coronel Murta, os dados Rb-Sr acusaram em diagrama isocrônico idade de 525 ± 30 Ma., para uma relação inicial de 0,7113 ± 0,0002 (figura 38). Neste diagrama as relações Rb/Sr concentraram-se no intervalo 0,4 a 1,0, inferiores as anteriormente descritas. Trata-se de quatro amostras de um mesmo afloramento (AP-OS-37) junto a outra (AP-OS-36), coletada ao sul de Coronel Murta.

Os valores isocrônicos obtidos para os dois maciços (540 e 525 Ma.) acoplados as elevadas relações iniciais (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)i, ao redor de 0,712, refletem a formação dessas rochas no ciclo Brasiliano a partir da fusão parcial de materiais oriundos de crosta continental.

Os dados K-Ar existentes referem-se a biotita do granito AP-OS-37.E, pertencente ao maciço de Coronel Murta, que acusou idade de 475 ± 13 Ma., e a duas muscovitas provenientes de pegmatitos dos arredores de Itinga com idades de 474 ± 18 e 498 ± 12 Ma., estas obtidas por Sá (1977). Tais valores, pouco inferiores a 500 Ma.representam as épocas relativas ao resfriamen to dessa unidade.

Granito de Umburatiba

O corpo granítico de Umburatiba apresenta-se data-

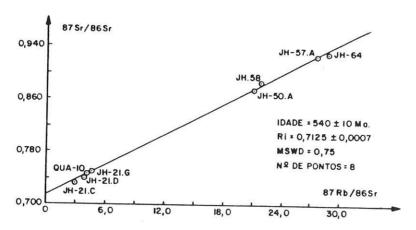


FIGURA 37 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/SF EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE ITINGA - ARAÇUAI (SA , 1.977).

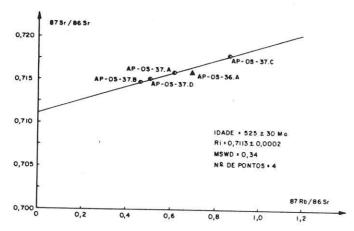


FIGURA 38- DIAGRAMA ISOCRÔNICO RD/ST EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANITÓIDES DE CORONEL MURTA.

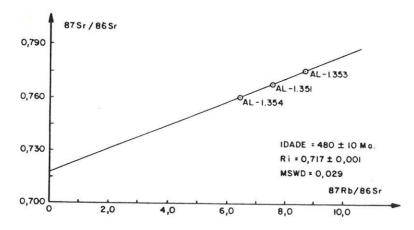


FIGURA 39 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RE/ST EM ROCHA TOTAL PARA O GRANITO DE UMBURATIBA. (BESANG et al. 1.977)

do através de quatro análises Rb-Sr, em rocha total, realizadas por Besang et al. (1977). Esses dados, embora bem alinhados não se apresentam bem distribuídos em diagrama isocrônico (relações Rb $^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  entre aproximadamente 6 e 10) conferindo certa imprecisão à relação (Sr $^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$ ); conforme observado na figura 39. A idade de 480  $\pm$  10 Ma. obtida, e a relação inicial (Sr $^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$ )i de 0,717  $\pm$  0,001 parecem indicar para o corpo de Umburatiba um caráter anorogênico, através da fusão parcial de materiais com vida crustal anterior.

Vale mencionar que a sul, fora dos limites deste trabalho, arredores de Ecoporanga ocorre um corpo granítico com características litoestruturais similares, e com idade idêntica a referida para o corpo de Umburatiba.

### VII. CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 1. Síntese das Informações Geocronológicas

O padrão geocronológico das várias entidades geológicas da região estudada foi comentado sequencialmente nos capítulos anteriores, em conjunto com as informações provenientes de outros campos das geociências. Esses dados geocronológicos serão a seguir comentados de modo integrado, abrangendo os domínios externo, interno, além das rochas granitóides associadas, com vistas a elaboração de um esquema evolutivo do setor nordeste de Minas Gerais e adjacências.

#### Dominio Externo

Os dados geocronológicos obtidos através dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb, K-Ar e,adicionalmente,traços de fissão, na porção ocidental da área em estudo, envolvendo principalmente rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Itacambira-Barrocão e indire tamente os metassedimentos do Sistema Espinhaço e Macaúbas, permitiram caracterizar neste domínio rochas formadas em épocas relativas ao Arqueano/Proterozóico Inferior, Proterozóico Médio, bem como seqüências de baixo grau, metamorfizadas no Proterozóico Superior.

Os dados K-Ar e adicionalmente o valor obtido atra vés de traços de fissão assumem grande importância por caracterizar porções aquecidas no Brasiliano ao lado de outras mais antigas (idades do Proterozóico Médio). Tal padrão é indicativo de uma tectônica vertical brasiliana, que teria colocado lado a lado blocos formados em diferentes profundidades. Neste contexto, alguns desses blocos constituiam porções relativamente elevadas no Proterozóico Superior, enquanto que outros ultrapassaram a isoter ma de 250°C (dados K-Ar das biotitas), comprovando a posição marginal desse setor em relação a orogênia brasiliana.

Os efeitos desta dinâmica estão bem caracterizados

através de "trends" predominantemente NE/SW com vergência constante para oeste (rumo ao Craton do São Francisco), a forte catacla se imposta aos gnaisses de Itacambira-Barrocão, os empurrões voltados para oeste, e o metamorfismo crescente para leste onde se observam rochas meso e catazonais brasilianas. Neste setor, portanto, caracterizam-se rochas do embasamento retrometamórfico, achando-se ainda preservadas as seqüências contemporâneas de baixo grau (metassedimentos Macaúbas), caracterizando a supraes trutura da faixa de dobramentos brasiliana (domínio epizonal).

#### Dominio Interno

A investigação geocronológica realizada neste do mínio abrangeu os metassedimentos Salinas e as rochas gnáissicas -migmatíticas do setor oriental, representando exposições respectivamente da supra e infraestrutura do cinturão brasiliano.

Os valores isocrônicos Rb-Sr obtidos para os metassedimentos, gnaisses e migmatitos da área pesquisada concentraram-se entre 660-570 Ma. Tal intervalo representa o período principal de formação dessas rochas, caracterizando a intensidade e a grande expressão do ciclo Brasiliano na estruturação desse domínio. As relações iniciais (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)i obtidas nos diferentes diagramas isocrônicos distribuiram-se aproximadamente no intervalo 0,708-0,720, denotando o envolvimento de materiais da crosta continental na formação dessas rochas.

Dado conclusivo refere-se a idade de 590 Ma. obtida através do método U-Pb em gnaisses, caracterizando a época de cristalização dos zircões das rochas desse setor.

Os dados K-Ar por outro lado, concentraram-se no intervalo 540-480 Ma. representando o período principal de resfriamento dessas unidades. Note-se que este padrão K-Ar apresenta --se de um modo geral pouco mais jovem que o observado para o domínio externo, sugerindo que esta porção meso-catazonal brasilia na permaneceu aquecida por mais tempo relativamente ao setor externo.

As evidências de campo, petrográficas, e as elevadas relações iniciais  $(\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86})$ i obtidas, indicam para as rochas gnáissicas-migmatíticas deste setor, origem através de se dimentos pelítico-aluminosos, com porções restritas de arenitos, rochas carbonáticas, e magmatismo básico.

#### Rochas Granitoides

Mais de uma centena de análises geocronológicas por diferentes metodologias foram realizadas até o momento para os granitóides da região em estudo. Este número, todavia, é relativamente reduzido em virtude não só da grande expressão dessas rochas na área, como também pela variedade de litotipos presentes. Um outro aspecto que merece ser salientado diz respeito às relações  $(\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86})$  i distintas obtidas em diagramas isocrônicos em que estão representadas amostras de litotipos bastante similares coletadas em afloramentos relativamente próximos, dificultando a interpretação geocronológica de determinados corpos.

Preliminarmente, três intervalos de idade podem ser sugeridos para a formação desses granitóides, caracterizando episódios brasilianos de caráter sin a tardi-tectônico (650-550 Ma.), tardi a pós-tectônico (550-500 Ma.) e pós-tectônico a anorogênico (500-450 Ma.). O primeiro intervalo é representado principalmente pelos granitóides porfiróides e granadíferos, o segundo pelos corpos intrusivos de Coronel Murta e Itinga, além dos granitóides a hiperstênio dos arredores de Padre Paraíso. As idades Rb-Sr mais jovens foram obtidas para os granitóides de Umburatiba, Jequitinhonha e Itaipé.

As relações iniciais obtidas para os diferentes maciços analisados distribuiram-se no intervalo 0,706-0,720, havendo uma concentração próxima a 0,710, caracterizando a formação desses granitos a partir da fusão parcial de materiais derivados da crosta continental durante o ciclo Brasiliano.

Dado relevante refere-se as análises U-Pb de zir-

cões (diagrama Concórdia) dos granitóides a hiperstênio dos arredores de Padre Paraíso, que distribuiram-se na discórdia abaixo da idade 500 Ma., o que invalida hipótese de uma formação anterior (pré-brasiliana) para o corpo.

Jã os dados K-Ar obtidos em biotitas desses granitóides concentram-se no intervalo de tempo 500-450 Ma., refletin do o resfriamento generalizado desses maciços abaixo de temperaturas da ordem de 250°C. Única exceção é feita a biotita do granitóide localizado nas imediações de Itaipé, que acusou idade próxima de 420 Ma.

A presença de minerais aluminosos tais como grana da e sillimanita, a riqueza em alcalis, a ausência quase total de hornblenda, e as elevadas relações iniciais obtidas, permitem admitir para a maioria desses litotipos uma origem a partir da fu são de materiais com vida crustal anterior, envolvendo sedimentos pelíticos, no ciclo Brasiliano. Os contatos transicionais en tre grande parte desses litotipos, e mesmo com relação aos gnais ses e migmatitos do setor oriental, permitem adicionalmente atribuir a formação desses granitóides a zonas mais profundas deste domínio onde as condições PT atingiam condições de anatexia que causaram a formação de magmas e cristalização de zircões com sub sequente colocação dessas rochas em zonas superiores, hoje expostas à superfície.

# 2. Evidências Isotópicas sobre a Evolução Crustal

Os dados geocronológicos e isotópicos de Sr, que constituem a grande maioria das análises aqui realizadas e discutidas, associados (somente no setor ecidental) aos isótopos de Pb, podem ser utilizados, de modo empírico, para indicar o material originário das unidades regionais estudadas, seja através da participação relativa de sial juvenil, derivado do manto, ou através de crosta retrabalhada.

Com este intuito, ou seja, na tentativa de escla-

recer pontos importantes acerca da origem dos materiais e sua evolução crustal, foram construídas curvas de evolução da razão  ${\rm Sr\,}^{87}/{\rm Sr\,}^{86}$  no tempo geológico para os diferentes conjuntos rochosos relativos a área pesquisada. Nesses diagramas, como premissa básica, os valores obtidos para as relações  ${\rm Sr\,}^{87}/{\rm Sr\,}^{86}$  que se situam nas proximidades da curva de evolução de  ${\rm Sr\,}^{87}/{\rm Sr\,}^{86}$  do manto em função do tempo geológico (Faure e Powell, 1972) são admitidos como relativos a magmas oriundos do manto superior, embora uma origem por retrabalhamento da crosta inferior não possa ser excluída. Os valores situados acima desta linha são admitidos como resultantes de processos que envolvem vários mecanismos de fusões crustais (anatexia total ou parcial, palingênese) com par ticipação de crosta continental.

Por outro lado, em contraste à situação do Rb e do Sr assim definida, sabe-se que a evolução isotópica do Pb radiogênico na crosta continental inferior é severamente retardada em relação à do manto, permitindo através das relações  $$\rm U^{238}/\rm Pb^{204}$$  (valores  $\rm u_1$ ) distinguir entre materiais oriundos do manto superior e materiais representantes de retrabalhamento da crosta inferior.

