**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**AS IDADES DAS ROCHAS E DOS EVENTOS
METAMÓRFICOS DA PORÇÃO SUDESTE DO
ESTADO DE SÃO PAULO E SUA EVOLUÇÃO
CRUSTAL**

Colombo Celso Gaeta Tassinari

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

**São Paulo
1988**

Aos meus pais João e Lina

À minha esposa Manuela

Às minhas filhas Fernanda e Juliana

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005759

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xix
AGRADECIMENTOS	xxi
 CAPÍTULO 1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS	 1
1.1. INTRODUÇÃO	2
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
1.3. METODOLOGIA	9
1.3.1. Rubídio-Estrôncio	11
1.3.2. Potássio-Argônio	13
1.3.3. Chumbo-Chumbo	14
1.3.4. Urânio-Chumbo	15
 CAPÍTULO 2 - UTILIZAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr e Pb COMO INDI- CADORES DE AMBIENTES FORMADORES DE ROCHAS . .	 16
2.1. INTRODUÇÃO	17
2.2. ISÓTOPOS DE Sr	18
2.3. ISÓTOPOS DE Pb	21
2.3.1. Modelo da Plumbotectônica	21
2.3.2. Utilização do Parâmetro ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)	28

CAPÍTULO 3 - TRABALHOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES	30
CAPÍTULO 4 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICA . .	38
4.1. INTRODUÇÃO	39
4.2. DOMÍNIO ITAPIRA-AMPARO	39
4.3. DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ	43
4.4. DOMÍNIO SÃO ROQUE	46
4.5. DOMÍNIO EMBÚ	48
4.6. DOMÍNIO COSTEIRO	50
4.7. GRANITÓIDES	52
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS: DISCUSSÕES E INTER PRETAÇÕES	60
5.1. INTRODUÇÃO	61
5.2. DOMÍNIO ITAPIRA-AMPARO	61
5.2.1. Rochas do Embasamento	62
5.2.2. Sequências Supracrustais	68
5.2.3. Complexo Granítico de Morungaba	73
5.3. DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ	79
5.3.1. Introdução	79
5.3.2. Rochas Granulíticas e Migmatíticas	83

	Pg.
5.3.3. Complexo Granítico Socorro	85
5.3.4. Granitóide de Nazaré Paulista	88
5.3.5. Maciço Granítico de Piracaia	90
5.3.6. Granitóide de Itu	92
5.3.7. Considerações sobre a Origem dos Granitóides com Base na Geoquímica Isotópica do Sr e Pb .	93
5.4. DOMÍNIO SÃO ROQUE	102
5.4.1. Rochas Metavulcânicas Ácidas	103
5.4.2. Rochas Anfibolíticas	106
5.4.2.1. Corpos Anfibolíticos de Jaraguá-Perus	107
5.4.2.2. Anfibolitos da Serra do Itaberaba . .	110
5.4.2.3. Anfibolitos da Região de Pirapora do Bom Jesus	112
5.4.2.4. Outros Corpos Anfibolíticos	113
5.4.3. Rochas Metaconglomeráticas	114
5.4.4. Rochas Gnáissicas	118
5.4.5. Granitóides Intrusivos	119
5.4.5.1. Granitóide de Cantareira	121
5.4.5.2. Granito do Tico-Tico	124
5.4.5.3. Granito de Perus	127
5.4.5.4. Granitóide do Morro Azul (Suite Imbi- ruçu)	128
5.4.5.5. Granito da Pedra Branca (Serra do Ita- beraba)	130
5.4.5.6. Granitóide do Moinho	131
5.4.6. Geoquímica Isotópica do Sr e do Pb dos Grani- tóis e Considerações sobre a Natureza de suas Fontes	132

	Pg.
5.5. DOMÍNIO EMBÚ	142
5.5.1. Embasamento Regional	143
5.5.2. Granitóides Pós-Tectônicos	155
5.5.2.1. Maciço Granítico Embú-Guaçu	155
5.5.2.2. Granitóide de Mogi das Cruzes	157
5.5.2.3. Maciços Graníticos de Mauá e Itaquera.	158
5.6. DOMÍNIO COSTEIRO	159
5.6.1. Terrenos Metamórficos	159
5.6.1.1. Migmatitos de Bertioga-Mogi das Cruzes	166
5.6.1.2. Conjunto Gnáissico-Migmatítico de Bois sucanga	168
5.6.1.3. Gnaiss Migmatítico de São Sebastião	170
5.6.1.4. Conjunto Gnáissico Migmatítico do Re- servatório de Paraibuna	173
5.6.2. Granitóides Pós-Tectônicos	174
5.6.2.1. Granitóide Natividade da Serra	175
5.6.2.2. Granitóide "Caragatatuba"	176
CAPÍTULO 6 - A CROSTA CONTINENTAL E EVOLUÇÃO CRUSTAL	181
6.1. EVOLUÇÃO CRONOLÓGICA DA CROSTA CONTINENTAL	182
6.2. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr e Pb COMPARATIVA ENTRE OS GRANITÓIDES INTRUSIVOS	195
6.3. TRANSECTA DA CROSTA CONTINENTAL	203

6.4. TAXAS DE ACREÇÃO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL DURANTE O PRÉ-CAMBRIANO	209
--	-----

6.5. MODELO DE EVOLUÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL PARA O PROTE ROZÓICO MÉDIO E SUPERIOR	211
--	-----

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES SOBRE AS METODOLOGIAS RADIOMÉTRI CAS UTILIZADAS	218
--	-----

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	221
--------------------------------------	-----

ANEXO 1	
---------	--

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Localização Geográfica da Área em Estudo	5
Figura 2 - Principais Topinímias da Área de Trabalho . . .	6
Figura 3 - Distribuição das Folhas Cartográficas na Escala 1:50.000 no Estado de São Paulo	7
Figura 4 - Principais Domínios Geomorfológicos da Área . .	10
Figura 5 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr em Função do Tempo Geológico	19
Figura 6 - Configuração Final dos Reservatórios Mostrando a Contribuição do Manto; Crosta Inferior e Supe- rior nas Orogêneses em Relação ao Modelo de Plum botectônica	22
Figura 7 - Campos de Ambientes Tectônicos Modernos em Rela- ção aos Isótopos de Chumbo	25
Figura 8 - Curvas de Evolução Isotópica do Pb geradas pelo Modelo da Plumbotectônica para o Manto, Orogê- se, Crosta Superior e Crosta Inferior.	27
Figura 9 - Distribuição Esquemática dos Domínios Geológico- Geotectônicos	40
Figura 10 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Ortognaisses da Suite Serra Negra	63
Figura 11 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Gnaisses do Embasamento a Noroeste de Itapira	64
Figura 12 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os granito-gnais- ses do Embasamento (Estrada Itapira-Lindóia) . .	65

Figura 13 - Diagrama de Mistura para os Migmatitos a Leste do Itapira	67
Figura 14 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Migmatitos situados a Leste de Itapira próximos ao Rio do Peixe	67
Figura 15 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para a Sequência Metassedimentar que ocorre a Leste de Itapira .	69
Figura 16 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os biotita hornblenda Gnaisses a Norte de Amparo	70
Figura 17 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Ortognaisses de São Gonçalo do Sapucaí.	71
Figura 18 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para as Rochas Metamórficas do Domínio Itapira-Amparo.	72
Figura 19 - Localização Esquemática dos Grupos de Amostras do Granito de Morungaba.	75
Figura 20 - Diagramas Isocrônicos Rb-Sr para os Diversos a e b Conjuntos do Complexo Granítico de Morungaba .	76/77
Figura 21 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para o Complexo Granítico de Morungaba	79
Figura 22 - Diagrama de Mistura de Isótopos de Sr para os Migmatitos de Atibaia	84
Figura 23 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Migmatitos de Atibaia	84
Figura 24 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para a Suite Intrusiva Salmão	87

	Pg.
Figura 25 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para a Suite Bragança Paulista	87
Figura 26 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para o Granitóide de Nazaré Paulista	89
Figura 27 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb para o Granito de Nazaré Paulista	90
Figura 28 - Diagrama Rb-Sr para o Maciço Intrusivo de Piracaia	91
Figura 29 - Diagramas Isocrônicos para o Maciço Granítico de Piracaia	91
Figura 30 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para a Porção Meridional do Granito de Itu.	93
Figura 31 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para os Granitóides do Domínio Piracaia-Jundiá.	95
Figura 32 - Diagramas de Plumbotectônica de Origem dos Granitóides	96
Figura 33a - Diagrama Isocrônico Pb-Pb para o Granitóide de Bragança Paulista	98
Figura 33b - Diagrama de Evolução do Pb Mostrando a Composição Isotópica do Granitóide em Relação aos Charnoquitos do Complexo Socorro.	98
Figura 34 - Diagrama Concórdia para Zircões provenientes dos Metariodacitos do Grupo São Roque	105
Figura 35 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Metariodacitos do Grupo São Roque	105

Figura 36 - Tratamento dos Dados K-Ar para o Corpo Anfibolítico do Jaraguá	109
Figura 37 - Tratamento dos Dados K-Ar para o Corpo Anfibolítico da Serra do Itaberaba	111
Figura 38 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Metaconglomerados do Grupo São Roque	116
Figura 39 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para os Seixos Granito-Gnáissico do Jaraguá e Gnaisses da Região de Igaratá	118
Figura 40 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para os Gnaisses da Região de Igaratá	120
Figura 41 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb para os Gnaisses de Igaratá	120
Figura 42 - Diagrama U-Pb Concórdia para o Maciço Granítico da Cantareira	123
Figura 43 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para o Maciço Granítico de Cantareira	123
Figura 44 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb para o Granitóide de Cantareira	125
Figura 45 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para o Granito Tico-Tico	126
Figura 46 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para o Maciço Granítico do Morro Azul (Suite Intrusiva Imbiruçu)	129
Figura 47 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb em Rocha Total para o Granitóide do Morro Azul	129

Figura 48 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb em Rocha Total para o Granitóide do Moinho	133
Figura 49 - Diagrama de Evolução Isotópica de Sr em Função do Tempo Geológico para os Granitóides do Domínio São Roque	134
Figura 50 - Diagramas de Evolução Isotópica de Pb segundo a e b Modelo da Plumbotectônica para os Granitóides do Domínio São Roque	137
Figura 51 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr Hipotética para o Granito de Cantareira	143
Figura 52 - Esquema dos Migmatitos Estromáticos de São José dos Campos	144
Figura 53 - Diagrama de Mistura para os Migmatitos do Embasamento do Domínio Embú	145
Figura 54 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os paleossomas dos Migmatitos do Embasamento do Domínio Embú .	146
Figura 55 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para Leucossomas dos Migmatitos do Embasamento do Domínio Embú . . .	147
Figura 56 - Diagrama Isocrônico Pb-Pb em Rocha Total para o Leucossoma do Migmatito do Embasamento Domínio Embú.	147
Figura 57 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para os Migmatitos do Embasamento do Domínio Embú . . .	149
Figura 58 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Xistos do Domínio Embú (Região de Embú-Guaçu-Parelheiros) .	150

Figura 59 - Diagrama Concórdia (U-Pb) para Zircões do Gnaise- se Blastomilonítico de Santa Izabel	154
Figura 60 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para o Gnaisse Blastomilonítico de Santa Izabel	154
Figura 61 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para o Granitóide de Embú-Guaçu	156
Figura 62 - Diagrama de Mistura para os Migmatitos de Bertio- ga-Mogi das Cruzes	167
Figura 63 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para os Migmatitos de Bertio-ga-Mogi das Cruzes	167
Figura 64 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para os Gnaisses Migmatíticos de Boissucanga	169
Figura 65 - Diagrama de Mistura para Isótopos de Sr para os Gnaisses Migmatíticos de Boissucanga	170
Figura 66 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Gnaisses Migma- títicos de Toque-Toque (São Sebastião)	171
Figura 67 - Diagrama de Mistura para Sr para o Gnaisse-Migma- títico do Reservatório de Paraibuna	172
Figura 68 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para o Gnaisse Migmatítico do Reservatório de Paraibuna	172
Figura 69 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr para o Granitóide Nati- vidade da Serra (Região Rio Fartura)	175
Figura 70 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em Rocha Total para o Granitóide de Caraguatatuba	177

Figura 71 - Diagrama de Evolução Isotópica de Sr para Rochas do Domínio Costeiro	178
Figura 72 - Distribuição no Tempo Geológico dos Principais <u>E</u> ventos Formadores de Rochas	185
Figura 73 - Distribuição das Idades de Formação dos Terrenos Metamórficos	186
Figura 74 - Distribuição das Idades de Formação dos Granitóides Intrusivos	187
Figura 75 - Histograma das Idades K-Ar nos Domínios da Área.	188
Figura 76 - Distribuição dos Valores de Razões Iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Período 2600-1900 M.a.	190
Figura 77 - Distribuição dos Valores de Razões Iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Período 1500-1000 M.a.	191
Figura 78 - Distribuição dos Valores de Razões Iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Período 1000-500 M.a.	192
Figura 79 - Diagrama de Evolução Isotópica do Sr para as Rochas Metamórficas dos Diferentes Domínios e as Composições Isotópicas Iniciais dos Respectivos Granitóides.	194
Figura 80 - Diagrama Esquemático da Variação da Composição Isotópica do Pb para os Granitóides.	198
Figura 81 - Diagrama Esquemático da Variação das Composições Isotópicas de Pb e Sr para os Granitóides . . .	199
Figura 82 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial para os granitóides	200

Figura 83 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr para Granitóides.	201
Figura 84 - Mapa das Curvas de Isovalores da Anomalia Ar Livre com os Principais Acidentes Geológicos .	204
Figura 85 - Mapa de Isoanomalias Bouguer.	205
Figura 86 - Perfis Diversos entre as Regiões de Amparo e São Sebastião	207
Figura 87 - Transecta da Crosta Continental entre as Re- giões de Amparo e São Sebastião	208
Figura 88 - Volumes de Geração de Rochas em Função do Tem- po Geológico para a Área em Estudo	210
Figura 89 - Curva de Acreção Continental Hipotética para a Porção Sudeste do Estado de São Paulo	211
Figura 90 - Modelo de Evolução Geotectônica Esquemático .	214
Figura 91 - Situação Geológica e Regime de Esforços a 500 M.a.	217

ÍNDICE DE TABELAS

	Pg.
Tabela 1 - Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para as Rochas do Domínio Itapira-Amparo	80
Tabela 2 - Dados Analíticos K-Ar para as rochas do Domínio Itapira-Amparo	82
Tabela 3 - Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para as Rochas do Domínio Piracaia-Jundiaí	100
Tabela 4 - Dados Analíticos K-Ar para Rochas do Domínio Piracaia-Jundiaí	101
Tabela 5 - Dados Analíticos Pb-Pb nos Granitóides do Domínio Piracaia-Jundiaí	101
Tabela 6 - Dados Analíticos U-Pb em Zircões para Rochas do Domínio São Roque	138
Tabela 7 - Dados Analíticos Rb-Sr para Rochas do Domínio São Roque	139
Tabela 8 - Dados Analíticos K-Ar para rochas do Domínio São Roque	140
Tabela 9 - Composição Isotópica de Pb das Rochas do Domínio São Roque	141
Tabela 10 - Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para Rochas do Domínio Embú	160
Tabela 11 - Dados Analíticos K-Ar para as Rochas do Domínio Embú	161

TABELA 12 - Análises Isotópicas Pb-Pb em Rocha Total para Rochas do Domínio Embú	162
TABELA 13 - Dados Analíticos U-Pb em Zircões de Rochas do Domínio Embú	162
TABELA 14 - Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o Complexo Embú	163
TABELA 15 - Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para Rochas do Domínio Costeiro	179
TABELA 16 - Dados Analíticos K-Ar para Rochas do Domínio Costeiro	180

RESUMO

Este trabalho foi realizado com o objetivo de se posicionar no tempo geológico as rochas e os eventos metamórficos das principais unidades pré-cambrianas da porção leste-sudeste do Estado de São Paulo, bem como, com base em estudos isotópicos de Sr e Pb caracterizar a evolução pré-cambriana da crosta continental nessa região. Para tanto, foram utilizadas análises radiométricas pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, U-Pb em zircões e K-Ar em concentrados separados de minerais.