As relações (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)i bem como as linhas evolutivas do Sr relativas a conjuntos rochosos do domínio interno brasiliano (metassedimentos, gnaisses, além dos granitóides associados) estão representadas na figura 40. Observa-se neste diagrama uma concentração de pontos no intervalo de tempo 650 - 450 Ma., e uma ampla distribuição das relações iniciais, entre 0,706 e 0,720, sistematicamente acima da linha de crescimento para os materiais derivados do manto. Tal fato denota claramente o envolvimento de materiais da crosta continental na formação dessas rochas. Interessante ainda, é notar a tendência de existirem valo res maiores na razão Rb/Sr das rochas gnáissicas em relação aos conjuntos graníticos. Exceção é feita para os corpos graníticos com características intrusivas da região de Itinga (reta q) e Umburatiba (reta n) que exibem maior enriquecimento em Rb.

Note-se que, qualquer que seja a amostra datada, ao conside

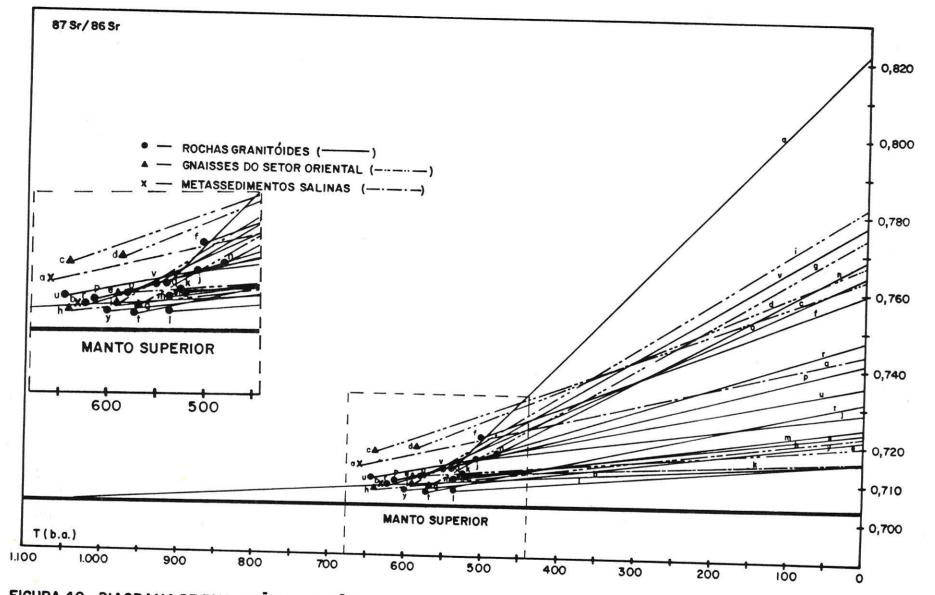


FIGURA 40 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DA RAZÃO 87Sr/86Sr NO TEMPO GEOLÓGICO PARA AS ROCHAS DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS.

rar os valores atuais das razões Rb/Sr, e extrapolando para as <u>é</u> pocas anteriores, as idades máximas para precursores não ultrapa<u>s</u> sam 1000 Ma. Com tal padrão isotópico fica difícil admitir-se no domínio interno, a presença de crosta antiga, com materiais similares aos que ocorrem no núcleo de Itacambira-Barrocão, ou de mesma idade. As rochas gnáissicas, migmatíticas e graníticas deste domínio interno parecem resultar de anatexia de sedimentos brasilianos (ou no máximo do aulacógeno Espinhaço), ou de material crustal de embasamento relativamente jovem.

Na figura 41 estão representados dois padrões de crescimento da relação isotópica  $\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  para as rochas gnáissicas-migmatíticas de Itacambira-Barrocão (Domínio Externo). Observa-se que o ponto A (relativo ao afloramento NO-12) situa-se ligeiramente acima da curva dos materiais derivados do manto há 2640 Ma., e que sua linha evolutiva aproxima-se há 2230 Ma. da relação  $\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  do ponto B (afloramentos NO-10 e 11). Tal fato sugere uma derivação deste material mais jovem por refusão de crosta pré-existente, contemporânea em idade aos gnaisses do afloramento NO-12.

Adicionalmente, os dados isotópicos de Pb relativos aos afloramentos NO-10, 11 e 12 foram lançados conjuntamente no diagrama  $Pb^{207}/Pb^{204}$  x  $Pb^{206}/Pb^{204}$  (figura 42). Observa- se que a linha B (relativa aos gnaisses mais jovens) representa uma ramificação da linha A (relativa aos gnaisses mais antigos), sugerindo novamente uma derivação das rochas gnaissicas-migmatíticas dos afloramentos NO-10 e 11 (mais jovens) de rochas contempo râneas às do afloramento NO-12 (mais antigas).

Vale ressaltar que o ponto A situa-se pouco acima da curva dos materiais derivados do manto, e com elevado erro analítico, o que permite apenas sugerir uma origem a partir do retrabalhamento de rochas com vida crustal anterior. Tal hipóte se, de derivação crustal, torna-se viável através do elevado valor de  $u_1(9,048 \pm 0,029)$  obtido no diagrama Pb-Pb para as rochas do afloramento NO-12.

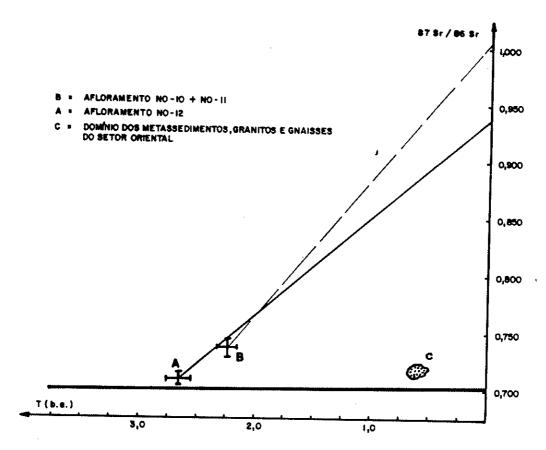


FIGURA 41 -DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO SE PARA AS ROCHAS GNAISSICAS-MIGMATÍTICAS DE ITACAMBIRA - BARROÇÃO.

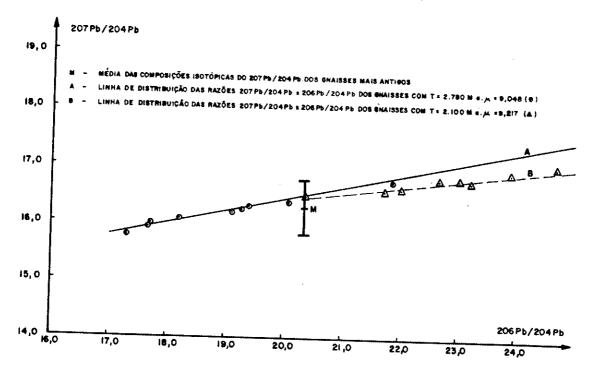


FIGURA 42 - DIAGRAMA PD/PD PARA OS DADOS RELATIVOS AS ROCHAS DE ITACAMBIRA-BARROÇÃO.

Valor de  $\mu_1$  igualmente elevado (9,217 ± 0,063) é observado para rochas dos afloramentos NO-10 e 11, demonstrando juntamente com a elevada relação (Sr $^{87}$ /Sr $^{86}$ )i obtida, um modelo evolutivo fortemente alicerçado em retrabalhamentos crustais no Proterozóico Inferior.

Finalmente, a envoltória delineada na figura 41 representa as relações  $\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  iniciais relativas as rochas metassedimentares, gnáissicas e graníticas do domínio interno brasiliano. Fica evidente que, se as rochas desse domínio fossem de rivadas de equivalentes gnáissicos-migmatíticos da região de Ita cambira-Barrocão, suas relações isotópicas  $\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86}$  iniciais de veriam situar-se no ciclo brasiliano, forçosamente próximas às linhas evolutivas A ou B, e com valores  $(\mathrm{Sr}^{87}/\mathrm{Sr}^{86})_i$  superiores a 0,9. Entretanto, não pode ser descartada a hipótese da possível existência de material antigo nesse setor portador de baixas relações Rb/Sr (evolução segundo retas pouco inclinadas) que viria sofrer fusão parcial no Brasiliano, com forte enriquecimento na razão Rb/Sr. A aplicação de métodos alternativos (Sm-Nd; U-Pb em zircão) deverá esclarecer a questão.

### 3. Contexto Tectônico Brasil-Africa

Na contra-parte Africana, o cinturão estudado tem como correspondente a cadeia do W-Congo, onde as vergências estruturais se dirigem sistematicamente para leste, contra o Craton do Congo. Observa-se um empilhamento de unidades em posição estratigráfica inversa, representadas de leste para oeste pelas seguintes associações rochosas (segundo Cahen, 1978):

- "Schisto calcaire", "Tillite superior", "Schisto gréseux" representam as sequências sedimentares de cobertura, similares ao Grupo Bambuí.
- "Sansikwa ou Série dos Montes Bamba" (arcósios, quartzitos,xistos, conglomerados), subdividida em duas sequências epimetamórficas, Mvouti ou Banza na base, Mossouva ou M'Béia no topo.

- "Mayumbien ou Série da Lokouma ou de Duizi-Inga" (filitos,quart zitos, xistos, rochas verdes) representam o conjunto vulcano sedimentar, sendo o vulcanismo de natureza calco-alcalina à alcalina.
- "Zadiniano ou Série Bikossi" representa o conjunto de xistos, quartzitos, conglomerados e granito-gnaisses metamorfisados no facies xisto-verde a anfibolito.
- "Kimeziano ou Série Loémé" representa o embasamento granito gnáissico, exposto no setor ocidental da cadeia W- congoliana, com micaxistos granadíferos e rochas verdes associadas.

Os dados radiométricos obtidos principalmente através dos métodos Rb-Sr e K-Ar de regiões vizinhas (Zaire, Ango1a), caracterizam o seguinte padrão geocronológico:

- 1100 1000 Ma. padrão obtido para os corpos anorogênicos do Mayumbiem, com idades convencionais, isoladas, próximas de 1300 Ma.
- 750 600 Ma. caracteriza a fase principal da orogênese W-Congoliana (rehomogeneização isotópica de rochas do embasamento e colocação de plutons graníticos).
- 550 500 Ma. padrão das manifestações pos-orogênicas.

O Zadiniano, Mayumbiano e provavelmente o Sansik-wa podem ser correlatos do Supergrupo Espinhaço (Trompette,1982) e o tilito ou mixtito inferior, ao Jequitaí. A Formação Três Marias em Minas Gerais e Bahia, e a parte superior do "Schisto gréseux" poderiam representar o estágio molássico do ciclo Brasilia no, sobre a plataforma, sendo somente deformados pelos movimentos finais do ciclo.

Verifica-se uma clara simetria, em termos de zone amento tectônico, em que terrenos de alto grau ocupam no Conti-

nente Africano posições ocidentais, e os terrenos de médio e baixo grau colocam-se em posições mais externas, já próximos às coberturas de plataforma.

Nessa visão integrada continental, a geometria do cinturão brasiliano é condicionada claramente pelos Cratons do São Francisco e do Congo, que serviram de ante-país para a evolução das deformações desta faixa de dupla vergência (figura 43).

Merece destaque o fato desta faixa de dobramentos brasiliana apresentar terminação setentrional em forma de um grande arco, desenvolvendo somente ao sul a tectogênese brasiliana. Es ta cadeia brasiliana é também balizada nos setores ocidental e oriental pelos Cratons do São Francisco e do Congo, sendo o ramo africano provavelmente limitado a sul pela entidade cratônica. Na porção brasileira esta faixa brasiliana, atinge ao sul um sistema de falhas de direção NNE/SSW, onde se expõem rochas gnáissicas ca taclásticas, blastomilonitos, gnaisses de natureza kinzigítica, a lém de inúmeros corpos granitóides que compõem a faixa de dobramentos Ribeira.