A região de estudo é dividida em cinco terrenos alóctones separados por falhamentos transcorrentes e de empurrões, que são os seguintes:

- Domínio Itapira-Amparo: composto por núcleos de rochas migmatíticas e ortognáissicas e seqüências metavulcanossedimentares e metassedimentares.
- Domínio Piracaia-Jundiaí: Constituído por rochas migmatíticas e granulíticas relacionadas à formação de nappes.
- Domínio São Roque: trata-se de uma seqüência vulcanossedimentar de composição toleítica e de fundo oceânico com deposição predominantemente em ambiente de águas não profundas.
- Domínio Embú: composto de rochas migmatíticas associadas a seqüências supracrustais.
- Domínio Costeiro: constitui-se de terrenos metamórficos de médio a alto grau (gnaisses e migmatitos) e granitos com charnoquitos associados.

- O Domínio Itapira-Amparo teve seu primeiro fragmento crustal formado próximo a 3.4 b.a., um evento vinculado ao Arqueano tardio formador de ortognaisses em 2.6-2.5 b.a. e um processo geodinâmico formador de rochas importante, durante a orogénia transamazônica (2.2-1.9 b.a.) envolvendo componentes magmáticos originadas tanto da crosta continental como do manto superior. Além disso caracterizou-se também o desenvolvimento de se-

quências supracrustais principalmente em torno de 1.400 M.a., e durante o Proterozóico superior ocorreram processos de fusões parciais localizados da crosta continental.

- No Domínio Piracaia-Jundiaí a idade mais antiga caracterizada em rochas do embasamento foi a idade Pb-Pb em rocha total nos granulitos de Socorro, de 1.400 M.a. interpretado como a época de formação de tais rochas. Também neste domínio foi detectado um evento formador de rochas no Proterozóico Superior, entre 800 e 600 M.a. vinculado a migmatizações e formação de granitos.

- No Domínio São Roque, o pacote inferior da sequência vulcanossedimentar homônima começou a sua deposição em torno de 1.800 M.a., sofrendo metamorfismo próximo a 1.400 M.a. Após esta fase ocorreu, provavelmente nova sedimentação e posterior metamorfismo entre 800 e 700 M.a. e atividade granítica pós-tectônica dentro do intervalo de tempo 700-550 M.a.

- No âmbito do Domínio Embú foram caracterizados e ventos geodinâmicos formadores de rocha em 2.500, 1.500 e 750 M.a., sendo que o último registra a época sintectônica do tectonismo vinculado ao Proterozóico Superior. Os granitóides pós-tectônicos registraram idades entre 700 e 600 M.a. principalmente.

- No Domínio Costeiro, as rochas características da crosta inferior indicaram idades de formação de rochas entre 650 e 600 M.a., a partir de retrabalhamento de rochas pré-existent e as manifestações graníticas posteriores ocorreram próximo a 550 M.a.

- De uma forma geral os granitóides intrusivos nos cinco domínios decrescem em idades no sentido do Domínio Piracaia-Jundiaí para o Costeiro, conforme o rumo de NW para SE.

- As evidências e isotópicas de Sr e Pb sugerem que os granitóides intrusivos estudados da área em estudo são formados por processos de fusão parcial da crosta continental infe-

rior ou superior, não envolvendo em seus respectivos magmas parentais componentes significativos do manto superior.

Os estudos geocronológicos realizados, aliados às informações geológicas existentes nos permite estimar que os períodos de tempo principais formadores de rochas na área em estudo foram entre 1.5-1.3 Ga. e 0.75-0.55 Ga. Entretanto estes intervalos de tempo não correspondem aos principais períodos de formação de crosta continental, porque as orogenias do Proterozóico Médio e Superior envolveram predominantemente materiais reciclados da crosta continental.

ABSTRACT

Pb-Pb and Rb-Sr whole rock isotope systematics and U-Pb on zircons method analyses are reported for rocks from the southeastern part of São Paulo state. The isotopic studies on granitic intrusions, orthogneissic rocks and migmatitic terranes, in this area, provides an important indication of the age and nature of the continental crust.

This region include five major different allochthonous tectonic terranes separated by thrust and strike slip faults. These suspect terranes are:

- Amparo-Itapira Domain: Metasedimentary and metavolcanosedimentary sequences, which outcrop in the nucleus of the nappes, of the archaic orthogneissic and migmatitic rocks.
- Piracéia-Jundiá terrain: granulitic and migmatitic rocks related to the mass overthrusts.
- São Roque Domain: Mid-Proterozoic volcanosedimentary sequences, with tholeiitic composition of shallow-oceanic environment.
- Embu Terrain: Late Proterozoic supracrustal rocks associated with archaic and mid-proterozoic migmatitic terranes.
- Costeiro Domain: Late Proterozoic granites and migmatites with charnockitic rocks.

Approximately 300 Ar, Sr and Pb isotopic age determinations have been considered in this paper, categorized as to reliability and significance. The history revealed is episodic, with distribution patterns within episodes very well defined.

The observed geological history for each terrain are: the Amparo-Itapira domain has a history dating back to 3.4 Ga. and since 2.6 to 2.5 Ga. and 2.2 to 1.9 Ga. geodynamic episodes of crust-formation occurred involving both mantle-derived magmas and reworking of older material. Supracrustal sequences developed during the Mid-Proterozoic time (1.4 Ga.), and, in the

Late Proterozoic (-650 M.a.) minor crustal partial melting process occurred.

In the Piracaia-Jundiáí terrain, the granulitic rocks yielded Pb-Pb whole-rock age around 1.4 Ga. suggesting derivation from reworking of crustal material. Late Proterozoic ages were obtained for the migmatites and post-tectonic granites.

The metavolcanic-sedimentary sequences within the São Roque Geologic Domain developed during the time period 1.8 to 0.7 Ga. and comprise two metamorphic superimposed episodes (1.4 and 0.8 Ga.). The post-tectonic granitic activities occurred between 700-550 M.a. Within the Embu terrain, ancient protholite fragment was identified with an age at least 2.5 Ga. and two migmatization and granitization episodes were superimposed at 1.5 Ga. and 750 M.a. All the metamorphic rocks of the Costeiro Domain developed in the Late Proterozoic time, with syntectonic phase around 650 M.a. This geological process implies recycling of crustal material.

The 1.000 to 550 M.a. range has been obtained for the intrusives granitoids. Generally these rocks are progressive younging from the Amparo-Itapira Domain (1.000-850 M.a.) in the NW, towards to the Costeiro Terranes (550 M.a.) in the SW. The studied granitoids of this area have Pb and Sr isotopic compositions which indicate crustal sources: lower and upper crust or a mixture of upper plus lower crust.

The Sr and Pb isotopic evidences, which has been used as a petrogenetic indicator, together with the available geological information provide to estimated that the main periods of rock-formation episodes in this area occurred during the time-period 1.5-1.3 Ga. and 0.75-0.55 Ga.

Although the Mid and Late Proterozoic were a period of a large amount of rocks were formed in this area, they were not a major crust-forming period, because these rocks are mainly constituted by recycled continental crust.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho só pode ser realizado graças ao apoio e participação de diversas pessoas e instituições que forneceram as condições e os auxílios necessários ao empreendimento. Neste sentido o autor gostaria de externar os seus sinceros agradecimentos aos que se seguem:

Ao Prof.Dr. Koji Kawashita, orientador deste trabalho pela dedicação e cuidados distinguidos a essa pesquisa, principalmente à parte analítica, onde zelou pela qualidade dos dados aqui apresentados.

Ao Prof.Dr. Umberto G.Cordani, que co-orientou este trabalho, pelas críticas científicas e sugestões imprescindíveis para a realização do mesmo.

Aos Profs.Drs. Miguel A.S.Basei e Mario C. Campos Neto pelo auxílio prestado nas etapas de campo e coleta de amostras, bem como, pelas inúmeras discussões científicas mantidas sobre a geologia da região em estudo.

Aos colegas do CPGeo; Geólogo Oswaldo Siga Jr. (IBGE) e Prof.Dr. Wilson Teixeira pelas discussões mantidas sobre a interpretação dos dados conseguidos, que muito auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

Aos Profs.Drs. Benjamim B.de Brito Neves, Georg R. Sadowski, Mario C.H.Figueiredo, Magda Bergmann, pela colaboração recebida durante a pesquisa.

Aos Profs.Drs. P.N.Taylor e S.Moorbath e ao técnico Roy Goodwin do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Oxford que muito nos ajudaram, durante a nossa permanência naquele laboratório, na obtenção das análises isotópicas de Pb e na interpretação dos resultados obtidos.

Ao Prof.Dr. R.Van Schmus do Departamento de Geologia da Universidade de Kansas (EUA), que realizou as análises U-Pb em zircões.

Ao colega R.M.G. de Montalvão (in memorian) pelo incentivo e ajuda nas primeiras etapas de campo deste projeto.

A Profa.Dra. Marta M.S.Mantovani pelas discussões mantidas sobre interpretações das composições isotópicas de Pb e Sr e pelo empréstimo de mapas gravimétricos da área, muito importantes para o bom desenvolvimento do trabalho.

A Profa.Dra. Naomi Ussami pelo auxílio na interpretação dos perfis gravimétricos que muito auxiliaram na confecção da Transecta da região em estudo.

Ao corpo técnico do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGUSP, composto pelos técnicos José Roberto de Medeiros, Décio D.Rosas, Margarida Martins, Elmano Gouveia de Almeida, Liliane Petronilho, Helen, Ivone e Mitzi Sonoki, Jorge Gouveia de Almeida e Kei Sato, que muito auxiliaram na confecção das análises geocronológicas Rb-Sr e K-Ar, um agradecimento muito especial.

Ao Sr. Claudio Comerlatti, Assistente Técnico Administrativo e a Sra. Elizete C.A.Santos, Secretária do CPGeo pela ajuda administrativa obtida no desenvolvimento do trabalho.

A Sra. Claudete Salinas pela datilografia, bem como pela inestimável ajuda na fase de montagem e diagramação do texto final do trabalho.

A equipe de desenho do IGUSP, Sta. Itacy Kroehner e Sr. Rodrigo Juan Vascon, não só pela confecção dos desenhos, mas, também, pelas sugestões de torná-los mais ilustrativos.

Ao setor gráfico do IGUSP chefiado pelo Sr. Jaime Alves da Silva e ao setor de laminação chefiado pelo Sr. Claudio Hopp, pela ajuda recebida.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq), que fa cultou-nos durante o transcorrer dos estudos uma bolsa de pesquisa, bem como nos permitiu o estágio na Universidade de Oxford, este último através de acordo com British Council, o qual também agradecemos.

À Sigma Xi, The Scientific Research Society pelo auxílio financeiro para a confecção parcial da pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que concedeu-nos um auxílio de viagem ao exterior, que foi importante na formação científica do autor.

À Coordenadoria de Atividades Culturais (CODAC) da Reitoria da Universidade de São Paulo, os nossos agradecimentos pelo custeio dos trabalhos datilográficos.

CAPÍTULO I
CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1. INTRODUÇÃO

O autor iniciou-se nas pesquisas geocronológicas em janeiro de 1976, quando contratado pelo Projeto Radar da Amazônia (RADAM), posteriormente denominado do Projeto RADAMBRASIL, com a finalidade de participar do programa de apoio geocronológico aos mapeamentos geológicos regionais na escala ao milionêsimo realizados pelo Projeto nas regiões Amazônica e Centro- Oeste do Brasil. Para tal empreendimento o autor começou a participar das atividades de pesquisa, nos Laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, como também dos trabalhos de campo realizados pelo referido projeto até julho de 1984, quando, então, foi contratado em tempo integral como Professor Assistente do Departamento de Geologia Geral do IGUSP.

Neste período o autor acumulou experiência suficiente na aplicação da geocronologia em mapeamentos de áreas pré-cambrianas, com a finalidade de estabelecer a estratigrafia dessas rochas, bem como a evolução crustal das regiões estudadas. Neste sentido o autor considera-se apto a desenvolver o trabalho proposto.

A tendência de se aplicar estudos geocronológicos, envolvendo tanto cálculo de idades como estudos de evolução isotópica de Sr, nos trabalhos de mapeamento geológico regional no Brasil, começou no início da década de 1970 com o então Projeto RADAM, na região amazônica e depois estendido para todo o território nacional através do Projeto RADAMBRASIL. Posteriormente a Secretaria de Minas do Estado da Bahia aplicou esta ferramenta nos programas de mapeamento geológico daquele Estado. A aplicação desta ferramenta deveu-se ao crescimento da importância da geocronologia no estabelecimento da estratigrafia em áreas pré-cambrianas polimetamórficas e policíclicas, como também na determinação da fonte dos magmas parentais das rochas ígneas e ortometamórficas e dos ambientes tectônicos formadores de rochas.

Este trabalho foi realizado com o objetivo maior de se posicionar no tempo geológico a evolução metamórfica das principais unidades pré-cambrianas da porção leste-sudeste do Estado de São Paulo, estabelecer as idades das diversas rochas que constituem a área e, com base em estudos isotópicos de Sr e Pb caracterizar a evolução da crosta continental nessa região durante o pré-Cambriano.

Para atingir tais objetivos contou-se com o apoio do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, do Laboratório de Geologia Isotópica do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Oxford (Inglaterra), onde o autor realizou um estágio em 1983, e do Laboratório de Geocronologia do Departamento de Geologia da Universidade de Kansas nos Estados Unidos da América. Além do apoio laboratorial foi muito importante para a confecção deste trabalho o desenvolvimento do conhecimento geológico do pré-Cambriano do Estado de São Paulo ocorrido nos últimos anos.

A parte sudeste do Estado de São Paulo tem sido objeto de vários estudos geológicos de detalhe, principalmente após o início do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (Pró-Minério), que propiciou o mapeamento geológico de várias folhas na escala 1:50.000, executado por diversas empresas e instituições do Estado, que geraram uma quantidade apreciável de trabalhos científicos que contribuíram de uma forma marcante para o avanço no nível do conhecimento geológico das áreas estudadas. Entretanto, ao contrário de outras regiões do Brasil, os estudos geocronológicos não acompanharam essa evolução científica, sendo clara a necessidade de estudos isotópicos de detalhe para complementar os trabalhos geológicos já realizados.

Justamente com o objetivo de preencher essa lacuna geocronológica, pelo menos parcialmente, com análises isotópicas pelas metodologias Rb-Sr em rocha total, Pb-Pb em rocha total, U-Pb em zircões e K-Ar em concentrados de minerais separados, foi concebido este trabalho.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área abrangida pelo presente trabalho situa-se na porção sudeste do Estado de São Paulo, estando incluída dentro do polígono formado pelos meridianos de longitude oeste $47^{\circ}30'$ e $45^{\circ}25'$ e pelos paralelos de latitude sul $22^{\circ}30'$ e $24^{\circ}00'$ (Figuras 1 e 2). As toponímias da área, incluindo as principais cidades, estradas e drenagens estão representadas na figura 2.

Em termos cartográficos a região em estudo está incorporada na folha ao milionésimo SF-23-24 Rio de Janeiro/Vitória e abrange totalmente ou parcialmente as seguintes folhas plani-altimétricas na escala 1:50.000, cuja distribuição geográfica encontra-se na figura 3:

1-SF-23-YC-V-3	- Jurupará
2-SF-23-YC-V-4	- Juquitiba
3-SF-23-YC-VI-3	- Embu Guaçu
4-SF-23-YC-VI-4	- Riacho Grande
5-SF-23-YD-IV-3	- Santos
6-SF-23-YD-IV-4	- Bertioga
7-SF-23-YD-V-3	- Ilha Monte do Trigo
8-SF-23-YD-V-4	- Maresias
9-SF-23-YD-V-2	- Pico do Papagaio
10-SF-23-YD-V-1	- Salesópolis
11-SF-23-YD-IV-2	- Mogi das Cruzes
12-SF-23-YD-IV-1	- Suzano
13-SF-23-YC-VI-2	- São Paulo
14-SF-23-YC-VI-1	- Itapeccerica da Serra
15-SF-23-YC-V-2	- São Roque
16-SF-23-YC-V-1	- Sorocaba

Fig. 1—LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA EM ESTUDO

Fig. 3- DISTRIBUIÇÃO DAS FOLHAS CARTOGRÁFICAS NA ESCALA 1:50000
NO ESTADO DE SÃO PAULO

17-SF-23-YD-II-1 - Paraibuna
18-SF-23-YD-II-3 - Jacareí
19-SF-23-YD-I-4 - Santa Izabel
20-SF-23-YD-I-3 - Itaquaquetuba
21-SF-23-YC-III-4 - Guarulhos
22-SF-23-YC-III-3 - Santana do Parnaíba
23-SF-23-YC-II-4 - Cabreúva
24-SF-23-YC-II-3 - Itu
25-SF-23-YD-II-2 - Taubaté
26-SF-23-YD-II-1 - São José dos Campos
27-SF-23-YD-I-2 - Igaratá
28-SF-23-YD-I-1 - Piracaia
29-SF-23-YC-III-1 - Atibaia
30-SF-23-YC-III-1 - Jundiaí
31-SF-23-YC-II-2 - Indaiatuba
32-SF-23-YC-II-1 - Salto
33-SF-23-YA-VI-4 - Bragança Paulista
34-SF-23-YA-VI-3 - Valinhos
35-SF-23-YA-V-4 - Campinas
36-SF-23-YA-V-3 - Americana
37-SF-23-YA-VI-2 - Socorro
38-SF-23-YA-VI-1 - Amparo
39-SF-23-YA-V-2 - Cosmópolis
40-SF-23-YA-V-1 - Limeira
41-SF-23-YA-III-4 - Águas de Lindóia
42-SF-23-YA-III-3 - Mogi Guaçu
43-SF-23-YA-II-4 - Conchal
44-SF-23-YA-II-3 - Araras

O acesso para a área e no seu interior é facilitado pelo grande número de rodovias, estradas secundárias e vicinais que seccionam toda a região. A drenagem é constituída principalmente pelos rios Tietê, Paraíba, Sorocaba, Atibaia e Jaguari, estes dois últimos afluentes do rio Piracicaba e também pelos reservatórios de Guarapiranga, Billings, Jaguari, Santa Branca, Paraitinga, Paraibuna e Ponte Nova.

Geomorfologicamente a região em estudo inclui seis domínios distintos conforme Gatto et al. (1983), que são a saber: Escarpas e Reversos da Serra do Mar, Planalto de Amparo, Mantiqueira Meridional, Planalto de Paranapiacaba, Depressão Paulista e Vale do Paraíba do Sul. A distribuição geográfica destes domínios encontra-se esquematizada na figura 4.

1.3. METODOLOGIA DOS TRABALHOS

A metodologia seguida pelo autor para a confecção deste trabalho consistiu de três fases distintas. Na primeira foi realizado o levantamento das informações geológicas e geocronológicas disponíveis na literatura para a área em estudo, com a finalidade de se estabelecer os alvos para os estudos radiométricos. A segunda fase consistiu de trabalhos de campo visando a coleta de amostras para as datações e na terceira fase foram realizadas as análises radiométricas e a interpretação dos resultados em diagramas apropriados em conjunto com os dados pré-existent.

Em termos de coleta para processamento geocronológico, foram obtidas várias amostras por afloramento com peso aproximado de 1 a 2 kg cada, que não apresentavam alteração intempérica a vista. Para tanto, preferencialmente, coletou-se amostras em pedreiras, onde as exposições eram melhores.

A preparação das amostras seguiu a rotina estabelecida para cada metodologia radiométrica a ser empregada, ou se

Fig. 4 - PRINCIPAIS DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA
(simplificado de Gatto et. al.; - 1983)

ja britagem e quarteação dos exemplares para todas as metodologias, pulverização em moinho de bolas com cápsulas revestidas de Mo para as amostras a serem datadas em rocha total por Rb-Sr e Pb-Pb. Para as amostras datadas pelo método K-Ar, foram separados concentrados minerais (biotitas, plagioclásios e anfibólios) nas granulações 60/100 mesh e 100/150 mesh. Algumas amostras contudo, pela impossibilidade de separação de minerais, foram analisadas em rocha total, na granulação 35/60 mesh. Por fim para as amostras datadas pelo método U-Pb, foram separadas várias frações com granulações entre 100 a 200 mesh, com grau de magnetismo distinto.

1.3.1. Rubídio-Estrôncio

A maior parte das análises geocronológicas realizadas neste trabalho foram pela metodologia Rb-Sr, e o conjunto total dessas análises foram realizados no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP.

A seleção de amostras a serem datadas foi realizada com base na relação Rb/Sr, sendo escolhidas as amostras cogenéticas que apresentaram os valores mais diferentes entre si, com a finalidade de se obter uma boa distribuição espacial nos diagramas isocrônicos.

A dosagem de Rb e Sr foi efetuada por fluorescência de Raios X, utilizando-se de um aparelho Philips com tubo de molibdênio ou tungstênio, e com padrões de referência PCC-1, GSP-1 e DTS-1. Para as amostras selecionadas efetuaram-se dosagens quantitativas com correções de background. Para os valores situados dentro do intervalo 500 e 50 ppm, os erros estimados são da ordem de 2%. Para os valores fora deste intervalo o erro é maior e por isto não utiliza-se este método de dosagem e sim a técnica da diluição isotópica, com spikes enriquecidos em Rb^{87} e Sr^{87} , conforme as técnicas descritas em Kawashita (1972).

Após esta fase as amostras são atacadas quimicamente em cadinhos de teflon, com HF e HClO₄ a quente durante 12 horas. Após a liberação dos elementos químicos da amostra, o Rb e o Sr são separados por passagens da solução em colunas com resinas do tipo Dowex 50w-X8, 200 a 400 meshes em meio clorídrico. As análises espectrométricas foram obtidas a partir da deposição em monofilamento e com a adição de H₃PO₄, utilizando-se de um aparelho Varian MAT, tipo TH-5 de fonte sólida, cujas características encontram-se descritas em Torquato (1974), sendo que foi modificado a partir de 1983, onde foi acoplado "on line" ao microcomputador HP-9825 B conforme discutido em Kawashita et al. (1983).

Os valores da razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ foram normalizados para a relação Sr⁸⁶/Sr⁸⁸ = 0,1194, as demais constantes utilizadas nos cálculos das idades são aquelas recomendadas por Steiger e Jäger (1977):

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

Para os cálculos de diluição isotópica utilizou-se

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2,5926 \pm 0,0037$$

Os valores obtidos de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ nos padrões internacionais NBS-1 e Eimer Amend no período em que as análises espectrométricas foram realizadas são os seguintes:

NBS - 987 (SrN)

Eimer Amend

0,71024 ± 0,00024	Y _I = 0,70809 ± 0,00070
0,71030 ± 0,00012	Y _{II} = 0,70836 ± 0,00069
0,71015 ± 0,00018	Y _I = 0,70834 ± 0,00134
0,71030 ± 0,00018	Y _{II} = 0,70833 ± 0,00080
0,71029 ± 0,00021	Y _I = 0,70806 ± 0,00053
0,71020 ± 0,00013	Y _{II} = 0,70798 ± 0,00041
	Y _I = 0,70773 ± 0,00086
	Y _{II} = 0,70813 ± 0,00056

1.3.3. Chumbo-Chumbo

As análises isotópicas por essa metodologia foram realizadas no Age Laboratory do Department of Earth Science da Universidade de Oxford sob a coordenação dos Profs. S. Moorbath e P.N. Taylor em junho de 1983, durante estágio do autor nesse laboratório. As amostras foram analisadas em rocha total e em concentrados de feldspatos.

Cerca de 0,2 gramas de amostras são atacadas em bombas de Teflon com HF concentrado. A separação do Pb nas amostras de rocha total foi feita através do método da eletrodeposição dupla, descrito por Arden e Gale (1974), com posterior deposição a mostral em monofilamento de Rênio, empregando-se H_3PO_4 e sílica gel. Já para as amostras de feldspatos e algumas em rocha total, realizadas nos anos de 1985 e 1986, a separação do Pb foi feita em microcolunas de Teflon com resina aniônica AG 1X8, em meio bromídrico.

As medidas isotópicas de Pb foram obtidas em espectrômetro de massa automatizado de fonte sólida, VG isomass 54 E. As técnicas de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos de idades, encontram-se descritos em Taylor et al. (1980).

Os parâmetros utilizados nos cálculos foram:

$$\lambda^{238}U = 0,155125 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda^{235}U = 0,98485 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$^{238}U/^{235}U = 137,88$$

$$\text{Idade da Terra} = 4,57 \times 10^9 \text{ anos}$$

Composição Isotópica do Pb primordial na Troilita Canyon Diabla:

$$^{206}Pb/^{204}Pb = 9,307$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10,294$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29,476$$

1.3.4. Urânio-Chumbo

As análises U-Pb foram realizadas em concentrados de zircão nos Laboratórios de Geocronologia da Universidade de Kansas (EUA), sob a coordenação do Prof. R. Van Schmus, segundo as normas de rotina daquele laboratório. A separação dos concentrados de zircões foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, através de separador eletromagnético tipo Frantz e meios densos, com Bromofórmio e Iodeto de Metileno.

As constantes utilizadas de decaimento foram as recomendadas por Steiger e Jägger (1977):

$$\lambda_{(\text{U}^{238})} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{(\text{U}^{235})} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

CAPÍTULO 2

UTILIZAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr e Pb COMO INDICADORES DE FONTES DE MAGMAS

2.1. INTRODUÇÃO

Atualmente tem sido muito grande a utilização dos isótopos de Sr, Pb e Nd como traçadores petrogenéticos, e indicadores indiretos de ambientes tectônicos formadores de rochas. Isto pode ser feito principalmente através de estudos sobre a geoquímica isotópica desses elementos em conjuntos de rochas ígneas ou ortometamórficas.

Taylor et al. (1984) caracterizam os seguintes processos e mecanismos principais para a formação de magmas possíveis de serem diferenciados através de estudos isotópicos:

- fusão parcial de materiais do manto superior e/ou crosta básica oceânica;
- cristalização e diferenciação por fracionamento de magmas derivados do manto superior e/ou crosta básica;
- fusão parcial da crosta continental;
- assimilação pelo magma de componentes crustais enriquecidos em elementos incompatíveis.

Os isótopos de Sr, largamente utilizados no Brasil, através das determinações da composição inicial Sr^{87}/Sr^{86} de um dado conjunto de rochas cogenéticas, conseguem distinguir claramente se um magma foi formado a partir de fusão parcial da crosta continental superior ou derivou-se diretamente do manto superior ou de fusão parcial da crosta granulítica inferior empobrecida em Rb, não podendo, entretanto, se diferenciar entre os dois últimos processos. Estudos petrogenéticos têm demonstrado que rochas granulíticas que sofreram severa perda de U e Rb durante os processos metamórficos, se fundidas hoje, produziriam magmas com baixos valores da razão Sr^{87}/Sr^{86} , da ordem de 0,703 a 0,705, não claramente distintos dos valores atuais obtidos para o manto superior (Taylor et al., 1984).

Ao contrário do sistema Rb-Sr, o comportamento geoquímico de U, Th e Pb na crosta continental inferior é claramente distinto do manto superior, onde a razão U/Pb é maior, de tal modo que a evolução isotópica do Pb radiogênico na crosta inferior é severamente retardada em relação ao manto. Devido a esta distribuição preferencial é possível, utilizando-se os isótopos de Pb, distinguir uma fonte magmática entre manto superior e crosta granulítica inferior, ~~distinção~~ esta, realizada através da determinação do parâmetro U^{204} , denominado de valor de μ_1 .

2.2. ISÓTOPOS DE Sr

Os isótopos de Sr são utilizados como indicadores de fontes magmáticas através dos valores das razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas para conjuntos de rochas ígneas ou ortometamórficas. Tais razões serão subseqüentemente denominadas por r.i..

O manto superior apresenta-se empobrecido em Rb em relação à crosta continental superior, o que implica numa evolução da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais retardada neste ambiente. Desta maneira magmas provenientes por diferenciação direta do manto superior possuem valores de r.i. bem mais baixos (da ordem de 0,701 a 0,7030), do que os magmas gerados por fusão parcial da crosta continental superior, que geralmente apresentam valores de r.i. maiores que 0,708.

No diagrama da Figura 5, razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ em função do tempo geológico, aparecem os campos relativos ao manto superior e crosta continental e a linha de evolução do Sr para a Terra como um todo. Neste diagrama a evolução da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ no manto é representado por um campo e não por uma reta, devido ao fato do manto ser muito heterogêneo, apresentando zonas de composição isotópicas de Sr distintas. Neste diagrama a linha evolutiva A representa uma rocha formada no final do Proterozóico Inferior a partir de diferenciação do manto superior. A linha evolutiva B representa uma rocha formada por fusão parcial da crosta con

tinental em 1.000 Ma. Cabe notar que o ponto M situa-se sobre a linha A, sugerindo que a rocha A se fundiu para formar a rocha B. A regressão da linha B, quando intercepta a reta de evolução do Sr para a Terra total, sugere uma idade mínima para a crosta que foi fundida para formar a rocha B, no caso 1,3 Ga., e a idade real desta crosta seria da ordem de 2,0 Ga. Isto deve-se ao fato de que magma gerado por processos de diferenciação sempre irão fornecer curvas de evolução isotópica mais inclinadas que o material que lhe deu origem, tendo em vista que o novo magma será mais enriquecido em ^{87}Sr .

Fig. 5 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr EM FUNÇÃO DO TEMPO GEOLÓGICO (Faure, 1977 mod.)

Apesar dos isótopos de Sr se mostrarem eficientes para indicar materiais derivados por fusão parcial da crosta continental superior não se consegue, utilizando-se apenas tais isótopos, diferenciar materiais provenientes do manto superior, daqueles derivados por fusão parcial da crosta continental profunda do facies granulito empobrecida em Rb, que usualmente apresenta uma razão Rb/Sr menor que 0,04, similar à do manto superior (Moorbath e Taylor, 1981). Portanto materiais formados a partir destas

fontes possuem r.i. similares. Por exemplo os granulitos de Lewisian, datados em 2,9 - 2,7 Ga., que ocorrem na porção nor-oriental da Escócia, apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atuais no intervalo 0,7034 ($\text{Rb}/\text{Sr} = 0,003 - 0,010$) conforme Chapman (1978). Caso estes granulitos fossem fundidos hoje, resultariam magmas com r.i.s no mesmo intervalo encontrado para rochas derivadas do manto no presente. Neste caso os isótopos de Sr não distinguiriam entre essas duas fontes magmáticas, embora seja improvável em bases petrológicas e geoquímicas, explicar a produção de grandes quantidades de magmas calco-alcalinos a partir de fusão de crosta continental profunda, empobrecida, seca e estéril geoquimicamente (Moorbath e Taylor, 1981).

Outro fator complicante nas interpretações geológicas de r.i.s, especialmente aquelas situadas dentro do intervalo 0,704 - 0,708, é que muitas vezes magmas mantélicos podem sofrer misturas com magmas crustais, ou então contaminação crustal seletiva, por meio de elementos geoquimicamente incompatíveis derivados da crosta continental mais antiga e espessa. Tal fato é exemplificado nas rochas vulcânicas calco-alcalinas do sul do Peru e norte do Chile, onde as r.i.s situam-se entre 0,705 e 0,708. Conforme Briquieu e Lancelot (1979) esses valores de r.i.s seriam devido a contaminação de ^{87}Sr sofrida pelo magma calco-alcalino ao atravessar a crosta continental espessa da ordem de 70 km. Nas regiões onde a crosta possui espessuras normais, da ordem de 30 km, a contaminação é menor.