Um esquema interpretativo de desenvolvimento desta faixa brasiliana internamente ao fragmento São Francisco/Congo po de ser visualizado na figura 44. Nesta, caracteriza-se uma tectônica distensiva, responsavel pela fragmentação da crosta, propici ando a formação do "proto Atlântico Sul", em regime tipicamente intracontinental. Com base no conjunto de dados Rb-Sr e K-Ar āreas proximas, em diques básicos e gnaisses cataclásticos da região cratônica adjacente a norte, bem como em rochas do núcleo de Itacambira-Barrocão, em Minas Gerais e Bahia (interpretados como atividades reflexas desta tectônica) acredita- se que esta fragmentação tenha ocorrido por volta de 1100-1000 embora não possa ser excluída a possibilidade de uma evolução mais ou menos contínua desse sistema desde aproximadamente Ma., quando teve início a sedimentação dos sistemas Espinhaço Mayombe. Cahen e Snelling (1966) mencionam a possibilidade das mo lassas do ciclo Kibara (Espinhaço) representarem os sedimentos i niciais do ciclo Katanga (Brasiliano).

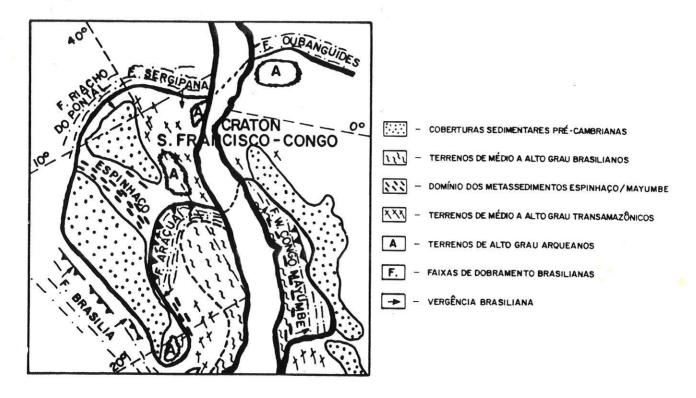


FIGURA 43 - DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DOS CINTURÕES BRASILIANOS (PAN-AFRICANOS) COM RELAÇÃO AOS CRATONS DO SÃO FRANCISCO E OESTE CONGO.

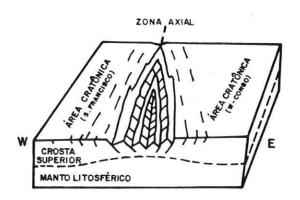


FIGURA 44 - ESQUEMA DE FRAGMENTAÇÃO PRECOCE NO PROTEROZÓICO SUPERIOR, ENVOLVENDO O DOMÍNIO SÃO FRANCISCO / W. CONGO.

No esquema apresentado, o afinamento e quebramento rúptil da crosta superior, representa um sistema de rotação, caracterizando um acunhamento das estruturas a norte, e uma aber tura mais ampla a sul. O formato aproximado de uma cunha é aqui sugerido tendo por base principalmente a geometria do cinturão brasiliano, quando considerado conjuntamente com os Cratons do São Francisco e Congo, conforme observado anteriormente. Esta bacia subsidente central estaria mais ou menos separada de duas bacias marginais por altos, correspondentes ao sistema Espinhaço e seu embasamento, bem como pelo sistema Mayombe, conforme referido por Trompette (1982) e evidenciado através de dados isotópicos relativos ao núcleo do Itacambira-Barroção.

A evolução do processo é dominantemente ensiálica, envolvendo espessas sequências geossinclinais e limitado vul canismo máfico-ultramáfico. No final do processo, forte compressão horizontal aproximadamente E-W, acompanhada de ascenção de material siálico na zona axial do orógeno seria responsável pelo estilo estrutural do cinturão, com grandes empurrões, dirigidos contra os Cratons do São Francisco e do Congo, e amoldamento das estruturas ao redor dos mesmos. Nesta fase grandes falhamentos transcorrentes são ativados, a exemplo do sistema de falhas de Itapebi-Boninal (limita as estruturas NNE/SSW da faixa granulitica costeira) e Vitória-Ecoporanga (limita as estruturas NNE/SSW da faixa granulitica costeira), ambos caracterizados fora dos limites do presente estudo.

Acredita-se que a zona axial da faixa brasiliana tenha "trend" NNW/SSE, coincidindo aproximadamente a norte com os batólitos e stocks graníticos, foliados, dos arredores de Medina, que representam a intensa anatexia, caracterizando níveis crustais mais profundos do domínio interno, associados ao espessamento crustal. Adicionalmente, a presença de anomalias magnéticas nessa região, prolongando-se para sul, e coincidindo aproximadamente com o sistema de falhas de Vitória - Ecoporanga, foi sugerida por (Bosum, W. e Mollat, M., 1975) que as interpretam como indicativas da existência de um dique básico em profun-

didade, que se estenderia por cerca de 200 km. Por outro lado, Trompette (1982) menciona a possibilidade da zona axial deste cinturão brasiliano corresponder grosseiramente a linha de abertura do Atlântico Sul.

# 4. Modelo de Evolução Geotectônica

Preliminarmente à elaboração de um modelo evolutivo do setor nordeste de Minas Gerais e adjacências cabe registrar alguns aspectos importantes relativos a evolução de cinturões do Proterozóico Superior:

O estudo dos cinturões desse período no globo revela um padrão interessante, em que muitos deles se enquadram no modelo de orogênia ensiálica, enquanto que outros sugerem mecanismos geradores de tectônica de placas (ciclo Wilson). desses cinturões se caracterizam por espessas sequências geossin clinais, margens continentais passivas bordejando núcleos cratônicos estáveis, e limitado vulcanismo máfico-ultramáfico (a exem plo dos cinturões Damara, Katanga e West-Congo). Por outro lado, o reconhecimento de assembléias rochosas caracterizando margens continentais passivas e ativas, bem como arcos vulcânicos, junta mente com a identificação de ofiolitos verdadeiros e facies mine ralógicas de alta pressão, sugerem fortemente que operaram mecanismos geradores de tectônica de placas, similares a modelos fanerozóicos. Como exemplos podem ser mencionados os ofiolitos que atingem grandes espessuras no Marroco (Bou Azzer), ofiolitos piroclastos andesítico-riolítico intrudidos por batólitos calcoalcalinos podem ser observados no NE do Sudão. Em Ghana existem sequências de margem continental com suites ofiolíticas, "pillow -lavas e serpentinitos. O cinturão Gariep (Namíbia) contém xistos com glaucofano, lavas calco-alcalinas e vulcanoclásticas.

Os dados paleomagnéticos apontam para supercontinentes neste período (embora as imprecisões não permitam diagnos ticar eventos tipo aberturas-fechamentos, ou mesmo eventos de mo vimentação de continentes que envolvam dimensões menores que 2000 km), e os dados geocronológicos evidenciam que o retrabalhamento de crosta siálica antiga torna-se mais abundante.

Através do exposto não é possível admitir um úni co regime tectônico para a evolução crustal no Proterozóico Superior, período este de maior ridigez crustal, em relação a regimes anteriores na história da Terra, provavelmente de decréscimo do fluxo térmico, e de alterações no sistema convectivo. Existe, portanto, neste período, comportamento diferencial da litosfera quando submetida a uma fonte de aquecimento, onde o quebramento rúptil da crosta superior se contrapõe ao fluxo dúctil do manto litosférico.

Muitos modelos foram criados na tentativa de explicar os fenômenos desse período, durante o qual cinturões intraplacas (ensiálicos) e cinturões marginais (Ciclo Wilson) ocu param contemporaneamente diferentes regiões do continente, destacando-se aqueles que envolvem subducção continental (Martin e Porada, 1977; Kröner, 1982, entre outros).

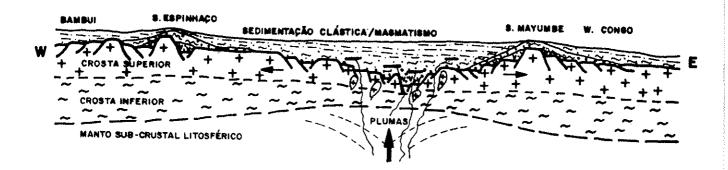
Schermerhorn (1981) invocou a existência de um motor térmico, ligado a correntes de convecção do manto, em processos essencialmente intra-placas para explicar os eventos Pan-Africanos no sistema do Congo Ocidental, que comporiam com a região confrontante do leste brasileiro, um orogeno bilateral. A evolução orogênica, a ascenção da região central, a abundância de intrusões graníticas, e um tectonismo de tipo vertical indicando polaridades dirigidas para os dois cratons seriam decorrentes dessa elevação do gradiente geotérmico na região mediana entre os cratons do São Francisco e do Congo.

O quadro geológico-geocronológico observado para a faixa de dobramentos brasiliana adjacente a borda sudeste do Craton do São Francisco, com correspondência do lado africano (W-Congo), embora em fase de reconhecimento, permite (quando ana lisado em conjunto com as considerações abordadas sobre outros cinturões deste período com base nas teorias e modelos geotectônicos) imaginar para a formação deste cinturão, o seguin-

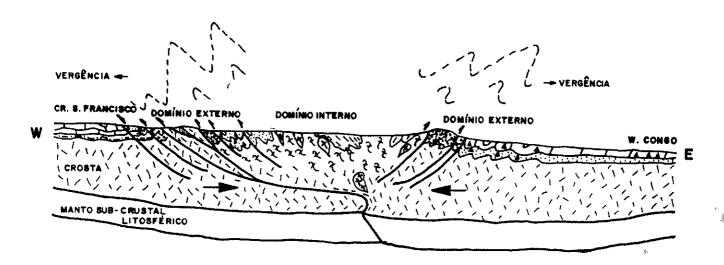
te cenário geotectônico (conforme esboçado na figura 45):

- 1100 750 Ma. anomalia do manto (ascenção de plumas), portamento dúctil do manto litosférico, afinamento e fraturamento da crosta superior, desenvolvimento de grabens (talvez sobre cicatrizes, ou mesmo evolução mais ou menos contínua dos sistemas desenvolvidos no Proterozóico Médio). sistema distensivo, conforme abordado anteriormente, com ampla zona axial direcionada segundo NNW/SSE, e polo de rotação loca lizado a norte da região pesquisada, propiciou a formação sítio deposicional com forma geométrica próxima de uma cunha, estreitando-se a norte e alargando-se a sul. Sedimentação clás tica com magmatismo associado tipificam este período, com atividades reflexas no domínio cratônico adjacente, representadas por deformações cataclásticas, e presença de diques básicos.Na evolução do processo a bacia deposicional é ampliada, transgres sões já invadem as áreas cratônicas marginais, limitadas blocos falhados, onde parte dos sistemas Espinhaço e se comportam como porções elevadas. Depositam-se as sequências Salinas e Macaúbas, em ambiente marinho (iniciado quente) seguidas por marcante mudança climática onde são distinguidas sequências típicas de ambiente glacial. O Grupo Bambuí e as formações correlativas sobre o Craton do São Françisco representam a sedimentação marinha resultante de sua mersão quase total. Saliente-se que conforme mencionado riormente, as unidades acima referidas encontram correspondência no Continente Africano.
- 750 450 Ma. inicia-se a delaminação e afundamento do manto litosférico, seguida por esforços compressivos aproximadamente E-W, encurtamento crustal com subducção intracontinental, elevação do gradiente geotérmico na região mediana, anatexia generalizada e forte ascenção de material granítico (níveis crustais mais profundos do domínio interno), e desenvolvimento da xistosidade regional. Falhamentos inversos, amoldamento das estruturas e polaridades dirigidas contra o anteparo cratônico. As últimas manifestações deste estadio são representadas pelos granitos intrusivos de Itinga, Coronel Murta, Jequitinhonha e Umburatiba. De

#### A: 1.100 - 750 Ma.



### B: 750 - 450 Ma.



### <u>EGENDA</u>

ſ	<b>XXX</b>	_	GRANITOIDES	TARDI	A	PÓS-TECTÔNICOS
L	<u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>		OTTALL OF DEG	INNUI	~	LOS-IECIONICOS

ててい - GRANITÓIDES SIN A TARDI TECTÔNICOS

- GNAISSES DE NATUREZA KINZIGÍTICA

| こころ - EMBASAMENTO DO CINTURÃO

FIGURA 45 - MODELO DE SUBDUÇÃO "A" APLICADO A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO.

positos molássicos (Fm. Três Marias) caracterizam o final des ta fase, devendo ter coberto grandes extensões cratônicas, sendo deformados pelos movimentos derradeiros do ciclo.