Outro fator a ser considerado é que as r.i.s medidas em conjuntos de rochas ígneas ou ortometamórficas não são obrigatoriamente iguais dentro do erro analítico, aos valores de suas regiões fonte no manto superior, porque pode ocorrer um intervalo de tempo significativo entre a diferenciação do magma do manto superior e o fechamento final dos sistemas Rb-Sr dos conjuntos datados, o que implicaria num incremento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Portanto para auxiliar na interpretação geológica das r.i.s, estudos dos isótopos de Pb se fazem necessários.

2.3. ISÓTOPOS DE Pb

Os isótopos de Pb podem ser utilizados como indicadores de fontes magmáticas de rochas ígneas ou ortometamórficas a través da determinação do parâmetro $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, obtido por meio de diagramas isocrônicos Pb-Pb em rocha total, ou então através da aplicação do modelo da plumbotectônica a partir das medições das composições isotópicas do Pb em feldspatos de rochas ígneas, que não incluem U em seus respectivos retículos cristalinos.

2.3.1. Modelo da Plumbotectônica

Para descrever as variações nas composições isotópicas de Pb, principalmente em granitóides, pode-se utilizar o modelo da Plumbotectônica desenvolvido por Doe e Zartman (1979), Zartman e Doe (1981) e Zartman (1984).

Sob o ponto de vista da "Plumbotectônica" a Terra pode ser subdividida em três grandes reservatórios heterogêneos, que possuem apreciável quantidade de U, Th e Pb e suficiente longevidade para suportarem vários ciclos tectônicos. Esses reservatórios são a saber: manto superior, crosta continental inferior e crosta continental superior.

O manto superior exibe um claro retardamento na evolução isotópica do Pb em relação à crosta continental como um todo, o que exige um certo grau de isolamento entre esses dois grandes sistemas. Entretanto, analisando-se os três reservatórios separadamente, pode ser notado que no manto superior a relação U-Pb é intermediária sendo o Pb radiogênico predominante, na crosta inferior a relação U-Pb é baixa, sendo que o Pb principal é o não radiogênico, e finalmente a crosta superior, enriquecida em U, possui uma alta razão U/Pb, predominando o Pb radiogênico. As análises isotópicas do Pb, em conjunto com os dados relativos às concentrações de U e Pb, indicam que as relações U/Pb na crosta continental profunda são 5 a 10 vezes mais baixas que no manto supe-

rior.

Dentro do contexto da Plumbotectônica podemos definir orogênese como sendo uma transferência de material entre os três grandes reservatórios terrestres, durante a qual Pb, U e Th são extraídos de cada reservatório e ingressam no sistema orogênico, causando, uma mistura química e isotópica, redistribuindo esses elementos na crosta superior e inferior neoformada e no manto. Este processo é esquematizado na figura 6, extraída de Doe e Zartman (1979), que mostra a configuração final dos reservatórios em função das orogêneses, onde as setas representam o transporte de material dentro de uma orogênese durante o último ciclo tectônico, o qual produziu o bloco pontilhado de crosta neoformada.

Fig. 6 - CONFIGURAÇÃO FINAL DOS RESERVATÓRIOS MOSTRANDO A CONTRIBUIÇÃO DO MANTO; CROSTA INF. e SUP. NAS OROGENESES EM RELAÇÃO AO MODELO DE PLUMBO-TECTÔNICA (Doe e Zartman, 1979)

As diferenças isotópicas, relativas a U, Th e Pb, que existem entre o manto, crosta superior e crosta inferior, surgidas pelo decaimento radioativo durante os períodos de isolamento entre um reservatório e outro, tendem a diminuir com o tempo durante os sucessivos eventos geodinâmicos, quando então ocorrem comunicações entre os reservatórios. Portanto, com a ocorrência de futuras orogêneses as composições isotópicas de Pb, Th e U no manto e nas crostas inferior e superior tendem a se homogeneizar.

Armstrong (1968) iniciou a aplicação dos conceitos da tectônica de placas para explicar a evolução isotópica do Pb. Nesta evolução estabeleceu-se inicialmente que todo o resíduo de matéria no manto, do qual o primeiro segmento crustal foi formado, foi criado há 4,0 bilhões de anos atrás, e a partir daí o manto e esta crosta primitiva contribuíram para a formação de novas crostas continentais durante as orogêneses sucessivas.

Durante todos os episódios geodinâmicos subsequentes, alguma quantidade de crosta inferior e superior são produzidas, e a quantidade de crosta remanescente depois de cada orogêneses será aquela fração que escapou da destruição para a formação de nova crosta.

No modelo de Plumbotectônica estabelecido por Doe e Zartman (1979) a orogêneses deve ser encarada como um evento instantâneo, ou seja, o decaimento radioativo ocorre somente no material contido no reservatório e não durante a transferência desse material.

Neste modelo o termo crosta é relativo apenas à crosta continental e não a crosta oceânica, que não possui "status" de reservatório, embora a sua contribuição para uma orogêneses possa ser importante. Com relação ao manto, evidências geoquímicas e geofísicas sugerem que somente a porção superior do manto (até 500 km) participa ativamente dos processos geodinâmicos, portanto a definição de manto para os modelos de Plumbotectônica será restrita a esta zona.

O modelo foi originariamente desenvolvido para explicar os fenômenos de partição complementar de Pb, Th e U entre os segmentos neoformados de crosta continental inferior e superior. Dentro deste contexto o manto se comportaria como um reservatório uniforme, não necessitando ter uma relação U/Pb muito diferente da crosta total. Entretanto, a partir de estudos da composição isotópica do MORB e de várias rochas vulcânicas de ilhas oceânicas, sabemos que existe uma variabilidade considerável na composição isotópica do Pb proveniente do manto, o que implica em admitir que a contribuição do manto nas orogêneses em termos de Pb é muito importante. Por assim ser o manto hoje, é considerado dentro dos modelos de Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981) como participante ativo nos processos de partição dos isótopos de Pb.

Através dos estudos das relações isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pode-se estimar os diversos ambientes geológicos de formação de rochas, tendo em vista que esses ambientes apresentam composições isotópicas características e distintas entre si, cujas diferenças parecem ter persistido durante todo o Fanerozóico e possivelmente o Proterozóico.

Doe e Zartman (1979) e Zartman e Doe (1981) elaboraram diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde são individualizados campos para os seguintes ambientes tectônicos: crosta inferior, crosta superior, arcos maduros, ilhas oceânicas e cadeias meso-oceânicas (MORB) (Figura 7). Nesta figura podemos notar que a composição isotópica do Pb para o manto mostra uma heterogeneidade muito grande entre a composição do MORB e das ilhas vulcânicas oceânicas. Portanto, a composição isotópica de um novo segmento de crosta continental formado dentro de uma orogênese depende fundamentalmente, além do reservatório principal contribuinte, também do processo tectônico atuante, assim por exemplo, caso essa contribuição seja dominada pela crosta oceânica em subducção, nós devemos esperar uma composição similar ao MORB principalmente.

Fig. 7 - CAMPOS DE AMBIENTES TECTÔNICOS MODERNOS EM
RELAÇÃO AOS ISÓTOPOS DE CHUMBO (Zartman e Doe, 1981)

No caso de rochas vulcânicas de ilhas oceânicas, cuja composição isotópica de Pb são similares a outras fontes do manto que não o MORB, segundo Zartman e Doe (1981) representam em verdade, misturas de MORB e material continental envolvido dentro do ambiente orogênico. De acordo com esse princípio, arcos magmáticos primitivos distantes das zonas continentais devem possuir uma composição isotópica de Pb mais próxima da composição do MORB, ao passo que arcos magmáticos mais maduros, situados nas áreas adjacentes aos continentes contêm significantes proporções de Pb provenientes destes continentes. Isto é, exemplificado na região de Serra Nevada por De Paolo (1980).

Devido aos fatos descritos acima, podemos notar na figura 7 que o campo dos arcos magmáticos maduros coincidem parcialmente aos campos relativos à crosta continental cratonizada.

Com relação à crosta continental superior a composição isotópica do Pb normalmente apresenta valores altos para as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 15,8, e também para as relações $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, geralmente acima de 18,5. Essas relações devem-se ao fato de que esta porção crustal foi derivada de magmas com uma componente importante de Pb proveniente de material erodido dos continentes, ou de magmas contaminados pelo Pb da crosta.

Na figura 8 estão representadas curvas de evolução dos isótopos de Pb para o manto, crosta superior, crosta inferior e ambiente orogênico. Nestas curvas a evolução isotópica do Pb na Terra é simulada por uma modelagem de crescimento de crosta continental através do tempo geológico em séries de orogenias a cada intervalo de 400 m.a. (efetivamente um quasi-contínuo processo de formação de crosta continental), e estas orogenias seriam os meios pelos quais ocorreriam os processos de geração e consumação de crosta. Nas primeiras orogenias as contribuições crustais seriam insignificantes, aumentando progressivamente com o passar do tempo geológico.

Fig. 8 - CURVAS DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Pb GERADAS PELO MODELO DA PLUMBOTECTONICA PARA O MANTO (B), OROGENESE (C), CROSTA SUPERIOR (D) E CROSTA INFERIOR (A)

2.3.2. Utilização do Parâmetro ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)

A crosta continental inferior possui uma relação U/Pb mais baixa que o manto, de tal modo que a evolução isotópica do Pb radiogênico é severamente retardada em relação ao manto. Devido a esta distribuição diferencial é possível, utilizando-se isótopos de Pb, distinguir a fonte de magmas entre manto e retrabalhamento de crosta granulítica inferior, além da fusão parcial da crosta superior.

Esta diferenciação é feita através da utilização do parâmetro $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, que para magmas diferenciados diretamente do manto superior indica valores situados no intervalo 7,5 - 8,2 e para magmas provenientes de fusão parcial da crosta siálica fornece valores significativamente abaixo ou acima desse intervalo (Moorbath e Taylor, 1981). O valor aparente de μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) para a fonte de magmas pode ser calculado assumindo o modelo de evolução isotópica do Pb em estágio único desde a formação da Terra até a idade isocrônica obtida.

O intervalo entre 7,5 e 8,2 para o valor de μ_1 é considerado típico para magmas gerados por diferenciação direta do manto, e a variação dos valores dentro deste intervalo deve-se a heterogeneidade do manto. Quando os valores calculados para μ_1 forem claramente abaixo deste intervalo, pode significar que o magma gerador do conjunto de rochas analisado foi formado possivelmente por processos de fusão parcial da crosta granulítica inferior, zona esta, severamente empobrecida em U e conseqüentemente com baixa razão U/Pb. Por outro lado, quando o parâmetro $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ indicar valores superiores a 8,2, provavelmente o magma parental das rochas em estudo foi formado através da fusão parcial da crosta continental superior, onde teria sofrido um enriquecimento em U.

Cabe ressaltar que as interpretações petrogenéticas extraídas do valor de μ_1 devem ser acompanhadas da avaliação dos valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do conjunto de rochas

analisado, para uma maior segurança interpretativa. Desta maneira podemos considerar o seguinte quadro de correspondência interpretativa para as fontes dos magmas:

	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\mu_1(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$
manto superior	baixa (<0,704)	entre 7,5 e 8,2
Crosta Inferior - baixa (<0,704)		geralmente <7,5
Crosta Superior - alta (>0,708)		>8,2

Quando os dados obtidos para as razões iniciais de Sr e para os valores de μ_1 de um mesmo conjunto de amostras consanguíneas não forem coerentes com o quadro acima, possivelmente a assembléia litológica estudada sofreu uma perda de U e Rb através de efeitos de metamorfismo de alto grau bem após a cristalização primária das rochas, ou então o magma gerador dessas rochas sofreu contaminação seletiva de elementos geoquimicamente incompatíveis da crosta continental durante a sua ascensão para níveis crustais mais elevados.

CAPÍTULO 3

HISTÓRICO DOS TRABALHOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

Os trabalhos pioneiros de geocronologia na área em estudo tiveram início na segunda parte da década de sessenta, possuindo um caráter regional, visando montar um primeiro quadro geocronológico da região pré-cambriana de São Paulo.

Neste sentido Vandoros e Franco (1966) apresentaram idades pelos métodos K-Ar e Rb-Sr convencionais para as rochas graníticas da região de Mogi das Cruzes, obtendo pela primeira metodologia em muscovitas e biotitas idades próximas a 460 m.a. e pela segunda, em rocha total, idades em torno de 600 M.a., que foi interpretada como a época de formação dessas rochas, ao passo que as idades de 460 M.a. significariam a época de resfriamento regional.

Cordani e Bittencourt (1967) realizaram um reconhecimento geocronológico regional pelo método K-Ar envolvendo grande parte da região pré-cambriana paulista desde Barra do Turvo até Mogi das Cruzes a nordeste e até Pinhal a norte. Neste estudo foram obtidas idades dentro do intervalo de tempo 650-450 M.a. típico do Ciclo Brasileiro, caracterizando a atuação, pelo menos térmica, deste ciclo na área. Apenas uma amostra relativa a um migmatito da região de Jacupiranga e outra de um epidiorito em Penhinha indicaram resultados próximos a 1400 M.a., sugerindo a presença de terrenos mais antigos na região.

Ebert e Brochini (1968) apresentaram duas idades K-Ar em piroxenitos situados a norte de Atibaia, nos domínios do Grupo Amparo, que indicaram resultados de 630 M.a. em anfibólios e de 560 M.a em biotitas, mostrando a época de resfriamento regional.

Cordani e Kawashita (1971) realizaram um estudo radiométrico pelo método Rb-Sr em diagramas isocrônicos de referência, para rochas graníticas intrusivas em sua maior parte nos metamorfitos dos Grupos São Roque e Açungui. As amostras provenientes dos granitóides sin ou tardi-tectônicos, que abrangeram os corpos da Serra da Cantareira, Mauá, Itaquera, Itaquaquecetuba e

Campinas, forneceram pontos analíticos que situaram-se próximos a uma isócrona de referência com 608 ± 48 M.a. ($\lambda_{Rb} = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹) e razão inicial de 0,712. Outras amostras, derivadas de granitóides pós-tectônicos, que incluíram os maciços de Itu, Ibiúna, Guaraú e Graciosa indicaram a idade de 541 ± 11 M.a. com relação inicial de 0,709.

Minioli (1971) estudou as rochas graníticas e migmatíticas que ocorrem entre São José dos Campos, Caraguatatuba e Ubatuba e obteve idades K-Ar próximas a 480 M.a., mostrando para esta área a época de seu resfriamento regional, já no Cambro-Ordoviciano.

Hasui e Hama (1972) realizaram estudos geocronológicos pelo método K-Ar nos domínios geográficos do Grupo São Roque, datando anfibolitos, metabasitos, filitos e granitos. Os resultados obtidos de uma forma geral, situaram-se dentro do intervalo de tempo 620-470 M.a., demonstrando, a exemplo de trabalhos anteriores, a atuação do Ciclo Orogênico Brasileiro na área estudada. Entretanto, foram também, obtidas duas idades mais antigas, uma no corpo anfibolítico de Ermida, na Estrada de Jundiaí a Itu, com valor de 1030 M.a. e outra no metabasito de Caieiras com 700 M.a. aproximadamente. Tais resultados sugeriram a presença de rochas pré-brasileanas na região.

Sadowski. (1974) citou a idade de 570 M.a. para as rochas ectiníticas encaixadas nas rochas do denominado Bloco Jquitiba, mostrando a época do metamorfismo brasileiro na área da tada.

Kinoshita (1976) apresentou nove determinações radiométrica pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em três amostras de dioritos do Complexo Embu, na região de Penhinha, na cidade de São Paulo. Os resultados obtidos permitiram caracterizar idades aparentes pré-brasileanas e brasileiras. A idade de 1200 M.a., obtidas em plagioclásios, foi interpretada pelo autor (op.cit.) como o início de retenção de componentes de Ar pré-existente, mostrando que a formação deste mineral foi anterior a esta época. Por outro la-

do, as idades aparentes dos anfibólitos (545 M.a.) e biotitas (515 M.a.) corresponderiam aos limites superior e inferior da época de resfriamento regional da área afetada pelos eventos térmicos do Ciclo Brasileiro.