Finalmente, é importante salientar que o processo erosivo que culminou com a exposição dessas sequências catazonais brasilianas, deve ter removido cerca de 15 a 20 km de espessura crustal (não existem ainda estudos completos e confiãveis a respeito da petrogênese dessas rochas, que poderiam ser a tribuídas a um ambiente metamórfico gerador de facies anfibolito com alta T, ou de facies granulito com baixa P), sendo cil associá-lo apenas ao levantamento puro e simples da brasiliana. Nesse sentido, considera-se a exumação desta cia meso-catazonal como um processo em duas etapas, a primeira, brasiliana, e responsável por grande parte desse processo segunda, ocorrida no Meso-Cenozóico. Tratar-se-ia de um mento adicional da litosfera na época assinalada, associado formação do grande rift, precursor do processo de deriva nental entre América do Sul e África, com a formação consequente do Atlântico Sul. A grande quantidade de sedimentos de tal processo erosivo estaria sobre a margem continental Atlân tica da América do Sul, preenchendo as várias bacias marginais.

Dados que confirmam esse soerguimento Meso-Cenozóico foram obtidos por Fonseca (1986) em rochas granito-gnáissi
cas da Cidade do Rio de Janeiro que apresentaram idades variando
entre 80 e 120 Ma., através do método dos traços de fissão em apatitas. Tais idades foram interpretadas pelo autor (op.cit.) co
mo representativas do resfriamento abaixo de 110°C (temperatura
na qual os traços de fissão espontânea do U<sup>238</sup> se tornam estáveis na apatita) das rochas datadas, indicando movimentos ascensionais associados ao soerguimento da margem continental durante
a abertura do Atlântico Sul. Os movimentos ascensionais e a erosão associada foram suficientes para trazer rochas formadas a al
guns kilômetros de profundidade até níveis crustais mais superficiais, transpondo a isoterma de 110°C, e registrando assim um abau
lamento crustal anterior a fragmentação do Gondwana e a formação
do Atlântico Sul.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de 1966 Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. In: Semana de Debates Geológicos, 2. Porto Alegre, Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, p. 45-89.
- Almeida, F.F.M. de 1967 Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. B. Div. Geol. Mineral, Rio de Janeiro, 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M. de 1977 O Craton do São Francisco, Rev.Bras. Geoc., SBG, São Paulo, 7(4): 349-64.
- Almeida, F.F.M.de 1978 Regimes Tectônicos Arqueanos na Evolução Proterozóica e Mineralização do Leste Brasileiro. An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro, 50(4): 601-602.
- Almeida, F.F.M. de 1979 O Craton do Paramirim e suas Relações com o do São Francisco. Bol. Esp. Soc. Bras. Geol. Núcleo Bahia, Salvador, (no prelo).
- Almeida, F.F.M.de e Litwinski, N. 1984 Provincia Mantiqueira Setor Setentrional. In: O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blücher Ltda, 282-307.
- Almeida, F.F.M.de; Hasui, Y. e Brito Neves, B.B. 1976 The Upper Precambrian of South America. Bol. IG., Inst. Geoc.-USP, 7:45-80.
- Almeida, F.F.M.de; Amaral, G.; Cordani, U.G. e Kawashita, K. 1973 The Precambrian Evolution of the South America Cratonic Margin South of the Amazon River The Ocean Basins and Margins, 1: 441-446.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de e Fuck, R.A. 1981 Brazilian Structural Provinces: An Introduction. Earth Sci. Rev., Amsterdam, 17: 1-29.

- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Davino, A. e Haralyi, N.L.E. 1980 Informações Geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Geotectônico. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(1): 49 60.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. e Reynolds, J.H. 1966 Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosm. Acta, 30: 159-189.
- Amaral, G.; Matos, J.T.de; Almeida Filho, R.; Cunha, R.P. e Paradelo, W.R. 1976 Carta Geológica ao Milionésimo da Folha Belo Horizonte com Base na Interpretação de Imagens Landsat. XXIX Congr. Bras. Geol., SBG, Ouro Preto, 4: 229-238.
- Araújo, A.G. de; Fragomeni, M.G.; Mello, M.P. e Litwinski, N. 1980 Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha, Estudos Geológicos, Belo Horizonte. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, 1: 3.
- Araújo, A.G.; Lima, J.O.A. e Litwinski, N. 1982 Mapa Geológi co do Estado de Minas Gerais; Escala 1:1.000.000. Projeto Diagnóstico Ambiental, Mapa 1 (Geologia). Secr. Ciênc. e Tecnol. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, BH.
- Barbosa, O. e Moutinho da Costa, L.A. 1973 Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco; 2a. etapa de campo, fase 4. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC, 8v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM 2028). 1A.
- Barnes, S.J. e Sawyer, E.W. 1980 An Alternative Model for the Damara Mobile Belt: Ocean Crust Subduction and Continental Convergence. Prec. Res. 13, 297-336.
- Besang, C.; Eberle, W.C.; Lahner, L.; Lens, H.; Mollat, H.; Muller, P. e Paulsen, S. 1977 Radiometrische Alterbestimmungen an Gesteinem aus Minas Gerais un Espirito Santo, Brasilien Geol. Jb. B-24: 149-179.

- Bigazzi, G.; Cattani, M.; Cordani, U.G. e Kawashita, K. 1971 Comparison Between Radiometric and Fission Track Ages of Micas. An. Acad. Ciênc. 43(3/4): 633-638.
- Bird, P. 1978 Initiation of Intracontinental Subduction in the Himalaya. Journ. Geoph. Res., 83: 4975-4987.
- Brito Neves, B.B. de e Leal, A.de S. 1968 Elementos da Estratigrafia do Médio São Francisco. In: Soc. Bras. Geol., São Paulo, 4º Simp. Geol. Nordeste, Recife.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. e Torquato, J.R.F. 1980 Evolução Geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia, In: Inda H.A.V. e Duarte, F.B. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. Secre. Minas Energia, Salvador, BA. 3: 1-101.
- Brito Neves, B.B. de; Kawashita, K. e Delhal, J. 1979 A evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 9(1): 71-85.
- Bruni, M.A.L. e Schobbenhaus Filho, C. 1976 Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha SD-23-Brasília-DNPM, 162p.
- Cassedanne, J.; Guillemin, C. e Johan, Z. 1971 Nota sobre as Jazidas de Eosforita e Childrenita. Min. Met. V. LIV.  $_{\rm n}\circ$  321, 107-109.
- Cobra, R.Q. 1969 Laminação de Fluxo e Cisalhamento na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Sudene, DRM. Div. Geol. Série Esp., Recife, 11: 9-38.
- Cobra, R.Q. 1970 Geologia da Área da Sudene ao Sul do Paralelo 16º, Minas Gerais. Sudene, Div. Geol. Recife (inédito).
- Condie, K.C. 1982 Plate Tectonics e Crustal Evolution 2nd ed., New York, Pergamon Press, 310 p.

- Cordani, U.G. 1973 Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. São Paulo, Inst. Geoc. USP, Tese de Livre Docência, 98 p.
- Cordani, U.G. e Brito Neves, B.B.de 1982 The Geologic Evolution on of South America During the Archaean and Early Proterozoic. Anais do ISAP, Rev. Bras. Geoc. 12(1/2/3): 78-88.
- Cordani, U.G. e Siga Jr, O. 1978 Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Belo Horizonte e Rio Doce. In: Schobbenhaus Filho, C. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Belo Horizonte (SE-23) e Rio Doce (SE-24), Brasília (no prelo).
- Cordani, U.G. e Teixeira, W. 1979 Comentários sobre as determinações Geocronológicas Existentes para as Regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, in: Schobbenhaus Filho, C. - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Bra sília, DNPM, p. 172-207.
- Cordani, U.G.; Delhal, J. e Ledent, D. 1973 Orogêneses Superposées dans le Precambrian du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). Rev. Bras. Geoc., 3(1): 1-22.
- Cordani, U.G.; Melcher, G.C. e Almeida, F.F.M.de 1968 Outline of Precambrian Geochronology of South America. Can. J. Earth Sciences, 5: 629-632.
- Correia Neves, J.M.; Pedrosa Soares, A.C.; Monteiro, R.L.B.P. e Scliar, C. - 1983 - Contribuição à Geologia e Petrografia da Região Pegmatítica de Virgem da Lapa - Coronel Murta, Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geologia do Precambriano, 2º, SBG, Belo Horizonte, Bol. 3: 100-114.
- Correns, C.W. 1932 Uber die Diamantelagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien, Z. Prakt. Geol. 40(11): 160-168, (12): 177-181, Halle.

- Costa, A.G.; Correia Neves, J.M.e Müller, G. 1984 Feições do Metamorfismo de Contato nos Metassedimentos da Região de I-tinga, Médio Jequitinhonha, MG. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG.
- Costa, M.T. da 1978 Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Nota Explicativa, Belo Horizonte, IGA, 32p.
- Costa, M.T. da e Romano, A.W. 1976 Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, IGA, Escala 1:1.000.000.
- Costa, P.C.G. 1978 Geologia das Folhas de Januaria, Mata do Jaiba, Japoré e Mange. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, PE, Anais, 1: 83-97.
- Coutinho, J.M.V. 1945 Sobre um Topázio de Araçuaí, Minas Getais. Fac. Fil. Ciênc. Letras, USP, Bol. XLIX, Mineralogia nº 7.
- Couto, J.G.P.e Bez, L. 1981 A Glaciação Jequitaí: Um guia Estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 11(1): 17-21.
- Dardenne, M.A. e Walde, H.G. 1979 A Estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. Bol. Nucl. Minas Gerais. Soc. Bras. Geol., Belo Horizonte, (1): 43-52.
- Delhal, J.; Ledent, D. e Cordani, U.G. 1969 Ages Pb-U, Sr/Rb et Ar/K des formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). An. Soc. Géol. Belgique, 92: 271-283.
- Derby, O.A. 1880 Reconhecimento Geológico do Vale do Rio São Francisco. In: Brasil Comissão Hidrográfica do Rio de São Francisco. Relatório, Rio de Janeiro, Anexo 1: 1-24.
- Derby, O.A. 1905 Notas Geológicas sobre o Estado da Bahia. Bol. Secr. Agric. Viação Ind. Obras Publ., Salvador, 7(1/3):12-31.