Wernick et al. (1976) apresentaram idades Rb-Sr para rochas granulito-gnáissico-migmatíticas do Grupo Amparo, para as rochas blastomiloníticas da região de Santa Izabel, incluídas no trabalhos dos autores como Grupo Paraíba e para o granitóide de Morungaba. Através de isócronas de referência, os autores acima citados, mostraram a existência de duas orogêneses que afetaram os terrenos metamórficos estudados, uma relativa ao Ciclo Transamazônico (2000 M.a. aproximadamente) e outra relacionada ao Ciclo Brasileiro com 690 M.a. superimposta. Os pontos analíticos relativos ao granitóide de Morungaba foram incluídos na isócrona brasileira.

Hama et al. (1979) e Cavalcante et al. (1979) apresentaram várias idades Rb-Sr e K-Ar na área englobada pelo Projeto Sapucaí da CPRM (Companhia de Pesquisas de Recursos Naturais) na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. Dentro da área em estudo e adjacências tais autores apresentaram idades Rb-Sr convencionais próximas a 2000 M.a. para rochas atribuídas ao Grupo Amparo e da ordem de 1700 M.a. para biotitas gnaisses possivelmente relacionados ao Grupo Itapira. Além disso apresentaram duas isócronas Rb-Sr de referência, uma incluindo os migmatitos regionais com 1066 ± 57 M.a. com razão inicial de 0,701 e outra com granitos fortemente cataclados indicando a idade de 526 ± 24 M.a., com valor de relação inicial bastante elevado, da ordem de 0,725. As idades aparentes K-Ar forneceram resultados próximos a 1000, 750 e 600 M.a. respectivamente para mangeritos, dioritos e charnockitos nas proximidades de Bragança Paulista e Socorro.

Cordani e Teixeira (1979) apresentaram um diagrama isocrônico Rb-Sr, onde incluíram, entre outras amostras, rochas granito-gnáissicas e migmatitos provenientes da região da

Serra da Mantiqueira entre as cidades de São Paulo e Passa Quatro, que indicou uma idade da ordem de 640 M.a. com razão inicial próxima a 0,716. Essa idade foi interpretada como a época de formação dessas rochas, a partir de retrabalhamento de rochas crustais pré-existentes. As amostras utilizadas nesse diagrama isocrônico constam de Kawashita (1969).

Artur, Wernick e Kawashita (1979) com base em diagramas isocrônicos Rb-Sr, onde as amostras plotadas apresentaram-se algo dispersas, forneceram para os terrenos metamórficos que ocorrem na região de Itapira e arredores as idades de 2500, 2230 ± 39 , 2085 ± 110 , 1460 ± 70 , 1122 ± 120 e 600 ± 30 M.a. e sugeriram uma evolução geológica policíclica para a área, relacionada aos ciclos orogênicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Além disso vincularam as idades obtidas às fases de deformação sofridas pelas rochas datadas.

Gasparini e Mantovani (1979) analisaram pelo método Rb-Sr em rocha total as rochas granulíticas bandadas e maciças da região de Ubatuba e obtiveram através de um diagrama isocrônico a idade de 551 ± 5 M.a. com razão inicial de 0,710, que foi interpretada como a época de formação desta suíte granulítica.

Artur (1980) apresentou várias isócronas Rb/Sr em rocha total para as rochas granito-gnássicas e migmatíticas que ocorrem na região de Itapira. Tais diagramas isocrônicos forneceram os seguintes resultados:

a. os gnaisses graníticos, incluídos como Grupo Itapira apresentaram a idade de 2085 ± 88 M.a. com razão inicial de $0,7033 \pm 0,0019$. O baixo valor da razão inicial sugere que o material fonte dessas rochas não possuía uma vida crustal significativa.

b. os biotita-gnaisses, que ocorrem na rodovia Itapira-Jacutinga, a 1 km do rio Eleutério, considerados pelo autor op.cit. como embasamento do Grupo Amparo, forneceram a idade de

2230 $\pm$ 39 M.a. com 0,708 de relação inicial sugerindo que tais rochas derivaram-se de materiais mais antigos por retrabalhamento.

c. as rochas gnáissicas incluídas no Grupo Amparo, que ocorrem na região do Rio do Peixe, indicaram idade isocrônica Rb-Sr de 1918 $\pm$ 72 M.a. com razão inicial de 0,7113. A exemplo das rochas anteriores o valor da relação inicial sugere uma origem a partir de retrabalhamento de crosta continental pré-existente para os gnaisses estudados.

d. amostras de biotita-gnaisses provenientes da Faixa Itapira, porém intensamente recrystalizadas e cataclasadas, que ocorrem 4 km a leste do Rio do Peixe entre os córregos do Oleário e do Recreio, situaram-se no diagrama isocrônico algo dispersas, próximos a uma isôcrona com 1140 $\pm$ 90 M.a. com razão inicial extremamente elevada da ordem de 0,735.

e. os migmatitos que afloram a 17 km de Itapira pela Rodovia Itapira-Lindóia forneceram a idade de 600 $\pm$ 30 M.a. com razão inicial de 0,711, refletindo a injeção do material mais jovem.

A região da Serra do Itaberaba foi alvo de um estudo geocronológico pelos métodos Rb-Sr e K-Ar que constam de IPT (1984). Tal estudo forneceu para o Batólito Granítico Pedra Branca a idade Rb-Sr isocrônica de 645 $\pm$ 21 M.a. com razão inicial de 0,710. O corpo anfibolítico situado próximo ao granitóide Pau Pedra forneceu idade K-Ar de 530 $\pm$ 31 M.a.. Já as rochas metabásicas pouco deformadas ainda com textura subofítica preservada, indicaram uma idade K-Ar de 1529 $\pm$ 150 M.a..

Sadowski e Motidone (1985) apresentaram, sem maiores detalhes quanto a localização e a interpretação geológica, duas análises Rb-Sr convencionais nos gnaisses bandados e migmatitos estromáticos, incluídos por tais autores na Formação Pedro Taques, que ocorrem principalmente ao longo da Rodovia homônima. As

análises realizadas indicaram idades próximas a 840 M.a. para essas rochas.

Vlach (1985) após caracterizar vários facies petrográficos distintos dentro do Complexo Granítico de Morungaba, realizou um estudo geocronológico através de diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total para cada facies separadamente, obtendo os seguintes resultados:

- Suíte Rósea: 580 M.a. com r.i. = 0,707
- Suíte Cinzenta: 590 M.a. com r.i. = 0,709
- Suíte Porfirítica: 610 M.a. com r.i. = 0,707
- Suíte Equigranular mais félsica: 500 M.a.
r.i. = 0,710

O autor acima citado apresentou ainda algumas idades K-Ar em biotitas, mostrando valores entre 550 e 490 M.a. sugerindo a época de resfriamento regional do batólito estudado.

Janasi (1986) obteve para as rochas tardias do Maciço Monzonítico de Piracaia, idade isocrônica Rb-Sr de 580 M.a..

Artur (1988) apresentou estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rocha total para as rochas migmatíticas da região de Lindóia, onde obteve idades isocrônicas de 1860 ± 75 M.a. e 1810 ± 60 M.a., com razões iniciais respectivas de 0,705 e 0,702. Na região entre Itapira e Ouro Fino, área adjacente a norte desta pesquisa, este mesmo autor obteve para os ortognaisses do Complexo Pinhal a idade de 620 ± 100 M.a. (r.i. = 0,710), para os neossomas dos migmatitos a idade de 767 ± 32 M.a. (r.i. = 0,755) e para as rochas nebulíticas e mobilizados granodioríticos de Monte Sião apresentou respectivamente 880 ± 20 M.a. (r.i. = 0,709) e 1740 ± 65 M.a. (r.i. = 0,703).

Dentro do âmbito desta pesquisa, o autor do pre

sente trabalho publicou alguns resultados radiométricos parciais, que constam de Tassinari, Kawashita e de Kikuchi (1985), Van Schmus, Tassinari e Cordani (1986) e Tassinari, Taylor e Kawashita(1987), e serão comentados no capítulo referente à discussão dos dados geocronológicos deste trabalho.

CAPÍTULO 4

COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICO - GEOTECTÔNICA

4.1. INTRODUÇÃO

Considerando-se os padrões geocronológicos e os estilos de evolução geológica podemos distinguir na área em estudo cinco domínios distintos, que são a saber: Domínios Itapira-Amparo, Piracaia-Jundiaí, São Roque, Embu e Costeiro, cujas distribuições geográficas constam da Figura 9.

Esses domínios são limitados por falhamentos transcorrentes e de cavalgamentos que causaram movimentações entre os terrenos estudados. Hasui et al. (1981) e Campos Neto e Basei (1983) já mostraram a importância dos falhamentos transcorrentes na configuração geológica dos complexos litológicos pré-Cambrianos de São Paulo, que normalmente orientam-se segundo as direções E-W e NE. Os principais falhamentos separam diferentes unidades estratigráficas, ou blocos com diferentes estilos estruturais e compõem expressivas faixas blastomiloníticas sub-verticalizadas.

Neste sentido o Domínio Itapira-Amparo é balizado pela faixa blastomilonítica Mostardas (Grossi-Sad e Barbosa, 1983) e o Domínio Piracaia-Jundiaí aflora a norte da Falha Jundiuvira, que em conjunto com a zona blastomilonítica gerada pelos falhamentos de Taxaquara, Santa Luzia e Monteiro Lobato condicionam o Domínio São Roque. Já o Domínio Embu ocorre entre esta última zona blastomilonítica e o falhamento de Cubatão e finalmente o Domínio Costeiro situa-se entre essa Falha e o litoral.

4.2. DOMÍNIO ITAPIRA-AMPARO

O Domínio Itapira-Amparo, está incluído em termos geotectônicos dentro do Maciço de Guaxupé de Almeida, Hasui e Brito Neves (1976), ou na Faixa Alto Rio Grande de Campos Neto e Vasconcelos (1986) e sua estruturação regional está condiciona-

Fig. 9- DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DOS DOMÍNIOS GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICOS

da pela Nappe de Cavalcamento Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al. 1984a), que posiciona as rochas do Complexo Socorro, sobre as litologias dos Grupos Amparo e Itapira, terrenos para-autóctones em relação à movimentação Brasileira.

Terrenos granulito-granito-migmatíticos e seqüências metavulcanossedimentares constituem as principais associações litológicas deste domínio. Esta separação foi reconhecida por Ebert (1968), que designou os terrenos granulito-granito-migmatíticos de Grupo Amparo e as rochas metavulcanossedimentares de Grupo Itapira. Posteriormente vários autores como Cavalcante et al. (1979), Wernick e Artur (1983), Artur (1980), Campanha, Fernandes e Gimenez F^o (1983), Campos Neto et al. (1984a) e Campos Neto e Figueiredo (1985) estudaram essas rochas, cartografando-as por vezes, de formas distintas. Por exemplo, Campos Neto et al. (1984a) consideraram as seqüências metassedimentares que ocorrem a norte da falha de Jundiuvira como Complexo Piracaia, correlacionando tais rochas ao conjunto litológico que aflora nas proximidades da cidade homônima. Desta forma restringiu a denominação de Grupo Itapira às seqüências metavulcanossedimentares que ocorrem na região desta cidade.

O conjunto granulito-granito-migmatítico está incluído no Grupo ou Complexo Amparo de Ebert (1968) e compõe-se principalmente de migmatitos polifásicos e policíclicos, que ocorrem predominantemente na região de Amparo, embora afluam também, de forma esparsa, em áreas restritas e até mesmo pontuais em toda a área do domínio.

Litologicamente esses terrenos são constituídos por migmatitos estromáticos e flebíticos, com bandas leucossomáticas centimétricas granoblásticas brancas de composição variável de granítica a trondjemítica. A textura dessas rochas é predominantemente granoblástica e por vezes blastomilonítica. O mesossoma dos migmatitos é gnaissico com bandejamento fino, de granulação média, granolepidoblástico e de composição tonalítica, e por vezes granodiorítica. Já o leucossoma granítico é hololeucocrático com biotita e com textura granoblástica inequigranular média a

grossa. Frequentemente o leucossoma está associada a massas irregulares de biotita granitóides róseos.

Cortando esses terrenos migmatíticos são comuns diques máficos anfibolíticos boudinados e enriquecidos em biotitas, com dimensões variáveis de centimétricas a métricas (Basei et al., 1986).

Wernick e Artur (1983) incluem também no Grupo Amparo biotita e/ou hornblenda gnaisses com intercalações de biotita xisto, quartzitos, metarcóseos, gonditos, rochas calcossilicatadas, granulitos, gnaisses de composições variáveis e corpos ultramáficos (anfibolitos, dunitos, peridotitos e piroxenitos).

Em termos estruturais os terrenos migmatíticos apresentam um padrão complexo de deformação envolvendo no mínimo 5 fases de redobramentos associadas a processos de transposição e a natexia (Campos Neto e Vasconcelos, 1986).

As seqüências metavulcanossedimentares e metassedimentares que ocorrem no domínio em questão são incluídas no Grupo Itapira de Ebert (1968). Essas rochas em especial foram ainda estudadas por Artur (1980), Vasconcelos (1984), Basei et al. (1986) Campos Neto e Vasconcelos (1986).

Essas seqüências metavulcanossedimentares são de natureza calco-alcalina associadas a uma suite plutônica calco-alcalina. Segundo Basei et al. (1986) foram caracterizadas nessas seqüências três unidades distintas, sendo as duas inferiores predominante vulcânicas e a superior com origem principalmente sedimentar psamítica.

A unidade basal é constituída por rochas de origem vulcânica de natureza calco-alcalina, litologicamente composta por granada-biotita-gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com intercalações de clinopiroxênio gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, que subordinadamente incluem diopsídio gnaisses, hornblenda gnaisses e rochas calcossilicatadas. Em adi-

ção ocorrem ainda xistos ultramáficos constituídos por tremolita-actinolita-xistos.

A unidade intermediária ocorre sobreposta à unidade inferior e constitui-se litologicamente por biotita-hornblenda gnaisses que variam em termos composicionais desde trondjemitos até granodioritos. Intercalados nessas rochas ocorrem plagioclásio-gnaisses bandados e corpos anfibolíticos.

A unidade superior é mais rica em termos sedimentares que as demais. A litologia predominante é uma granada biotita gnaisse com várias intercalações de gnaisses quartzosos e quartzitos.

Estruturalmente o Complexo Itapira foi definido por Ebert (1968, 1971) como uma sequência metassedimentar preservada em estruturas sinclinais, cujos núcleos anticlinais seriam geralmente preenchidos pelas rochas do Grupo Amparo. Campanha et al. (1983) sugerem que sobre as rochas dessas duas unidades teria ocorrido uma intensa transposição estrutural e metamorfismo que homogeneizaram as associações litológicas que apareceriam interdigitadas. Normalmente as rochas do Grupo Itapira apresentam uma fase de deformação a menos que as rochas do Grupo Amparo (Fiori, 1979; Campanha et al., 1983 e Campos Neto et al., 1984).

Afetando as rochas polimetamórficas dos Grupos Amparo e Itapira ocorre uma faixa de cisalhamento dúctil, blastomilonítica que foi denominada por Grossi Sad e Barbosa (1983) de Complexo Mostardas. Esse Complexo seria constituído por protomilonito-milonito-ultramilonito gnaisse blastomilonítico e além disso incluiria antigos migmatitos, gnaisses, metabasitos, grafita-xistos e gonditos. Essa faixa blastomilonítica atua como limite entre o domínio Itapira-Amparo e o Domínio Piracaia-Jundiáí.