- Derby, O.A. 1906 The Serra do Espinhaço, Brazil. Jour. of Geol. XIV, Chicago, (3): 394-401.
- Derby, O.A. 1881 Observações sobre algumas rochas diamantiferas na Província de Minas Gerais. Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro, 4: 121-32.
- Didier, J.; Duthov, J.C. e Lameyre, J. 1982 Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of Orogenic Granites and the nature of their enclaves. Jour. Volc. Geoth. Res. 14: 132-140.
- Dorr II, J.V.N.; Gair, J.E.; Pomerene, J.B. e Rynearson, G. A. 1957 Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Avulso da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, (81): 1-31.
- Draper, D. 1920 The high-level diamond bearing deposits of Brazil. R. Sci, Rio de Janeiro, 4(1): 6-11; 4(2): 39-45.
- Drumond, J.B.V.; Von Sperling, E.e Raposo, F.O. 1980 Projeto Porteirinha Monte Azul, (1:50.000), Rel. Final, CPRM/DNPM Inédito.
- Ebert, H. 1955 Pesquisas na Parte Sudeste do Estado de Minnas Gerais. Rel. Anual Diretor., Div. Geol. Min. ano 1954, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p. 79-89.
- Ebert, H. 1957 Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsh., Stuttgart, 45: 471-519.
- Ebert, H. 1968 Ocorrências da Facies Granulítica no Sul de Minas e em Áreas Adjacentes, em Dependência da Estrutura Orogênica: Hipóteses sobre sua Origem. An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro, 40 (sup.): 215-229.
- Ebert, H. 1971 Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a Bifurcação entre Paraibi-

- des e Araxaides. Bol. Esp.1, Soc. Bras. Geol., São Paulo, p. 177-178.
- Fernandes, P.E.C.A.; Montes, M.L.; Braz, E.R.C.; Montes, A. de S. L.; Silva, L.L. da; Oliveira, F.L.L. de; Ghignone, J.I.; Siga Jr., O.e Castro, H.E.F. de 1982 Geologia. In: Projeto Radambrasil, Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, Folha SD-23, Brasília, v. 29.
- Ferraz, L.C. 1928 Compêndio dos Minerais do Brasil. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro.
- Fonseca, A.do C. 1986 Geocronologia das Rochas Graníticas e suas Encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, UFRJ, 211p.
- Fontes, C.Q.; Netto, C.; Costa, M.R.A.; Baltazar, O.F.; Silva, S. L. da e Vieira, V.S. 1978 Projeto Jequitinhonha Ministério das Minas e Energia, DNPM/CPRM, 1: 543 p.
- Frank, R. 1971 Geologie der Nördlichen Serra Mineira Aufgrund Einer Kartierung 1:50.000. Heidelberg, Universital Heidelberg, 42 p.
- Freyberg, B. Von 1932 Ergbnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais (Brasilien). Neues Jb. Min. Geol. U. Paleon, Son derband II, Stuttgart, XI: 401 p.
- Gomes, J.C.F. 1949 Contribuição ao Conhecimento da Geologia do Jequitaí (Minas Gerais). Rev. da Esc. de Minas, Ouro Preto, 14(4): 17-34.
- Gorlt, G. 1972 Facieswechsel und Metamorphose in der Westlichen Serra Negra (Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Rdsch., Stuttgart, 61 166-201.
- Grossi Sad, J.H. 1968a Os Cinturões Serpentiníticos do Brasil Oriental. In: Semana de Estudos, 6, Ouro Preto, SICEG 140-53.

- Grossi Sad, J.H. 1968b Esboço geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000, Soc. Bras. Geol. e Fund. Georceix (iné dito).
- Grossi Sad, J.H. e Dutra, C.V. 1966 Idade Pb-alfa de zircões de rochas infra e supracrustais do Estado de Minas Gerais. Bol. Inst. Geol. 1(3/4): 181-188, Ouro Preto.
- Guimarães, D. 1931 Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais, Brasil. Geol. Min. Brasil, Rio de Janeiro, Bol. 55.
- Guimarães, D. 1961 Origem dos charnockitos. Soc. Bras. Geol. São Paulo, Bol. 10(2): 5-38.
- Harally, N.L.E. e Hasui, Y. 1982 The gravimetric information and the archean proterozoic structural framework of eastern Brasil.
- Harder, E.C. e Chamberlin, R.T. 1915 The geology of central Minas Gerais, Brazil. Jour. Geol. XXIII (4): 341-378, (5): 385-424, Chicago.
- Hartt, C.F. 1870 Geology and physical geography of Brazil. XXIII, 620 p., Fields Osgood & Co. Boston.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. e Coimbra, A.M. 1975 The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 5(4): 257-266.
- Hettich, M. 1975 Zur genese des Macaúbas und geologie des gebietes nördlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb. B. 14:47-85, Hannover.
- Hettich, M. 1976 A glaciação proterozóica no Norte de Minas Gerais. Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 1: 3-23.
- Hettich, M. e Karfunkel, J. 1977 Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais.Bol. Inst. Geol. Esc. Fed. Minas, Ouro Preto.

- Hossie, G. 1980 Contribution a l'étude structurale de la chaine Ouest-Congolienne (Pan-Africaine) dans le Mayombe Congolais. These présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc-Docteur, 124 p.
- Inda, H.A.V. e Barbosa, J.F. 1978 Mapa geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo. Secretaria das Minas e Energia. Coordenação da Produção Mineral, 122 p.
- Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C.; Haralyi, N.L.E.; Branco, P.C.de A. e Ramalho, R. 1984 O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Brasil Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, incluindo depósitos minerais 1:2.500.000 DNPM, p. 193-248.
- Isotta, C.A.L.; Rocha Campos, A.C. e Yoshida, R. 1969 Striated pavement of the Upper-Precambrian Glaciation in Brazil. Nat., 5192: 466-468, London.
- Karfunke1, B. e Karfunke1, J. 1976a Geologia da Serra do Espinhaço no Norte de Minas Gerais (Itacambira- Botumirim).
  Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Soc. Bras. Geol. 2: 169
   177.
- Karfunkel, B. e Karfunkel, J. 1976b Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na Porção Mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 29º, Ouro Preto, Soc. Bras. Geol., Anais 2: 179-188.
- Karfunkel, B. e Karfunkel, J. 1977 Fazielle Entwicklung der Espinhaço-Zone mit besonderer. Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb. 24:3-39, Hannover.
- Karfunkel, B.; Moreira, P.C.H.; Ribeiro, M.C. e Franco, A.L.C. 1984 Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaú bas na Região da Barragem do Paraúna e sua importância na

- contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, p. 3091 - 3103.
- Kawashita, K.; Sato, K. e Sonoki, I.K. 1983 Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrôme tro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publ. interna do CPGeo, 14 p. (inédito).
- Kröner, A. 1981 Precambrian plate tectonics. In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam, Elsevier, p. 21-56.
- Kröner, A. 1982 Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara belt of Namibia, Southwestern Africa. An. Jour. Sci., 282:1471-1507.
- Leonardos, O.H. 1936 Tântalo, Nióbio, Urânio e Rádio no Brasil. Min. Agric. DNPM/SFPM Bol. 11, 56 p.
- Lesquer, A.; Almeida, F.F.M. de; Davino, A.; Lachaud, J.C. e Maillard, P. - 1981 - Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partie sud du Craton du São Francisco (Brésil). Tectonophysics, 76: 273-293, Amsterdam.
- Lima, M.I.C. de; Silva, J.M.R. da e Siga Jr. O. 1984 Esboço geotectônico das Folhas SD-24-Salvador e SE-24-Rio Doce.33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, VII: 3325-3336.
- Litwinski, N. 1986 A evolução tectonotermal da região nordes te de Minas Gerais e sul da Bahia. Tese de Doutoramento. Apresentada no Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 207 p.
- Martin, H. 1983 Alternative geodynamic models for the Damara Orogeny. A critical discussion. Intracontinental Fold Belts. Ed. by H. Martin and F.W. Eder Springer-Verlag, Berlin, p. 913-945.

- Martin, H. e Porada, H. 1977 The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. I. Discussion of Geodynamic models. Precambr. Res., 5: 311-338.
- Mascarenhas, J. de F. 1973 A geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia. An. XXVII Congr. Bras. Geol., Soc.Bras.Geol. Aracajú, 2: 35-66.
- Mehnert, K.R. 1971 Migmatite and origin of granitic rocks, 2a. ed. Elsevier.
- Menezes Filho, N.R. de; Mattos, G.M.M. de e Ferrari, P.G.-1977-Projeto Três Marias, Relatório Final, Belo Horizonte, DNPM/ CPRM, v. 1 e 2 (inédito).
- Miyashiro, A. 1973 Paired and unpaired metamorphic belts.Tec tonophysics 1, 241-254.
- Moraes, L.J.de 1929 Geologia da Região Diamantina de Minas Gerais. Serv. Geol. Min., Rel. An. Dir., p. 29-34.
- Moraes, L.J. de 1932 Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., IV(3): 111-114.
- Moraes, L.J. de 1937 Geologia econômica do Norte de Minas Gerais. SFPM-DNPM. Bol. 19.
- Moraes, L.J. de e Guimarães, D. 1930 Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., II (3): 153-186.
- Moraes, L.J.de; Barbosa, O.; Lisboa, J.M.A. e Lacourt, F.-1937 Recursos minerais do Norte de Minas Gerais. Brasil. Bol.19: 158-186, Serv. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- Moutinho da Costa, L.A. e Inda, H.A.V. 1982 O aulacogeno do Espinhaço. Ciências da Terra, Salvador (2): 13-24.

- Paiva, G. 1946 Provincias pegmatiticas do Brasil-DNPM. Div. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro, bol. 78: 13-21.
- Pedrosa Soares, A.C.; Leonardos, O.H. e Correia Neves, J.M.-1984-Aspectos metamórficos de sequências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, VII: 3056-3068.
- Pereira, A.D.C. e Ortiz, L.R.C. 1980 Reconhecimento geológico da Folha SE-23-XD (Capelinha). Operação 1006/80. Projeto Radambrasil, relatório interno, 381.G).
- Pereira, A.D.C.; Fonseca, E.G.; Braz, E.R.C.; Carmo, U.F.; Ortiz, L.R.C.; Souza, Jr.J.J.; Oliveira, F.C.; Freire, F.A.; Marques, N.M.G.; Reis, V.A. e Siga Jr.O. 1984 Geologia. In: Brasil-DNPM, Projeto Radambrasil, Folha SE-23 Belo Horizonte, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais), no prelo.
- Pflug, R. 1965 A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Bol. 226, Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- Pflug, R. 1968 Observação sobre a Estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Notas preliminares e Est. Div. Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, (142) : 20 p.
- Pflug, R. e Renger, F. 1973 Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: 27º Congr. Bras. Geol., Soc.Bras.Geol., Aracajú, anais 2: 5-19.
  - Pflug, R. e Schöll, W.U. 1975 Proterozoic glaciation in Eastern Brazil: a review. Geol. Rundschau, 64: 287-299.
  - Pflug, R.; Schobbenhaus Filho, C. e Renger, F. 1969 Contribuição a geotectônica do Brasil Oriental. SUDENE, Div. Geol. Recife, Série Especial, 9, 59 p.

- Pinheiro, J.C.F.; Biondi, J.C. e Pinheiro, S.O. 1978 Granul<u>i</u> tos e/ou charnockitos do cinturão granulítico Atlântico, Maciço de Aimorés, Itapina, Itapina, Itaguaçu e Itanhomi. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 3: 1288-1302.
- Porada, H. 1979 The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African -Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision. Tectonophysics, 57:237-265.
- Renger, F. von 1970 Fazies und magmatismus der Minas Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil<u>i</u> en. Geol. Rundschau, 59(3): 1253-1292, Stuttgart.
- Rimann, E.T. 1917 A kimberlita no Brazil. An. Esc. Min. Ouro Preto, 15:27-32.
- Sã, J.H. da S. 1977 Pegmatitos litiníferos da Região de Itin ga-Araçuaí, Minas Gerais. Tese de Doutoramento, Univ. São Paulo, 104 p.
- Sad, J.H.G. 1968 Esboço geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000 Soc. Bras. Geol. e Fund. Georceix (inédito).
- Schermerhorn, L.J.C. 1981 The West Congo orogen: a key to Pan-African thermotectonism. Geol. Rundschau, 70(3): 850 867, Stuttgart.
- Schobbenhaus Filho, C. 1972 Estudo geoeconômico preliminar do depósito de ferro do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais. SUDENE, Div. de Documentação, Recife, 36 p.
- Schobbenhaus Filho, C. e Kaul, P.F.T. 1971 Contribuição a estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia-Central. Min. Met. Rio de Janeiro 53 (315): 116-20.
- Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D. de A.; Derze, G.R. e Asmus, H.E. 1984 Geologia do Brasil Texto Explicativo do Ma-

- pa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais 1:2.500.000. Ministério das Minas e Energia. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, 501 p.
- Schöll, W.U. 1972 Der Südwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rudschau, 61: 201-216 Stuttgart.
- Schöll, W.U. 1976 Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Bol. Esp. XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 1-363.
- Schöll, W.U. e Fogaça, A.C.C. 1979 Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG. I Simp. Geol. Minas Gerais, Diamantina, Soc. Bras. Geol., B.1, p. 55-73.
- Schöll, W.U. e Souza, O.M. de 1970 Geologia da Folha de Baldin (Minas Gerais Brasil). DNPM/Relatório do Arquivo Técnico da DGM, Belo Horizonte, 814, 61 p.
- Schrank, A.; Dourado, B.C.V. e Biondi, J.C. 1978 Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha, MG. An. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 3: 1323-1327.
- Siga Jr., O. 1980 Estudo geocronológico das rochas pré- cambrianas da Folha SD-24 Salvador. Relatório Interno, Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais), 192 p.
- Siga Jr., O. 1982a Geocronologia da Folha SE-23 Belo Horizon te. Projeto Radambrasil, Relatório Interno (inédito), 40 p.
- Siga Jr., O. 1982b Geocronologia da Folha SE-24 Rio Doce.Projeto Radambrasil, relatório interno (inédito), 30 p.
- . Siga Jr., O.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. e Delhal, J. - 1982 - O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a

- norte do Rio de Janeiro, Brasil. 5º Congr. Latinoamer.Geol. Argentina, Actas, 1: 349-370.
- Silva, A.S. da e Mignon, R.A. 1978 Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha SE 23 Belo Horizonte-Brasília. DNPM escala 1:1.000.000, no prelo.
- Silva, A.S. da e Pimentel, E. de C. 1978 Folha Rio Doce (SE-24). Carta Geol. Brasil ao Milionésimo, Dep. Nac. Prod.Min. Brasilia, escala 1.000.000, no prelo.
- Silva, J.M.R. da; Lima, M.I.C.de; Veronese, V.F.; Ribeiro Jr., R.
  N.; Rocha, R.M.; Siga Jr., O. 1983 Geologia. In: Brasil
   MME. Projeto Radambrasil, Folha SE-24 Rio Doce, Rio de
  Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, no prelo.
- Silva, J.N. e Ferrari, P.G. 1976 Projeto Espírito Santo, Relatório Final. Conv. DNPM/CPRM, Belo Horizonte (inédito).
- Silva, J.P. 1939 Nota sobre o topázio de Araçuaí, Minas Gerais. Fac. Fil. Ciênc. Letras, Univ. São Paulo, Bol. XVIII, Mineralogia nº 3.
- Silva Filho, M.A. de 1974 Os kinzigitos do extremo sul da Bahia sua origem e posição estratigráfica relativa. An. XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, 4: 159-164.
- Silva Filho, M.A.de; Moraes Filho, O.; Gil, C.A.A. e Santos, R. A. 1974 Projeto Sul da Bahia. Relatório Final. Conv. DNPM/CPRM, Salvador (inédito).
- Steiger, R.H. e Jäger, E. 1977 Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.

- Tavora, F.I.; Cordani, U.G. e Kawashita, K. 1967 Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. An. XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba, p. 214-224.
- Taylor, P.N.; Moorbath, S.; Goodwin, R. e Petrykowski, A.C.-1980-Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archaean continental crust: Pb isotopic evidence from the late Archaean gnaisses of West Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 44: 1437-1453.
- Torquato, J.R. e Cordani, U.G. 1981 Brazil-Africa Geological Links. Earth Science Reviews, 17: 155-176.
- Trompette, R. 1982 Brasil e a Margem Atlântica da África no Proterozóico Superior. Importância do Fraturamento Espinhaço (Kibariano?). An. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA,
  1: 386-394.
- Viveiros, J.F.M.; Sá, E.L.; Vilela, O.V.; Santos, O.M, Moreira, J.M.P.; Holder Neto, F. e Vieira, W.S. 1978 Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. In: 30° Congr. Bras. Geol., Sec. Bras. Geol., Recife. An. 1: 243-254.
- Walde, D.H.G. 1976 Neue hinweise für einer proterozoiche vereisung in ostbrasilien. Münster Forsch. Geol. Paläont., H. 38/39: 47-59, Münster.
- Walde, D.H.G. 1978 Desenvolvimento faciológico do pré-cambr<u>i</u> ano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudoeste da Serra do Espinhaço). An. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 2: 711-725.
- Wynne-Edwards, H.R. 1976 Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductil plate tectonics. J.Sci., 276: 927-953.

APENDICE 1 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA A ÁREA INVESTIGADA

N° Ordem	№ Laboratório	№ Са <b>т</b> ро	Rocha	Mat.	%K	Ar <sup>40</sup> rad.x10 <sup>-6</sup> ccSTP/g	%Ar <sup>40</sup> atm.	Idade {m.a.}	Ref.
7	\$420	NO-12-A	Gnaisse	Biot.	5,0498	148,25	5,81	672 . 22	N T
7	5556	NO-12-A	Gnaisse	Bio + Anf.	3,1512	92,74	3,18	632 <u>+</u> 22 633 + 10	N.T.
4	5439	NO-10-E	Gnaisse	Biot.	4,9044	154,96	10,77	_	N.T.
4	5557	NO-10-E	Gnaisse	Bio + Anf.		128,54	6,27	670 <u>+</u> 18	N.T.
11*	791	PB-CI-19	Pegmatito	Musc.	8,36	1214,0	1,00	708 <u>+</u> 16 1965 + 65	N.T. 2
1		CI-21	Gnaisse	Biot.		•		_	
28	5613	Ю-29-Ј	Xisto	Biot.	5,6586	119,98	5,52	950 <u>+</u> 30	3
3	5614	NO-8-A	Filito	RTØ	2,1154	52,23	37,82	477 <u>+</u> 16	N.T.
74	5558	AP-0S-16-B	Gnaisse	Biot.	6,5232	154,09	_	545 <u>+</u> 25	N.T.
75	5559	AP-0S-17-D	Gnaisse	Biot.	7,4594	169,88	77,43	525 <u>+</u> 65	N.T.
76	5585	AP-0S-18-H	Gnaisse	Biot.	7,1793	160,38	62,99	510 ± 43	N.T.
58	4962	NL-130	Gnaisse	Biot.	6,7910	154,26	28,22	500 <u>+</u> 22	N.T.
65	2380	ALM-1	Gnaisse	Biot.	7,83	166,1	4.13	507 <u>+</u> 14	5
73	2335	AI.M-186	Gnaisse	Biot.	7,68	189,0	17,1	477 <u>+</u> 30	7
71	2307	ALM-104-B	Trem.Xisto	Trem.	0,231	5,77	4,8	543 <u>+</u> 22	7
71	2312	ALM-104-C	Trem.Xisto	Trem.	0,068	2,24	32,5	550 <u>+</u> 34	7
33	4599	NL-102	Granito	Biot.	6,7519	140,80	34,1	695 + 40	7
37	4963	NL-114-B	Granito	Biot.	7,5695	156,99	4,58 2,60	470 <u>+</u> 19	5
30	5375	NO-56-G	Granito	Biot.	7,2561	133,87	-	468 + 12	5
31	5376	NO-57-F	Granito	Biot.	7,5721	151,10	8,86	422 + 13	N.T.
52	5377	NO-81-G	Granito	Biot.	7.6909	160,54	4,93	452 ± 15	N.T.
29	5561	AP-0S-37-E	Granito	Biot.	7,3474	155,11	3,16	470 <u>+</u> 16	N.T.
26	3220	Lavra Cachoeira	Pegmatito	Musc.	7,930	167,30	2,71	475 <u>+</u> 13	N.T.
27	3232	Lavra Maxixe	Pegmatito	Musc.	8,020	178,80	26,27	474 + 18	4
42	5723	1132/173	Granito	Biot.	7,4772	150,79	6,19	498 ± 12	4
38	5725	1026/02	Granito		6,8900	145,15	6,46	_	N.T.
84	5727	PAL-101	Granito	Biot.	7,3185	144,63	5,28		N.T.
47	5726	AP-0S-5	Charnockito		4,8948		14,56	_	N.T.
69	5728	194/112	Granito		7,3807	98,62	4,27	_	N.T.
2	5779	1195/575	Chaisse		0,8141	161,83	4,20	_	N.T.
. 8	5780	NO-13	Gnaisse	·	4,4907	24,06 117,92	24,39 0,76	•	N.T. N.T.

<sup>\*</sup> Idade de 1180 <u>\*</u> 90 Ma. (traços de fissão em muscovita).

APÈNDICE 2 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr(ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade Conv. (m.a./r.i=0,705)	Idade Isocr. (m.n.)	R.i.	Ref.
4	6994	NO-10-B	Gnaisse	232,2	100,5	0,95909	6,853	_	2230 <u>+</u> 60	0,736	N.T.
4	7225	NO-10-D	Gnaisse	202,6	97,6	0,92070	6,134	2434 + 72	não computado	-	N.T.
4	6996	NO-10-E	Gnaisse	198,9	71,0	1,00512	8,346	-	2230 <u>+</u> 60	0,736	N.T.
4	6997	NO-10-H	Gnaisse	205,6	110,5	0,91162	5,493	-	2230 + 60	0,736	N.T.
5	6998	NO-11-A-1	Gnaisse	223,6	79,2	1,02150	8,424	2605 + 75	não computado	-	N.T.
5	6999	NO-11-A-2	Gnaisse	232,3	77,6	1,01989	8,931	-	2230 + 60	0,736	N.T.
5	7000	NO-11-A-7	Gnaisse	226,7	70.7	1,04992	9,593		2230 + 60	0,736	N.T.
5	7001	NO-11-A-8	Gnaisse	224,0	113,1	0,91891	5,851	_	2230 + 60	0,736	N.T.
5	7002	NO-11-A-9	Gnaisse	255,0	65,7	1,10346	11,671	-	2230 + 60	0,736	N.T.
5	7003	NO-11-A-11	Gnaisse	229,7	100,7	0,96046	6,766	_	2230 + 60	0.736	N.T.
5	7004	NO-11-A-13	Gnaisse	251,2	62,4	1,12297	12,128	-	2230 + 60	0,736	N.T.
5	7005	NO-11-B-2	Leucossoma	174,6	58,9	1,07216	8,888	-	2230	0,800	N.T.
5	7224	NO-11-B-3	Leucossoma	228,7	48,9	1,26846	14,284	_	2230	0,800	N.T.
5	7007	NO-11-B-5	Leucossoma	311,6	75,9	1,17233	12,426	-	2230	0,800	N.T.
5	7222	NO-11 <b>-</b> B-6	Leucossoma	255,3	54,5	1,26458	14,302	_	2230	0,800	N.T.
7	7008	NO-12-A	Gnaisse	151,2	71,7	0,96545	6,258	-	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
7	7009	NO-12-11	Gnaisse	157,0	72,0	0,96943	6,474	-	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
7	7010	NO-12-F	Gnaisse	93,0	145.3	0,79609	1,868	-	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
7	7011	NO-12-G	Gnaisse	159,0	137,7	0,83771	3,385	<u></u>	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
7	7012	NO-12-H	Gnaisse	185,3	58,2	1.05530	9,530	_	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
7	7013	NO-12-I	Gnaisse	191,2	130,5	0,85936	4,304	-	2640 <u>+</u> 130	0,708	N.T.
9	6254	1195/569	Gnaisse	139,6	181,4	0,7917	2,246	-	2640 + 130	0,708	1
6	6253	179/174.1	Gnaisse	258,2	56,3	1,2273	13,953	-	2640 + 130	0,708	1
10	6255	1195/573	Gnaisse	173,8	103,1	0,8623	4,953	2202 + 68	_	_	1
28	7014	NO-29-C	Xisto	109,4	676,3	0,71275	0,468	-	630 + 30	0,7086	N.T.
28	7017	NO-29-J	Xisto	114,6	508,5	0,71473	0,653	-	630 + 30	0,7086	N.T.
28	7018	NO-29-K	Xisto	185,6	497,5	0,71795	1,081	_	630 + 30	0,7086	N.T.
28	7015	NO-29-D	Xisto	136,1	375,3	0,71775	1,051	-	630 + 30	0,7086	N.T.
28	70 <b>16</b>	NO-29-1	Xisto	122,6	396,3	0,71680	0,896	-	630 + 30	0,7086	N.T.
19	1481	J11-26-A	Xisto	179,9	118,4	0,7541	4,42	-	660	0,713	4
18	1478	.л⊢25	Xisto	82,3	90,1	0,7398	2,65		660	0,713	4
20	1479	JH-20-B	Xisto	125,4	111,7	0,7443	3,26	-	660	0,713	4
21	1480	JH-23-A	Xisto	124,8	110,8	0,7474	3,27	<u>.</u>	660	0,713	4
21	1521	JH <del>-</del> 23-B	Xisto	127,9	70,7	0.7605	5,27	-	660	0,713	4