4.3. DOMÍNIO-PIRACAIA-JUNDIAÍ

O Domínio Piracaia-Jundiáí engloba as rochas que

ocorrem entre as cidades de Piracaia, Jundiaí e Itu, a norte do falhamento de Jundiuvira. Trata-se de um conjunto litológico onde predominam as seqüências metassedimentares, constituídas por paragneisses, quartzitos e quartzo-micaxistos, intercalados em biotitas gnaisses bandados, anfibolitos, rochas calcossilicatas, migmatitos estromáticos, gnaisses facoidais e granada-sillimanita xistos. A composição dos gnaisses bandados é geralmente granodiorítica a tonalítica. Essas rochas encontram-se descritas com detalhe maior em Campos Neto et al. (1983), Oliveira et al. (1985), CAMPANHA et al. (1983), Vasconcelos (1984), Campos Neto & Vasconcelos (1986), Basei et al. (1986), Ebert (1968) e Wernick et al. (1976).

Este domínio encontra-se dentro da estrutura alóctone denominado Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Basei, 1983) e as rochas aqui incluídas podem ser divididas em três grupos genéricos: xistos, gnaisses e migmatitos.

O conjunto dos xistos é de derivação sedimentar ou vulcanossedimentar e constituem-se litologicamente por micaxistos, quartzitos micáceos, e localmente apresentam granada e turmalina. Normalmente possuem texturas lepidoblástica e intercalações menores de gnaisses, anfibolitos e metagabro. Essas rochas foram incluídas por Campos Neto et al. (1983) na unidade dos xistos superiores.

Dentro do conjunto de gnaisses predominam os do tipo bandado, ocorrendo também os facoidais e ocelares. A unidade dos gnaisses bandados é composta por gnaisses quartzo-feldspáticos, granada biotita gnaisses com ou sem sillimanita, hornblenda-biotita gnaisses e biotita gnaisses graníticos que gradam para quartzo-biotita xisto feldspático. Genericamente a composição destes gnaisses varia desde granítica até tonalítica, sendo que as rochas paragneissicas e os gnaisses de composição granítica a granodiorítica se alternam com os gnaisses tonalíticos. Intercalados nos gnaisses bandados aparecem os gnaisses ocelares, que possuem megacristais de microclínio imersos em uma matriz de composição granítica a tonalítica. Sotopostos a estes gnaisses o

correm os gnaisses facoidais associados a núcleos ortognáissicos metamorfizados no facies anfibolito alto, sendo que feições retrometamórficas são observadas.

Intercalados no conjunto gnáissico aparecem níveis calcossilicáticos, bandas de quartzitos, anfibolitos, metabasitos e gonditos.

O conjunto dos migmatitos mais característico do Domínio Piracaia-Jundiaí apresenta paleossomas granodioríticos a tonalíticos (por vezes anfibolíticos) com leucossomas graníticos. Segundo Oliveira et al. (1985) grande parte dos migmatitos é de origem metassedimentar, com leucossomas resultantes da injeção e da anatexia de materiais quartzo-feldspáticos. Esses leucossomas são representados por granitos cinzentos ou brancos, constituídos mineralogicamente por microclínio, oligoclásio, quartzo, biotita, hornblenda e granada.

As porções paleossomáticas são compostas por gnaisses diversos, quartzitos, rochas calcossilicatadas, anfibolitos e ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica. Os migmatitos apresentam estruturas variadas predominando as flebíticas, dobradas, ptigmáticas, schlieren e nebulítica. Frequentemente os migmatitos que ocupam os núcleos de anticlinais passam lateralmente para os gnaisses bandados (Wernick et al., 1976).

No âmbito do domínio Piracaia-Jundiaí ocorrem ainda charnoquitos e granulitos próximos ao Complexo de Socorro, para o qual passam gradualmente. Petrograficamente são charno-enderbitos e enderbitos, cuja respectiva mineralogia consta de hiperstênio, clinopiroxênio, pertita, plagioclásio mesopertítico e quartzo. Oliveira et al. (1985) reportam a presença de evidências de retrometamorfismo nestas rochas, tais como a forte alteração do ortopiroxênio e a recristalização de biotita e hornblenda verde.

4.4. DOMÍNIO SÃO ROQUE

O Domínio São Roque é representado principalmente pela sequência metavulcanossedimentar do grupo homônimo, sendo seus limites essencialmente tectônicos.

Gonzaga Campos (1889) foi quem primeiro se referiu a "Camadas de São Roque" para um calcário magnesiano silicoso que ocorre na margem do rio Sorocaba, embora Derby (1878) já os tinha comparado com os metassedimentos da região do Açungui.

Diversos trabalhos se referem a continuidade física entre o Grupo São Roque e o Grupo Açungui, tais como Moraes Rego (1933); Oliveira e Leonardos (1943) e Algarte et al. (1974b), sendo que Moraes Rego (1933) separou as rochas de baixa grau metamórfico, utilizando a denominação de Série São Roque. Essa cor relação entre os Epimetamorfitos São Roque e Açungui levou muitos autores a abandonar o primeiro nome em benefício do segundo, que seria mais antigo, como por exemplo Coutinho (1971) e Cavalcante e Kaefer (1974).

Hasui et al. (1969) separaram o Grupo São Roque do Açungui pela falha de Taxaquara e Hasui e Sadowski (1976) constatarem que apesar das semelhanças litológicas e metamórficas, entre uma e outra sequência, as estruturas internas indicam uma evolução estrutural particular, o que justificaria a separação.

Hasui, Sadowski e Carneiro (1976) propuseram a divisão do Grupo São Roque em duas formações, a inferior, de natureza psamo-pelítica com intercalações de rochas vulcânicas e carbonáticas, denominada de formação Boturuna, e a superior composta por filitos com quartzitos intercalados, denominada de Formação Piragibu.

Campos Neto et al. (1983) propuseram uma litoestratigrafia para o Grupo São Roque, na qual seria constituído por um pacote de anfibolitos basais, sucedidos por metarritmitos intercalados por quartzitos e rochas calcossilicatadas. Sobrepostas a essas rochas ocorreriam metarcóseos, metarenitos e micaxisis

tos, e no topo da sequência apareceriam os filitos.

Carneiro (1983) considerou o Grupo São Roque composto por quatro pacotes litológicos constituídos por metapsamitos impuros com anfibolitos na base e metavulcânicas intercaladas, metapelitos com anfibolitos intercalados, metamargas com possíveis metatufitos e metapsamitos rítmicos.

Juliani e Beljavskis (1983) subdividiram o Grupo São Roque, na região da Serra do Itaberaba, em duas unidades, uma inferior constituída por sequências vulcanossedimentares e a outra superior composta por sedimentos clásticos. Posteriormente Juliani, Beljavskis e Schorscher (1986) separaram a sequência inferior do Grupo São Roque, com base nos aspectos litológicos e tectônicos, ambientes de sedimentação e grau metamórfico, e criaram o Grupo Serra do Itaberaba, atribuído ao Proterozóico Inferior.

Litologicamente o Grupo São Roque, incluindo o Grupo Serra do Itaberaba, compreende metaconglomerados polimíticos, metarcóseos, metarenitos, metagrauvacas, xistos com metarenitos intercalados, quartzitos, micaxistos finos, xistos porfiroblásticos, filitos grafitosos, rochas calcossilicatadas, mármore, calcários, dolomitos, anfibolitos, metavulcânicas básicas amigdaloidais, metavulcânicas ácidas e na região de Igaratá ortognaisses associados.

Com relação ao paleoambiente do Grupo São Roque Figueiredo et al. (1982), identificaram estruturas tipo "pillow lavas" nas rochas metabásicas da região de Pirapora do Bom Jesus, sugerindo que o referido grupo fosse uma sequência vulcanossedimentar, fato este confirmado posteriormente por Coutinho et al. (1982) na região da Serra do Itaberaba e Lazzari (1987) em Pirapora, sendo que esta última caracterizou essas rochas como típicas de fundo oceânico. Campos Neto et al. (1983) admitem que a sedimentação clástica do Grupo evoluiu a partir de um mar raso epicontinental.

Dentro, ainda, do Domínio São Roque, entre as Fa-

lhas de Jundiuvira e Monteiro Lobato, ocorrem rochas gnáissicas metamorfizadas no facies anfibolito e parcialmente migmatizadas. Essas rochas compreendem biotita e/ou hornblenda gnaisses de composição granítica a granodiorítica, por vezes com dois feldspatos (oligoclásio/andesina e microclina) e encontram-se protomilonitizados. Gnaisses cinzentos homogêneos de composição granítica a duas micas, bem como gnaisses facoidais também ocorrem com frequência. Subordinadamente afloram também nesta área, anfibolitos, quartzitos e xistos, estes últimos com granadas e porfiroblastos subcentimétricos e ocelares de quartzo.

4.5. DOMÍNIO EMBÚ

O Domínio Embú encontra-se, na área em estudo, balizado pelos falhamentos de Taxaquara e de Cubatão, sendo que é separado do Domínio São Roque através de um conjunto de blastomilonitos gnaisses, gerados pelos falhamentos de Taxaquara, Monteiro Lobato, Jaguari, Santa Luzia e Boquira, que foram denominados de Complexo Santa Isabel por Campos Neto et al. (1983) na região da cidade homônima.

O Complexo Santa Isabel é constituído por duas unidades lito-estratigráficas distintas, a basal constituída por blastomilonitos facoidais e a superior composta por blastomilonitos gnaisses bandados. Associadas com ambas as unidades ocorrem rochas calcossilicatadas, quartzitos, kinzigitos e ortognaisses de composição granítica a monzonítica. Esses ortognaisses são porfiróides, sendo que os megacristais são de feldspatos potássicos com uma orientação sistemática NW-SE com caimento para SE.

Litologicamente o Domínio Embú é composto por gnaisses e migmatitos. sendo estes últimos com estruturas predominantemente estromáticas. Cabe ressaltar a presença de faixas de xistos, com algumas passando gradacionalmente para os migmatitos, configurando calhas sinclinoriais, por vezes preenchidas também por quartzitos, anfibolitos e dolomitos. As rochas que compõem o Domínio Embu encontram-se descritas em maior detalhe

em Coutinho (1971), Sadowski (1974), Carneiro (1977) e Sobreiro Neto et al. (1983).

Os metapelitos são compostos essencialmente por quartzo-biotita-xistos e biotita-muscovita-xistos de granulação fina, por vezes cloritizados e sericitizados. Várias faixas destes metassedimentos encontram-se condicionadas nas zonas de falhamentos transcorrentes como os de Taxaquara e Boquira, por exemplo.

Os migmatitos apresentam aspectos variáveis ora com dominância de paleossoma, ora de neossoma, sendo que, neste último caso a composição média é predominantemente granítica. Normalmente porções oftalmíticas se encontram em meio as estruturas estromáticas predominantes.

Nos migmatitos estromáticos o paleossoma é constituído principalmente por quartzo-biotita ou muscovita xisto e os neossomas apresentam granulação variada de pegmatóide a fina e nas porções mais feldspatizadas ocorre a predominância de neossoma, incluindo apenas bandas residuais de paleossoma (Sadowski, 1974).

Geralmente os migmatitos são heterogêneos estromáticos, que são rochas bandadas com neossoma gnáissico e paleossoma xistoso onde aparecem xistos a duas micas com sillimanita e granada, quartzitos e quartzitos calcossilicatados, ou então são homogêneos estromáticos e embrechíticos de composição tonalítica, com estruturas gnáissica bandadas com pequenos porfiroblastos de plagioclásio. Já os migmatitos embrechíticos contêm rochas oftalmíticas com paleossomas e neossomas gnáissicos. Além disso ocorrem em menor proporção migmatitos homogêneos de composição granítica a adamelítica com estruturas embrechíticas e nebulíticas.

O metamorfismo, de uma forma geral, nas rochas do Domínio Embú, é do facies anfibolito, sendo que nos ectinitos ocorrem transições entre o facies xisto verde até o anfibolito, e

aparecem evidências de retrometamorfismo. Neste Domínio ocorrem janelas estruturais onde as rochas apresentam deformações mais complexas que poderiam eventualmente constituir rochas mais antigas.

Coutinho (1972 e 1980), Hasui (1975) e Sadowski (1974) consideraram as rochas do Domínio Embú, denominadas de Complexo Embú, como pacote inferior dos Grupos Açungui e São Roque, tendo em vista que excluindo-se o grau metamórfico e a migmatização, não encontraram diferenças entre essas unidades, não se notando variações marcantes no padrão de deformações superimpostas. Neste sentido Hasui (1975) separou com base em critérios litológicos as zonas migmatizadas das não migmatizadas do chamado Grupo Açungui, estabelecendo um complexo ectinítico e um complexo migmatítico, denominados respectivamente de Pilas e Embú.

4.6. DOMÍNIO COSTEIRO

O Domínio Costeiro, situado entre o Falhamento de Cubatão e a linha de costa e ilhas vizinhas, incluem as rochas consideradas como Complexos Costeiro, Paraibuna e Piaçaguera.

O termo Complexo Costeiro foi criado por Hasui et al. (1981) para substituir a denominação de Faixa Costeira, utilizada por Fonseca et al. (1979) que englobava diversos nomes locais, como por exemplo Complexo Litoral Fluminense e Complexo Piaçaguera. Este último Complexo, individualizado por Hasui e Sadowski (1976), apesar de ser incluído posteriormente no Complexo Costeiro por Chiodi et al. (1983) e Hasui e Oliveira (1984) voltou a ser separado por Sadowski e Motidome (1985). O Complexo Piaçaguera inclui gnaisses, migmatitos e granulitos. Já o Complexo Paraibuna, que é constituído por ectinitos principalmente e situa-se entre as falhas de Barro Alto e Natividade, foi definido e separado do Complexo Costeiro por Chierigati et al. (1982).

Litologicamente o Domínio Costeiro é constituído-

do por três conjuntos distintos, das rochas gnáissico-migmatíticas, das rochas parametamórficas e o das rochas granulíticas (Chiodi et al., 1983 e Sobreiro Neto et al., 1983).

O conjunto das rochas gnáissico-migmatíticas é formado por migmatitos fortemente evoluídos graniticamente, marcados por estruturas schlieren e nebulíticas, migmatitos oftalmíticos, estromáticos e de estruturas variadas. Os oftalmíticos podem apresentar megacristais de microclínio orientados, ou porfiroblastos de plagioclásio andesina ou oligoclásio. Os gnaisses bandados e os migmatitos estromáticos apresentam melanossomas anfibolíticos, de hornblenda biotita gnaisses e de xistos e as bandas leucossomáticas exibem composição granodiorítica.

O conjunto de rochas metassedimentares é constituído predominantemente por ectinitos siltico-argilosos e subordinadamente quartzitos metarcóseos, sillimanita-muscovita-quartzitos, rochas calcossilicatadas, paragnaisses e gnaisses porfiroblásticos com fenocristais de até 12 cm de comprimento, desenvolvidos principalmente ao longo das falhas. Associadas a estes metassedimentos também ocorrem em alguns locais, rochas granito-gnáissicas com variações mais quartzo-feldspáticas.

O conjunto das rochas granulíticas, constituído por charnoquitos (hiperstênio-granitóides) e noritos (hiperstênio-gabros), que ocorrem em meio aos gnaisses oftalmíticos e principalmente aos granitóides, será descrito no item relativo aos granitóides.

As direções estruturais no Domínio Costeiro são predominantemente para NW (Rosier, 1956), sendo que, são também comuns, feições orientadas para E-W com variações para NE e NW (Sadowski, 1974). Na porção oeste da área em estudo, próximos a São Luiz do Paraitinga e Caraguatatuba, Chiodi et al. (1983) mostraram um forte "trend" ENE-WSW, que está intimamente relacionado a uma forte transposição estrutural associada às zonas de cisalhamento.

4.7. GRANITÓIDES INTRUSIVOS

A grande quantidade de rochas graníticas intrusivas é uma feição geológica marcante nos terrenos dos cinco domínios considerados, tanto no interior da Faixa de Dobramentos Ribeira, como do Maciço Guaxupé. Essas intrusões possuem tipologias e características tectônicas variadas, sendo associadas às diferentes unidades geológicas.

Vários autores estudaram geologicamente essas rochas, tanto sob o ponto de vista regional como em detalhe, dentre os quais podemos citar Coutinho (1972), Melcher et al. (1973), Algate et al. (1974a e b), Hasui e Sadowski (1976), Ferreira da Silva et al. (1977), Wernick e Gomes (1977), Carneiro (1977), Wernick (1978 a,b), Hasui, Carneiro e Bistrichi (1978), Wernick e Penalva (1978), Wernick (1979 a,b), Carneiro (1983), Campos Neto et al. (1983) Chiodi et al. (1983), Sobreiro Neto et al. (1983), Wernick (1984), Campos Neto et al. (1984), Vlach (1985), Janasi e Ulbrich (1985), Janasi (1986), Janasi e Ulbrich (1987) e Tassinari Taylor e Kawashita (1987), entre outros.

Geralmente a tipologia dos granitóides é a foliada, cujas composições variam desde tonalítica até granítica. Possuem megacristais de microclínio em tamanho e grau de orientação variados. Aparecem também, subordinadamente, rochas mais homogêneas não orientadas, isentas de foliação, com formas distintas e raramente com dimensões batolíticas, de composição granítica até granodiorítica. Ocorrem ainda tipos alaskíticos, alcalinos e sub-alcalinos. Normalmente o contato dessas rochas com as encaixantes é tectônico, sendo que, em alguns casos, podem se notar a presença de hornfels, como no maciço de Perus por exemplo, e também são comuns veios aplíticos e pegmatóides relacionados às feições mais tardias.

Hasui et al. (1978) agruparam as rochas graníticas intrusivas da região sudeste do Estado de São Paulo, que ocorrem no âmbito da Faixa de Dobramentos Ribeira e de parte do Maciço de Guaxupé em cinco facies litológicas distintas, que são a saber:

Facies Migmatítica, Cantareira, Graciosa, Itu e Granofírica.

O conjunto migmatítico é composto por ultrametamorfos misturados com as fases anatexíticas, abrangendo tipos equigranulares a porfiróides, com foliação marcante e granulação grossa. O Conjunto Cantareira compõe-se por rochas granito-gnáissicas, foliadas, com granulação de fina a média e composição geralmente granodiorítica. Essas rochas, quando intrusivas em metassedimentos de baixo grau metamórfico, exibem auréolas de contato, acompanhadas de injeções de veios pegmatíticos e aplíticos (Ellert, 1964). O Facies Graciosa é constituído por associações alcali-granito-sieníticas com rochas de natureza alcalina a sub-alcalina, isotropas e de granulação média a grossa. O Facies Itu é composto por granitos não foliados, de coloração desde cinza-clara até avermelhada, com granulação de fina a grossa e com variações composicionais de granítica até granodiorítica. Finalmente a variedade granofírica compõe-se de tipos de pouca expressão regional, ocorrendo apenas sob a forma de diques e núcleos de reduzidas dimensões. As facies Migmatíticas e Cantareira foram consideradas como sintectônicas e as demais como pós-tectônicas e anorogênicas.

A distribuição dos principais maciços graníticos no âmbito dos domínios considerados neste trabalho é a seguinte:

a. Domínio Itapira-Amparo

Dentro deste Domínio destaca-se o Complexo Granítico de Morungaba que foi mapeado e estudado por Wernick (1972 a e b) e Vlach (1985), sendo que este último executou um mapa geológico de suas facies na escala 1:50.000, nas porções oriental e meridional do maciço, e dividiu o maciço de Morungaba, que possui uma forma irregular alongada segundo o eixo NE-SW, em três suites magmáticas denominadas de Rósea, Cinzenta e Porfirítica.

A suite magmática rósea, com tendência calco-alcalina, constitui-se por quartzo-monzonitos, granitos 3A e 3B e por granitóides pórfiros. A suite magmática cinzenta agrupa rochas equigranulares constituídas também por granitos 3A e 3B e subordi-

nadamente granodioritos. Finalmente a suite porfirítica constitui-se de quartzo-monzonitos, granitos 3A e 3B com textura porfirítica. Conforme Vlach (1985) os granitóides das suites rósea e porfirítica seriam do tipo Caledoniano (I) e a suite cinzenta seria formada por granitos do tipo S.

O corpo granítico de Jaguariuna ocorre na região da cidade homônima, a norte de Campinas, sendo constituído por granitóides, com encaves migmatíticos. Basei et al. (1986) mapearam vários facies graníticos distintos dentro deste complexo, a saber, o facies do hornblenda-biotita granitóide porfiróide caracterizado por granitos 3B, facies dos biotita granitóides constituído por granitos nebulíticos, foliados, leuco a hololeucocráticos variando em composição entre granitos 3A e 3B, que mostram variações para migmatitos evoluídos, e finalmente o facies relativo ao granito róseo hololeucocrático representado por um pequeno "stock" de composição de 3A a álcali granito.

b. Domínio Piracaia-Jundiá

No Domínio Piracaia-Jundiá destacam-se os maciços de Itu, Atibaia, Piracaia, Nazaré Paulista e o Complexo Granítico de Socorro, que inclui as suites Bragança Paulista e Salão.

O corpo granítico de Itu situa-se a norte do falhamento de Itu-Jundiuvira, nos domínios tectônicos da Nappe Socorro-Guaxupé. Este corpo exhibe contatos discordantes com as rochas encaixantes e apresenta irradiações de veios e apófises. O granito de Itu possui caracterização mesotectônica tardi ou pós-tectônica (Wernick e Penalva, 1978) e composição essencialmente granítica com variações que podem, localmente, atingir até termos granodioríticos. Essas rochas são geralmente isotropas de coloração avermelhada até cinzenta e textura equigranular, porfirítica e por vezes do tipo "Rapakivi".

O maciço granítico de Atibaia, que aflora na região da cidade homônima, é constituído predominantemente por bio

tita-granitos equigranulares de coloração cinza-róseo a esbranquiçado, são foliados e possuem composição essencialmente granítica.

O corpo granítico de Piracaia foi estudado em detalhe por Janasi (1986) e Janasi e Ulbrich (1987). Constitue-se por uma suite de rochas orientadas de composição monzodiorítica e monzonítica predominantemente, apresentando também variações desde dioritos até álcali-quartzo-sienitos e álcali-granitos. Os monzodioritos e monzonitos ocupam a parte central do maciço e nas bordas aparecem as rochas mais diferenciadas.

O granito que ocorre na região de Nazaré Paulista foi incluído por Campos Neto et al. (1983) na Suite Catapora, e corresponde a um complexo granítico anatético para-autóctone associado a anatexitos e diatexitos. Este granito possui coloração cinza a rósea e constitue-se por granitos granatíferos, sillimanita-biotita-granada-granitos, com mobilizados granítico-granatíferos com estruturas agmatíticas. A composição mineralógica dessas rochas é típica devido à presença expressiva de granadas. As rochas migmatíticas associadas aos granitos apresentam estruturas estromáticas, flebíticas, nebulíticas e "schlieren".

Finalmente o Complexo Granítico de Socorro, que constitue o corpo intrusivo de maior expressão do Domínio Piracaia-Jundiaí, ocorre na região de Bragança Paulista e Socorro. Maiores informações geológicas sobre este complexo podem ser encontradas em Ebert (1968), Wernick (1982), Grossi Sad e Barbosa (1983), Wernick (1984) e Campos Neto et al. (1984).

Segundo Campos Neto et al. (op.cit.) o Complexo Socorro é intrusivo nos gnaisses do Grupo Amparo através de contatos geralmente tectônicos e foi migmatizado por rochas graníticas consideradas como pertencentes a Suite Granito - Migmatítica Catapora. Este complexo granítico encontra-se dividido em duas suites, uma composta por granitos porfiróides, denominada de Suite Bragança Paulista, e outra, intrusiva nesta, constituída por granitos róseos ou acinzentados chamada Suite Salmão.

A Suite Bragança Paulista, que corresponde a maior parte do Complexo Socorro, possui uma variação litológica entre quartzo-monzo-dioritos e granitos 3B, passando por tonalitos e granodioritos, e uma composição essencialmente calco-alcalina granodiorítica. A Suite Salmão é composta por granitos equi a inequi granulares micro-porfiróides e granitos alaskíticos. Ocorre sob a forma de "stocks" entre 2 e 25 km². Composicionalmente esses granitóides são monzogranitos ou granitos 3B, classificados como granitos de fusão crustal ou como termos mais diferenciados da série calco-alcalina de alto potássio (Campos Neto et al., 1984).

c. Domínio São Roque

Grande número de corpos graníticos de dimensões e tipos variados ocorre no âmbito do Domínio São Roque, intrusivos nas rochas metamórficas do grupo homônimo. Dentre essas rochas podemos destacar os corpos de Sorocaba, São Francisco, São Roque, Itaqui, Cantareira, Mairiporã, Serra do Tico-Tico, Serra do Itaberaba e Suites Imbiruçu e Morro do Pão.

Os granitos Sorocaba e São Francisco afloram no extremo ocidental da área em estudo e caracterizam-se pela coloração rósea, ausência de hornblenda e poucos minerais máficos. São granitos e granodioritos porfiríticos, com pórfiros de microclínio e plagioclásio (Janasi e Ulbrich, 1985). Os corpos são alongados segundo a direção aproximada E-W e geralmente não exibem orientação marcante. Informações adicionais sobre esses corpos podem ser encontradas em Hasui, Penalva e Hennies (1969).

O batólito granítico São Roque ocorre na região da cidade homônima e geologicamente encontra-se truncado pelos falhamentos de Pirapora e São Roque. Litologicamente é constituído pelo denominado "Granito Pirituba" que inclui granitóides com texturas porfiróides, inequigranulares e finas, as rochas com texturas porfiróides, mais comuns, apresentam pórfiros de microclínio ou oligoclásio e a matriz cinza clara a cinza-escura com quartzo, plagioclásio e biotita principalmente. Composicionalmente a matriz é granodiorítica e eventualmente quartzo-diorítica e

do granitóide de um modo geral é predominantemente granítica-adamelítica (Hasui, 1975).

Os corpos graníticos de Itaqui, Cantareira e Mairiporã, sob o ponto de vista mineralógico e petrológico, assemelham-se muito entre si e com o granito de São Roque. São rochas agrupadas sob a denominação de granito tipo Pirituba. Esses corpos são constituídos predominantemente por granitos porfiróides de granulação grossa, exibindo cristais maiores de microclínio imersos numa matriz com quartzo, plagioclásio e biotita. Composicionalmente gradam de granodiorito a adamelito. Nas bordas sul dos corpos de Cantareira e Itaqui os granitóides apresentam-se cisalhados pela ação dos falhamentos que cortam a área e exibem rochas gnaissificadas. Informações mais detalhadas sobre estes maciços graníticos podem ser encontradas em Ellert (1964) e Coutinho (1972).

O "stock" granítico do Morro do Tico-Tico, situa-se entre Perus e a Rodovia Anhanguera, possuindo forma elipsoidal orientada E-W. Esse corpo é constituído por leucogranitos com variações para granitos a duas micas, inequigranulares, granulação média a grossa e associados a veios pegmatóides com turmalina e muscovita. O corpo granítico do Tico-Tico foi estudado por Moraes Rego (1933), Penalva e Hasui (1970) e Carneiro et al. (1984).

Na região da Serra do Itaberaba ocorre o batólito granítico da Pedra Branca, descrito por Juliani Beljavskis e Schorscher (1986). Este Complexo é constituído por várias litologias distintas, sendo encontrados predominantemente granitóides porfiroblásticos cinzentos com megacristais de feldspatos alcalinos, granitos equigranulares grosseiros com xenólitos de blastomilonitos é o típico granito Pirituba com matriz bem orientada.

Os corpos intrusivos graníticos que ocorrem na região entre Igaratã e Nazaré Paulista foram incluídos por Campos Neto et al. (1983) nas suites Imbiruçu e Morro do Pão. As rochas da Suite Imbiruçu são desde porfiróides até inequigranulares, cu-

ja composição varia entre os termos dioríticos até graníticos, com o claro predomínio de granodioritos e granitos tipo 3B. Nas rochas porfiróides os megacristais são de microclínio, com alguns cristais sendo envolvidos por auréolas de oligoclásio ou albita. A granulação dessas rochas é média a grosseira e a coloração é cinzenta.

A Suite Morro do Pão, por sua vez, é composta por granitóides cinzentos de granulação média, cuja composição varia desde termos tonalíticos até graníticos. Dentro desta variação de rochas predominam os tonalitos inequigranulares foliados e os granitos foliados.

d. Domínio Embú

Dentro do Domínio Embú ocorrem vários corpos graníticos ígneos, geralmente alongados segundo as direções regionais SW-NE, que ainda estão pouco estudados geologicamente. Entre esses corpos podemos destacar os maciços de Agudos Grandes, Mauá, Três Lagos, Mogi das Cruzes e Serra do Jambeiro.

O batólito de Agudos Grandes, constitui o corpo de maior expressão geográfica do Domínio e litologicamente é composto por biotita hornblenda granitos e granitos a duas micas com textura porfirítica e composição predominantemente granodiorítica. Os corpos de Mauá e Três Lagos são constituídos por granodioritos, biotita granitos e adamelitos, com textura típica dos granitos tipo Pirituba, porfiróide, hipidiomórfica e por vezes blastomilonítica. Em termos de composição são peraluminosos associados com pegmatitos portadores de muscovita e calco-alcalinos (Coutinho, 1972 e Wernick, 1984). O granito de Mogi das Cruzes é a duas micas principalmente, com textura equigranular e porfirítica porta encraves de gnaisses e pegmatitos e possui composição essencialmente granodiorítica calco-alcalina. O granitóide Serra do Jambeiro (Carneiro, 1977) é composto por rochas de granulação média a grossa, coloração cinza clara e textura gnáissica e oftalmítica. Trata-se do biotita granito de composição predominantemente granodiorítica e com porfiroblastos de microclínio.

e. Domínio Costeiro

No âmbito do Domínio Costeiro aparecem grandes mas sas graníticas como os maciços de Natividade da Serra e Caraguatat uba, bem como corpos menores como os charnoquitos associados aos granitóides de Caraguatatuba e os granitóides de Taiapue beba e Cruz do Alto.

Os granitóides de Caraguatatuba (Ferreira da Silva et al., 1977) são compostos por augen-gnaisses, biotita- granito gnáissico, hornblenda biotita granito, piroxênio-hornblenda granito, granitos alaskíticos e biotita granitos com textura porfiróide. Esses corpos apresentam contatos gradacionais com as rochas metamórficas encaixantes. O granitóide de Natividade da Serr a (Cavalcante e Kaefer, 1974) é dividido em três domínio faciologicos distintos: o das rochas granito-gnáissicas a duas micas, com granulação fina a média e cor cinza-claro, o de rochas granitóides gnáissicas porfiroblásticas caracterizado por rochas levemente gnaissificadas e inequigranulares e o domínio das rochas graniticas migmatíticas, onde predominam as estruturas nebulíticas, oftalmíticas e Schollen. Maiores informações sobre esses granitóides podem ser encontradas em Chiodi et al. (1983).

As rochas charnoquíticas, que ocorrem na região de Ubatuba e Caraguatatuba, são constituídas por hiperstênio, hornblenda e clinopiroxênio esverdeado. Esses charnoquitos estão assocciados a monzonitos, sienitos e dioritos esverdeados (Janasi e Ulbrich, 1985).

O corpo granitóide de Cruz do Alto é composto por biotita hornblenda granito com textura porfirítica e por augen - gnaisses. Já o maciço de Taiapue beba é constituído por granitos e duas micas equigranular com porções subordinadas porfiríticas. Associado a este granito são encontrados veios pegmatóides portadores.

CAPÍTULO 5
RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS: DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

5.1. INTRODUÇÃO

Considerando-se que o principal objetivo deste trabalho foi o estudo geocronológico e geoquímico-isotópico das rochas da porção leste-sudeste do Estado de São Paulo, este capítulo reveste-se de grande importância, no sentido em que serão apresentados todos os dados radiométricos obtidos na pesquisa, bem como a sua interpretação geológica, que será executada em conjunto com os dados analíticos pré-existentes. Tais dados estão disponíveis na literatura ou permanecem, ainda, inéditos, nos arquivos do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP.