№ Ordem	Nº Laboratório	№ Сатро	Rocha	Rb (ppm)	Sr(ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Ris <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade Conv. (m.a./r.i=0,705)	Idade Is∝r. (m.a.)	R.i.	Ref.
12	1801	.⊪-004-B	Xisto	138,2	233,3	0,7297		, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	(m.a.)		
13	1802	JH-008	Xisto	114,7	237,4	0,7257	1,71	-	660	0,713	4
14	1803	JH-011	Xisto	105,8	200.0	•	1,40	-	660	0,713	4
15	1804	JH-014	Xisto	187,1	119,4	0,7254	1,53	-	660	0,713	4
16	2052	JH-223	Xísto	130,4	76,6	0,7520	4,55	-	660	0,713	4
17	2053	JH-222	Xisto	151,7	134,4	0,7586	4,98	-	660	0,713	4
74	7361	AP-0S-16-A	Gnaisse	197,0	84,8	0,7508	3,28	-	660	0,713	4
74	7362	AP-0S-16-B	Gnaisse	202,8	79,9	0,77308	6,767	-	586 <u>+</u> 13	0,7184	N.T.
76	7365	AP-0S-18-D	Gnaisse	123,9	90.0	0,78066	7,399	-	586 <u>+</u> 13	0,7184	N.T.
76	7366	AP-0S-18-H	Gnaisse	216,8	103,0	0,75230	4,002	-	586 + 13	0,7184	N.T.
76	7367	AP-0S-18-I	Gnaisse	248,7	82,8	0,76994	6,129	-	586 ± 13	0,7184	N.T.
76	7368	AP-0S-18-J	Gnaisse	187,1	104.5	0,79144	8,765	-	586 <u>+</u> 13	0,7184	N.T.
76	7369	AP-0S-18-K	Gnaisse	177,6	161,8	0,76135	5,209	-	586 <u>+</u> 13	0,7184	N.T.
76	7370	AP-0S-18-N	Gnaisse	182,3	91,3	0,74482	3,188	-	586 ± 13	0,7184	N.T.
76	7364	AP-0S-18-C	Gnaisse	131,0	87.1	0,76835	5,813	-	586 + 13	0,7184	N.T.
76	7371	AP-0S-18-0	Gnaisse	230,0	82,0	0,75741	4,374	-	лãо computado	-	N.T.
75	7363	AP-0S-17-C	Gnaisse	126,8		0,78184	8,177	-	não computado	-	N.T.
72	7451	AP-0S-19-B	Gnaisse	182,4	351.0	0,71864	1,047	-	586	0,710	N.T.
72		AP-0S-19-C	Gnaisse	47.9	259,8	0,72784	2,036	-	586	0,710	N.T.
72:		AP-0S-19-D	Gnaisse	163.7	752,2	0,70947	0,184	-	586	0,710	N.T.
54	5290	NL-309-D	Granito	158,3	287,1	0,72515	1,653	-	586 .	0,710	N.T.
54	5289	NL-309-C	Granito	98,9	48,7	0,7855	9,480	<del>-</del>	500 <u>+</u> 70	0,721	5
54	5288	NL-309-A	Granito	178,1	157,8	0,7327	1,818	-	500 <u>+</u> 70	0,721	5
54	4968	NL-145	Granito	139,1	98,7	0,7623	5,251	-	500 <u>+</u> 70	0,721	5
54	4967	NL-141	Granito	177.7	383,6	0,7169	1,050	-	500 <u>+</u> 70	0,710	5
63	5287	NL-308-D	Gra - Gna	187,7	269,8	0,7240	1,910	-	500 <u>+</u> 70	0,710	5
63	5286	NL-308-C	Gra - Gna	311,1	463,1	0,7175	1,17	-	571 <u>+</u> 4	0,7080	5
63	5285	NL-308-A	Gra - Gna	268,0	67,4	0,8176	13,50	-	571 <u>+</u> 4	0,7080	5
*	5294	NL-324-A	Gnaisse	95,8	76,8 161,9	0,7913	10,18	-	571 <u>+</u> 4	0,7080	5
*	5296	NL-325-A	Gnaisse	170,4	,	0.7316	1,72	-	640 ± 70	0,717	5
*		NL-325-B	Gnaisse	202,2	112,1	0,7627	4.42	-	640 <u>+</u> 70	0,717	\$
*		NL-325-D	Gnaisse	160,9	78,9	0,7848	7,47	-	640 <u>+</u> 70	0,717	5
56		NL-312-A	Gnaisse	305,9	67,2	0,7760	6,98	-	640 <u>+</u> 70	0,717	5
56		NL-312-C	Gnaisse		52,7	0,8555	17,039	-	590 <u>+</u> 35	0,709	5
56		NL-312-B	Gnaisse	220,6	160,1	0,7454	4,003	-	590 <u>+</u> 35	0,709	5
56		NL-132-A	Gnaisse	307,4	89,2	0,7887	10,053	-	590 <u>+</u> 35	0.709	5
56		NL-132-B	Gnaisse	172,8 159,0	119,3	0,7430	4,210	<b>-</b> '	590 <u>+</u> 35	0,709	5
			alox330	139,0	108,4	0,7560	4,270	-	590 <u>+</u> 35	0.709	5

٠.

											:	
	` Nº Ordem	Nº Laboratório	№ Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr(ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade Conv. (m.a./r.i=0,705)	Idade Isocr. (m.a.)	R.i.	Ref.
	62	5846	1132/122.3	Gnaisse	127,3	311,0	0,7179	1,19	-	640 <u>+</u> 45	0.707	4
	62	5761	1132/122.4	Gnaisse	218,1	286.0	0,7273	2,21	-	640 + 45	0,707	6
	62	5762	1132/122.5	Gnaisse	177,2	282,1	0,7241	1,82	_	640 <u>+</u> 45	0,707	6 6
	62	5763	1132/122.6	Gnaisse	141,2	289,9	0,7209	1,41	<u> </u>	640 <u>+</u> 45	0,707	6
	66	_	SD-41-A	Gnaisse	188,3	104,9	0,7680	5,23		600	0,723	7
	*	-	EU-41-B	Gnaisse	88,3	30,6	0,7890	8,42	-	600	0,728	7
	*	-	EU-41-C	Gnaisse	92,6	83,0	0,7570	3,25	-	. 600	0,728	7
	58	4971.	_NL-130	Gnaisse	189,0	84,8	0,8170	6,52	1199 <u>+</u> 42	-	-	5
	57	5299	NL-313-B	Calcossil.	163,8	186,3	0,7370	2,55	- ·- ·-	_	_	5
	30	<b>7</b> 093	NO-56-A	Granito	135,2	207,9	0,72841	1,866	- -	505 <u>+</u> 35	0.715	N.T.
	30	7094	NO-56-B	Granito	129,8	224,7	0,72730	1,675	-	505 <u>+</u> 35	0,715	N.T.
	30	7095	NO-56-D	Granito	96,2	219,9	0,72336	1,268	-	505 <u>+</u> 35	0,715	N.T.
	30	7096	NO-56-E	Granito	123,4	212,7	0,72553	1,682	_	505 <u>+</u> 35	0,715	N.T.
	31	7097	NO-57-H	Granito	140,0	231,0	0,72875	1,758	_	505 ± 35	0,716	
	31	7098	NO-57-I	Granito	73,0	202,2	0,72365	1,047	-	505 ± 35	0,716	N.T. N.T.
	31	7099	NO-57-J	Grani to	107,2	220,7	0,72662	1,408	<u>-</u>	505 ± 35	0,716	N.T.
	48	7221	1026/27	Granito	263,0	207,4	0,73980	3,682	_	505 <u>+</u> 35	0,715	N.T.
•	49	5850	1132/167.2	Granito	230,1	168,3	0,7426	3,97	-	505 ± 35	0,715	6
•	29	7523	AP-0S-36-A	Granito	260,4	1087,7	0,71580	0.693		não computado	-	N.T.
	29	7524	AP-0S-37-A	Granito	195,0	922,2	0,71573	0,612	-	525 <u>+</u> 30	0,7113	
	29	7525	AP-0S-37-B	Granito	171,0	1083,3	0,71466	0,457	-	525 ± 30	0,7113	N.T. N.T.
	29	7526	AP-0S-37-C	Granito	240,3	809,2	0,71773	0.860	-	525 <u>+</u> 30	0,7113	N.T.
	29	7527	AP-0S-37-D	Granito	215,9	1251,6	0.71510	0,500	-	525 ± 30	0,7113	
	51	7518	AP-0S-27-A	Granito	140,6	491,6	0,71320	0,828	-	535 ± 15	0,7113	N.T. ' N.T.
	51	7519	AP-0S-27-D	Granito	164,2	437,3	0,71513	1.088	_	535 <u>+</u> 15	0,7070	
	50	7520	AP-0S-28-A	Granito	163,1	280,6	0,72256	1,685	_	535 ± 15	0,7070	N. T. N. T.
	50	7521	AP-0S-28-B	Granito	185,7	282,4	0,72415	1,906	<del>-</del>	535 <u>+</u> 15	0,7096	N.T.
	50	7522	AP-0S-28+C	Granito	202,1	256,1	0,72715	2,288	_	535 + 15	0,7096	
	52	7100	NO-81-B	Granito	435,6	172,6	0.71475	1,148	_	\$35 ± 15	· ·	N.T.
	52	7101	NO-81-D	Granite	402,4	207,8	0,71739	1,496	-		0,7065	N.T.
	77	-	AL-1351	Granito	325,6	125,4	0,76930	7,560	_	\$35 ± 15 480 ± 10	0,7065	N.T.
	77	-	AL-1353	Granito	341,2	114,3	0,77680	8,700	_	<del>-</del>	0,717	8
	77	-	AL-1354	Granito	304.6	137,2	0,76150	6,460	_	480 + 10	0,717	8
	61	7513	AP-05-7-A	Grani to	240.5	97,4	0,77143	7,191	_	480 + 10	0,717	8
					. 4-	, .	~ 11 / A74/	1,101	_	580 <u>+</u> 40	0,711	N.T.

\*

Aprillation .

N⁰ Ordem	Nº Laboratório	. Nº Сатро	Rocha	स्रिः(छ्रागा)	Sr(ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rin <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade Conv. (m.a./r.i=0.705)	Idade Isocr. (m.a.)	R.i.	Ref.
61	7514	AP-0S-7-B	Granito	258,0	101,9	0,77201	7,374	-	580 + 40	0,711	N.T.
61	7515	AP-0S-7-F	Granito	262,7	110,1	0,76797	6,947	-	580 <b>+</b> 40	0,711	N.T.
60	7516	AP-0S-9-C	Granito	227,2	122,7	0,75666	5,385	-	580 + 40	0,711	N.T.
60	7517	AP-0S-9-E	Granito	236.7	120,2	0,75746	5,727	-	580 + 40	0,711	N.T.
•	4428	MI-1.0-441	Granito	255,1	162,9	0,75000	4,550	_	615 + 35	0,709	9
•	4328	MI-LO-440	Granito	290.3	89,8	0,78720	9,430	-	615 + 35	0,709	9
•	4465	MI-LO-465	Granito	213,3	226,0	0,73600	2,740	-	615 + 35	0,709	9
*	4435	MI-LO-451	Granito	191,2	587,1	0,71610	0.940	-	615 + 35	0,709	9
38	5849	1026/02	Grani to	216,7	373,9	0,72310	1,680	_	615 <u>+</u> 35	0,709	6
25	1482	JH-21-C	Granito ∅	202.2	199,5	0,7346	2,94	_	540 + 10	0,7125	4
25	1519	JH-21-D	Granito	213,8	157,8	0,7429	3,94	-	540 <u>+</u> 10	0,7125	4
25	1520	JH-21-G	Granito	223,8	144,4	0,7475	4,51	-	540 <u>+</u> 10	0,7125	4
25	1483	QUA-10	Granito	264,1	187,0	0,7442	4,10	-	540 <u>+</u> 10	0,7125	4
24	1805	JH-50-A	Granito	408.1	56,9	0,8756	21,11	-	540 <u>+</u> 10	0,7125	4
23	1806	JH-57-A	Grani to	418,0	44,9	9257, 0	27,54	-	540 + 10	0,7125	4
23	1807	Л⊢58	Granito	353,2	47,7	0,8850	21,81	-	540 + 10	0,7125	4
22	1809	JH-64	Granito	174,2	17,9	0,9271	28,79	-	540 + 10	0,7125	4
34	4684	NL-100	Granito	170,8	274,4	0.7244	1,80	-	626 + 25	0,708	5
34	4685	NL-101-B	Granito	214.9	175,2	0.7409	3,56	-	626 + 25	0,708	5
33	4686	NL-104	Granito	160.8	146,0	0,7370	3,20	-	626 + 25	0,708	5
32	4687	NL-106	Granito	238,4	332,6	0,7234	2,08	<del>-</del>	626 + 25	0,708	\$
32	4688	NL-107	Granito	290,3	294,3	0,7315	2,86	-	626 + 25	0,708	S
35	4689	NL-109	Granito	207,6	229,5	0,7318	2,62	-	626 + 25	0,708	5
35	4691	NL-112	Granito	251,6	189,8	0,7451	3,85	-	626 + 25	0,708	5
34	4694	NL-101-A	Granito	167,0	301,9	0,7222	1,60	<u></u>	626 + 25	0,708	5
33	4695	NL-102	Gramito	149.3	280,6	0,7243	1,54	-	626 + 25	0,708	5
35	4790	NL-110	Granito	257,8	156,1	-0,7536	4,80	-	626 + 25	0,708	S
36	4958	NL-113	Granito	209,9	45,3	0,8240	13,55	-	626 + 25	0,708	5
37	4959	NL-114-B	Granito	281,8	219,9	0,7402	3,72	_	626 + 25	0,708	5
40	4964	NL-121	Granito	221.7	110,3	0.7604	5,85	<del>.</del>	626 + 25	0,708	5
45	7453	AP-0S-4-B	Charnockito	177,4	420,2	0,71956	1,223	-	520 ± 20	0,7112	N.T.
45	7454	AP-0S-4-D	Charnockito	205,3	478,9	0,72125	1,242	-	520 + 20	0,7112	N.T.
45	7455	AP-0S-3-C	Chamockito	146,5	512,6	0,71741	0.828	-	520 + 20	0,7112	N.T.
45	7456	AP-0S-3-F	Charnockito	162,5	507,8	0,71838	0,927	-	520 <u>+</u> 20	0,7112	N.T.
45	7457	AP-0S-3-G	Chamockito	138,5	571,1	0,71619	0,702	-	520 <u>+</u> 20	0,7112	N.T.
47	7458	AP-0S-5-B	Charnockito	199,5	186,5	0,73377	3,104	-	520 + 20	0.7112	N.T.
47	7459	AP-0S-5-D	Charnockito	205,9	190,0	0,73429	3,145	-	520 + 20	0,7112	N.T.
47	7460	AP-0S-5-I	Chamockito	187,5	240,3	0,72829	2,263	-	520 + 20	0,7112	N.T.
47	7461	AP-0S-5-J	Chamockito	208,8	246,1	0,72957	2,461	-	520 <u>+</u> 20	0,7112	N.T.

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr(ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rh <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade Conv. (m.a./r.i=0.705)	Idade Isocr.	R. I	Ref.
46	5284	NL- 505-B	Chamockito	161,0	501,8	0.7156	0.947		F.10		
46	5283	NL-305-A	(harnocki to	158,2	408,2	0,7184	1,125	-	520	0,7105	5
46	5281	NL-304-C	(harmocki to	189,4	422,0	0,7206	1,301	-	520	0,7105	5
46	5280	NL-304-A	Chamockito	150,3	462.7	0,7166	0,941	-	520	0,7105	5
46	5282	NL-304-E	Charmockito	141.0	427,7	0,7178	0,941		520	0,7105	5
82	5847	162/145	Grani to	316,2	129,6	0,7629	7,10		520	0,7105	5
83	5848	162/149	Granito	242,0	156,1	0,7029	4,50		575 <u>+</u> 10	0,7064	6
80	7958	162/143	Granito	296.7	175,2	0,74775	4,921	<del>-</del>	575 + 10	0,7064	6
79	7959	162/141	Grani to	257,4	666,3	0,747.3		12-	575 + 10	0,7064	N.T.
81	7960	162/158	Granito	214,8	673,5	0,71017	1,118	S=	575 <u>+</u> 10	0,7064	N. T.
78	7961	162/140	Granito	133,9	859,9	0,71355	0,924		575 <u>+</u> 10	0,7064	N.T.
*	7962	162/164	Granito	280,7	238,8		0,451	:=	575 <u>+</u> 10	0,7064	N.T.
42	4969	NL-168	Granito	203,8	1093,2	0,73494	3,411	-	575 <u>+</u> 10	0,7064	N.T.
43	4970	NL-170	Granito	185,3		0,7151	0,54	-	645 + 60	0,710	5
44	5028	NL-171	Granito	324,7	148,0 68,8	0,7501	3,64	=	645 + 60	0,710	5
42	7964	1132/173	Granito	255,1	113,2	0,7788	13,75	=	:=	3 <del>00</del>	5
41	7963	194/49	Granito	221,5	1546,9	0,76611	6,560	_	645 <b>+ 6</b> 0	0,710	N.T.
53	4965	NL-122	Migmatito	337,6	163,9	0,71120	0,415	<u>2</u> 1	645 <u>+</u> <b>6</b> 0	0,710	N.T.
59	4966	NL-126	Gnaisse	229,1	91,7	0,8149 0,7717	6,02	1274 <u>+</u> 45	-	-	5
64	4963	NL-142	Gnaisse	120,8	571,3	0,717	7,28	#0	590 <u>+</u> 35	0,709	5
39	4956	NL-116	Migmatito	301,7	44.7	0,7125	0,61		-	21	5
55	4962	NL-140	Gnaisse	106.1	783,7	0,8014	19,85	553 <u>+</u> 16	-	-	5
84	8038	PAL-101-B	Granito	343,0	99,6	0,78546	0,39	=	-	<u>=</u> 0	5
84	8039	PAL-101-C	Granito	328,6	93,8	0,78586	10,043	=	550 <u>+</u> 50	0,712	N. T.
85	8040	1059/197	Granito	308,4	133,1	0,76352	10,217	,. <del></del>	550 <u>+</u> 50	0,712	N.T.
84	8041	1059/198	Granito	227,5	64,3	0,70332	6,743	-	550 <u>+</u> 50	0,712	N.T.
69	8042	194/112	Granito	190,2	798,6	2000 Feb (2000) (2000)	10,333	*	550 <u>+</u> 50	0,712	N.T.
67	8043	194/115-A	Granito	193,2	332,1	0,71273	0,690		603 + 20	0,7068	N.T.
70	8044	1059/254	Granito	316,5	237,6	0,72298	1,686	P -	603 <u>+</u> 20	0,7068	N.T.
68	8045	1059/256	Granito	202,4		0,73818	3,867	_	603 + 20	0,7068	N.T.
			Grant (U	202,4	822,1	0,71270	0,713	=	603 + 20	0,7068	N.T.

<sup>\*</sup> fora dos domínios da área investigada

APENDICE 3 - DADOS ANALÍTICOS PB-PB PARA A ÁREA INVESTIGADA

							· Just 1			
Nº Ordem	Nº Campo	Rocha	Material	206/204	207/204	208/204	ldade Isocrônica (m.a.)	Ref.	Observações	
. 4	NO-10-B	Cnaisse	Feldsp.	20,362	16,461	39,236	2020 + 120	N.T.	Mul=9,217	
. 4	NO-10-B	Gnaisse	RIØ	23,872	16,909	42,637	2020 <u>+</u> 120	N.T.	Mul=9,217	
4	NO-10-D	Gnaisse	RTØ	21,711	16,553	45,469	2020 <u>+</u> 120	N.T.	$M_{\rm H}1=9.217$	
4	NO-10-E	Gnaisse	RTØ	22,666	16 . 816	40,433	2020 <u>+</u> 120	N.T.	Mul=9,217	
4	NO-10-H	Gnaisse	RTØ	23 ,286	16,773	43,349	2020 <u>+</u> 120	N.T.	Mul=9,217	
7	NO-12-A	Gnaisse	RTØ	19,424	16,324	42,503	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mul=9,048	
7	NO-12-D	Gnaisse	RTØ	19,104	16,241	42,802	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mul=9,048	
7	NO-12-F	Gnaisse	RTØ	17,260	15,856	40,597	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mp1=9,048	
7	NO-12-H	Gnaisse	RTØ	21,872	16,762	38,676	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mul=9,048	
7	NO-12-I	Gnaisse	RTØ	18,173	16,100	37,654	2780 <u>+</u> 100	N.T.	$M_{\rm P}1=9.048$	
7	NO-12-C	Gnaisse	RTØ	20,144	16,361 <sub>°</sub>	41,803	2780 + 100	N.T.	Mp.1=9,048	
7	NO-12-E	Gnaisse	RTØ	19,274	16,335	42,156	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mu1=9,048	
7	NO-12-G	Gnaisse	RTØ	17,693	15,898	44,592	2780 <u>+</u> 100	N.T.	Mul=9,048	
4	NO-11-A-2	Cnaisse	RTØ	24,742	16,957	39,780	2020 <u>+</u> 120	N.T.	$\mu = 9,217$	
4	NO-11-A-8	Gnaisse	RTØ	22,025	16,597	45,932	2020 + 120	N.T.	$\mu = 9,217$	
4	NO-11-A-13	Gnaisse	RTØ	23,067	16,805	39,749	2020 <u>+</u> 120	N.T.	u = 9,217	

APÊNDICE 4 - DADOS ANALÍTICOS U-PB PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Campo	Rocha	Material	207/235	206/238	Idade (m.a.)	Ref.
47	AP-0S-5	Charnockito	zìrcão	0,62462	0,07904	505 <u>+</u> 5	N.T.
47	AP-0S-5	Charnockito	zircão	0,54009	0.06823	505 <u>+</u> 5	N.T.
47	AP-0S-5	Charnockito	zircão	0,60737	0,07683	505 ± 5	N.T.
47	AP-05-5	Charnockito	zircão	0,58775	0,07445	505 <u>+</u> 5	N.T.
75	AP-0S-17	Gnaisse	zircão	0,71034	0,08702	590 <u>+</u> 28	N.T.
75	AP-0S-17	Gnaisse	zircão	0,66572	0,08259	590 <u>*</u> 28	Ň.T.
75	AP-0S-17	Gnaisse	zircão	0,65253	0,08004	, 590 <u>+</u> 28	N.T.
75	AP-0S-17	Gnaisse	zircão	0,62320	0,07477	590 <u>+</u> 28	N.T.