Para maior facilidade de apresentação dos resultados, bem como, para uma posterior comparação, a discussão geocronológica será efetuada separadamente, conforme os domínios discutidos no capítulo anterior.

A localização geográfica dos pontos com análises geocronológicas encontra-se no Anexo I, através de seus respectivos números de campo.

5.2. DOMÍNIO ITAPIRA-AMPARO

No âmbito do Domínio Itapira-Amparo (figura 9), existem disponíveis 110 análises radiométricas, sendo 84 pelo método Rb-Sr em rocha total e 21 pela metodologia K-Ar em concentrados de minerais separados, cujos dados analíticos constam das Tabelas 1 e 2 respectivamente. Além disso 5 análises Pb-Pb em rocha total, ainda inéditas, encontram-se disponíveis (Basei, comunicação pessoal). Deste total de amostras 13, situam-se no Estado de Minas Gerais, portanto fora da área principal de enfoque deste trabalho, e devido a importância relevante destes dados na interpretação geocronológica regional das rochas deste domínio, são aqui apresentados.

Os dados geocronológicos executados nesta pesqui-

sa foram interpretados em conjunto com aqueles obtidos por Artur (1980) e (1988) nas rochas metamórficas da região de Itapira e Lindóia, por Vlach (1985) e Cordani e Bittencourt (1967) no Complexo Granítico de Morungaba e por Basei (informação verbal) nos migmatitos do embasamento regional em Amparo.

Devido as dificuldades de se enquadrar as rochas metamórficas deste Domínio em grupos ou formações, para facilidade de discussão geocronológica dividiremos essas rochas em embasamento e em seqüências supracrustais.

5.2.1. Rochas do Embasamento

São consideradas como rochas do embasamento, as rochas migmatíticas e gnáissicas com deformações polifásicas e policíclicas incluídas no Complexo Amparo por Ebert (1968) e Basei et al. (1986), bem como os ortognaisses associados. Segundo estes últimos autores as rochas migmatíticas ocorrem como encraves dentro destes ortognaisses, denominados de Suite Serra Negra, na área em estudo.

Os migmatitos estromáticos com bandas leucossomáticas que ocorrem nos arredores da cidade de Amparo, foram estudados geocronologicamente pelo método Pb-Pb em rocha total (Basei, inf. verbal) através de análises de amostras provenientes dos materiais leucossomáticos de composição trondjemítica, que forneceram uma isócrona com 3414 ± 52 m.a. com valor da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ_1) de 7,58. Esses dados nos permitem considerar a idade acima como a época da adição deste material leucossomático à crosta a partir da diferenciação direta do manto superior.

O conjunto ortognáissico relacionado aos migmatitos acima, ocorre a norte de Amparo segundo uma faixa orientada NE conforme mostrado em Basei et al. (1986). Tratam-se de rochas constituídas predominantemente por biotita granitóides equi a inequigranulares, foliados e deformados, de composição variável des-

de dioritos até granitos 3A. As amostras datadas são constituídas mineralogicamente por plagioclásios, quartzo, biotita, hornblenda, titanita, apatita, zircão e opacos, e possuem composição predominantemente tonalítica e textura granoblástica.

Nove amostras do conjunto ortognáissico denominado de Suite Serra Negra foram analisadas pelo método Rb-Sr em rocha total, e os pontos relativos a essas análises, quando plotados em diagrama isocrônico, não apresentaram boa distribuição espacial, sendo que seis pontos concentraram-se próximo à origem e apenas três situaram-se pouco mais distantes, sendo que, um destes não se alinhou ao conjunto. Apesar destas limitações os pontos definiram uma isócrona com idade de 2500 ± 90 M.a. e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7033 \pm 0,0004$ (MSWD=7,995) (figura 10). Essa idade deve ser interpretada, com um certo grau de cautela, como a época de formação do conjunto ortognáissico, caracterizando um importante período de acreção crustal.

Fig. 10 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA OS ORTOGNAISSES DA SUITE SERRA NEGRA

Em adição, Artur (1980) apresentou várias análises radiométricas pelo método Rb-Sr em rocha total, nos biotita-hornblenda gnaisses de aspectos anatexíticos, incluídos por este autor como Grupo Amparo. O primeiro conjunto datado, situado na Rodovia Itapira-Jacutinga, nas proximidades do rio Eleutério, já no Estado de Minas Gerais, indicou uma idade de 2230 ± 39 M.a. com razão inicial de $0,7080 \pm 0,0008$. O segundo conjunto, já situado dentro da área deste estudo (Afloramento 18), a nordeste

de Itapira forneceu uma isôcrona de 1918 ± 72 M.a. e razão inicial de $0,7113 \pm 0,0009$ (figura 11).

Os dados geocronológicos de ambos os conjuntos marcam um período de formação de rochas no Proterozóico Inferior, em épocas distintas, 2,2 e 1,9 G.a. aproximadamente, a partir de processos de retrabalhamento de rochas crustais pré-existent.

Fig. 11 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS GNAISSES DO EMBASAMENTO A NOROESTE DE ITAPIRA (Artur, 1980)

A leste de Itapira, na Rodovia que liga esta cidade a Lindóia ocorrem rochas gnáissicas, que segundo Artur(1980) estariam intercaladas com biotita xistos e quartzitos e portanto pertenceriam às seqüências supracrustais. Entretanto, Basei e Campos Neto (comun. pessoal) consideram tais rochas como embasamento do Grupo Itapira e estariam intercaladas com os metassedimentos através da ação de falhamentos que ocorreram na região. Artur (op.cit.) datou essas rochas através de diagrama isocrônico Rb-Sr, onde obteve a idade de 2085 ± 88 M.a. com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7033 \pm 0,0019$.

Retrabalhando os dados acima em diagrama isocrônico (figura 12), nota-se a ocorrência de dois conjuntos de gnaisses geoquimicamente distintos, um constituído por biotita gnaisses porfiroblásticos com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ baixas, menor que 3, que indicou a idade de 2114 ± 90 M.a. com razão inicial de $0,7019 \pm 0,0021$ (MSWD=0,5667) e outro composto predominantemente por gnaisses graníticos, com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas, que forneceu a idade de 1994 ± 42 M.a. com relação inicial bem mais alta de $0,7274 \pm 0,0037$ (MSWD = 3,4759). Esses dados mostram que esses gnaisses foram formados aproximadamente na mesma época, em torno de 2000 M.a., mas a partir de materiais claramente distintos, o primeiro conjunto muito provavelmente derivado de rochas vulcânicas pouco diferenciadas ou materiais diferenciados do manto superior pouco tempo antes do metamorfismo, e o segundo conjunto, a partir de metamorfismo de rochas com longa vida crustal.

Fig. 12- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS GRANITO - GNAISSES DO EMBASAMENTO (ESTRADA ITAPIRA - LINDÓIA)

Artur (1988) estudando as rochas migmatíticas da região de Lindóia, obteve idades Rb-Sr isocrônicas de 1860 ± 75 M.a. e 1810 ± 60 M.a. com relações iniciais de Sr respectivamente de 0,705 e 0,702, confirmando as migmatizações transamazônicas na área.

Rochas migmatíticas que ocorrem a leste de Itapira, nas proximidades do Rio do Peixe, também foram datadas por Artur (1980), que obteve a idade isocrônica Rb-Sr em rocha total de 600 ± 30 M.a. com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7114 \pm 0,0012$.

Considerando-se que rochas migmatíticas são híbridas, ocorrendo misturas de magmas gerados por diversos processos com rochas pré-existentes formadas pouco ou muito tempo antes da migmatização, é possível que algumas amostras não estejam homogeneizadas isotopicamente com as demais e conseqüentemente não poderiam ser colocadas na mesma isócrona pois poderiam ter razões iniciais distintas. Neste sentido, procuraremos sempre, antes de tratarmos amostras de migmatitos em diagramas isocrônicos Rb-Sr, verificarmos se tal homogeneização isotópica ocorreu ou não. Essa verificação pode ser feita utilizando-se o diagrama de mistura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\frac{1}{\text{Sr (ppm)}}$, onde os pontos homogeneizados isotopicamente em Sr devem se alinhar conforme mostrado em Faure (1977). Na figura 13 podemos observar esse diagrama com as rochas migmatíticas datadas por Artur (op.cit.) e nota-se que as amostras 59B e A não se homogeneizaram completamente, e na Figura 14 é apresentado o diagrama isocrônico Rb-Sr para essas rochas, onde a idade obtida, sem computar as amostras acima, foi de 590 ± 22 M.a. com relação inicial de $0,7124 \pm 0,0008$ (MSWD = 2,786), resultados estes concordantes com aqueles obtidos por Artur (1980). Esses dados caracterizam um evento de migmatização, com injeções de magmas, no final do Proterozóico Superior, afetando as rochas pré-existentes.

Fig. 13 - DIAGRAMA DE MISTURA PARA OS MIGMATITOS A LESTE DE ITAPIRA

Fig. 14 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA OS MIGMATITOS SITUADOS A LESTE DE ITAPIRA PRÓXIMOS AO RIO DO PEIXE (Artur - 1980, modificado)

5.2.2. Sequências Supracrustais

Como sequências supracrustais são consideradas as rochas metavulcanossedimentares de filiação calco-alcalina incluídas de uma forma geral no Grupo Itapira de Ebert (1968) ou de Campos Neto e Vasconcelos (1986), correlacionável ao Grupo Andrelândia. Além disto serão também aqui discutidos corpos granitóides - gnaissicos calco-alcalinos relacionados a evolução metamórfica destas sequências.

Artur (1980) apresentou para os gnaisses graníticos e os biotita gnaisses que ocorrem a aproximadamente 13 km a leste de Itapira um diagrama isocrônico Rb-Sr com a idade de 1140 ± 88 M.a. e razão inicial de $0,7343 \pm 0,0028$. Analisando-se a distribuição dos pontos analíticos deste diagrama notamos que os gnaisses graníticos se alinham conforme a isócrona de 1060 ± 130 M.a. e razão inicial de $0,7369 \pm 0,0042$ (MSWD = 1,021) e os biotita-gnaisses definem uma reta com 1443 ± 160 M.a. e relação inicial de $0,7275 \pm 0,0038$ (MSWD = 0,5193) (figura 15). Apesar da fragilidade destas isócronas, que carecem de uma maior quantidade de análises para confirmar as idades conseguidas, podemos considerar a idade próxima a 1400 M.a. como a época de formação destes gnaisses a partir de metamorfismo de material sedimentar. Já a idade em torno de 1100 M.a. parece sugerir um outro evento metamórfico que afetou essa região, embora não muito bem caracterizado até o momento. Entretanto, não se pode descartar a possibilidade desta idade mais jovem significar a idade de um evento cataclástico, que segundo Artur (1980) afetou essas rochas.

Neste trabalho foram amostrados os biotita hornblenda gnaisses que ocorrem a norte de Amparo. Tratam-se de rochas com alternância de biotita hornblenda gnaisses tonalíticos de bandas claras trondjemíticas, com um gnaisse bandado de composição diorítica e quartzo-diorítica. Mineralogicamente essas rochas são constituídas por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo e também magnetita.

Fig.15- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA A SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR QUE OCORRE A LESTE DE ITAPIRA (Artur - 1980 modificado)

Amostras provenientes destes gnaisses foram datadas pelo método Rb-Sr em rocha total, e os dados obtidos quando interpretados em diagrama isocrônico definiram uma isócrona com 1419 ± 78 M.a. e uma relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7048 \pm 0,0002$ (MSWD = 12,434) (figura 16). Devido a homogeneidade em termos isotópicos de Rb e Sr dessas rochas não foi possível obter boa distribuição espacial dos pontos analíticos, provocando um valor elevado do erro da idade. Apesar disto os dados acima sugerem uma época próxima a 1400 M.a. para a formação destes gnaisses a partir de material provavelmente vulcânico pouco diferenciado.

Na tentativa de se caracterizar claramente a idade do metamorfismo principal que gerou as sequências metavulcanos sedimentares em questão, procurou-se datar pelo método Rb-Sr em rocha total um magmatismo granitóide calco-alcalino ortognáissico sincrônico às foliações pré-brasilianas destas sequências conforme Campos Neto e Vasconcelos (1986), mesmo considerando-se que tal magmatismo ocorre fora da área principal deste estudo. Essas datações foram feitas com auxílio da Sandra R.R. Carneiro através de Bolsa de Iniciação Científica da FAPESP.

Fig. 16 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA OS BIOTITA HORNBLENDAS GNAISSES A NORTE DE AMPARO (sequência metavulcanossedimentar)

Para tais análises foram utilizadas as amostragens realizadas por Vasconcelos, A.C.B. nas pedreiras nos arredores de São Gonçalo do Sapucaí (MG) em ortognaisses graníticos porfiróides e em ortognaisses granito-granodiorito-tonalíticos equigranulares, bem como em magnetita ortognaisses graníticos próximos de Ouro Fino (MG). Petrograficamente, tratam-se preferencialmente de magnetita-biotita ferrohastingsita granitos gnaisses, de coloração cinza-rôseo a cinzento, equigranulares fino a médio e caracterizados modalmente como granitos 3B. Sua mineralogia é constituída por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, ferro-hastingsita, biotita, magnetita, apatita, titanita e zircão.

As análises isotópicas pelo método Rb-Sr nestas rochas, possibilitaram a elaboração de uma isócrona com a idade de 1397 ± 10 M.a. com razão inicial de $0,7196 \pm 0,0007$ (MSWD = 1,4873) (figura 17). A idade acima deve ser considerada como a época de formação dos ortognaisses, e o valor elevado da relação inicial sugere que o magma parental dessas rochas formou-se por processos de fusão parcial de materiais da crosta continental, e/ou ter sofrido contaminação de ^{87}Sr provenientes de materiais sedimentares ou crustais, tendo em vista ser difícil se obter granitóides com magnetita-ferrohastingsita-titanita e composição tonalítica a partir de fusão da crosta superior.

Na tentativa de se correlacionar a evolução das ro

Fig.17-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS ORTOGNAISSES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ $\equiv$ Ouro Fino.

chas metamórficas do embasamento e das seqüências supracrustais, foi construído o diagrama de evolução isotópica do Sr, representado na figura 18, onde estão plotadas as curvas de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cada conjunto de rochas metamórficas em função do tempo geológico, bem como a curva de evolução para a Terra Global que admite para hoje uma composição média de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,7046. As linhas de crescimento crustal foram baseadas na média dos valores atuais das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada conjunto metamórfico individualmente.

A observação deste diagrama nos permite considerar que os conjuntos metamórficos formaram-se a partir do metamorfismo de rochas pré-existentes de naturezas diversas, sendo que apenas o conjunto de biotita gnaisses D parece ter se formado a partir de material diferenciado do manto superior pouco tempo antes do metamorfismo. Além disto, este diagrama sugere ainda que todas as rochas dos conjuntos metavulcanossedimentares deri-

Fig. 18 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA AS ROCHAS METAMÓRFICAS DO DOMÍNIO ITAPIRA - AMPARO

- A - Ortognaisses da Suite Serra Negra
- B - Gnaisses do embasamento a NE de Itapira
- C - Gnaisses graníticos do embasamento, Estrada Itapira-Lindóia
- D - Biotita gnaisses do embasamento, Estrada Itapira-Lindóia
- E - Biotita gnaisses supracrustais a leste de Itapira
- F - Gnaisses graníticos supracrustais a leste de Itapira
- G - Gnaisses da sequência supracrustal a norte de Amparo
- H - Ortognaisses São Gonçalo do Sapucaí

varam-se de rochas formadas no mínimo, durante o Ciclo Transamazônico e muito provavelmente em épocas pré-transamazônicas, tendo em vista que as idades obtidas entre 2,5 e 2,1 b.a. através da intersecção das curvas de regressão dos conjuntos de rochas analisados, com a curva de evolução de Sr para a Terra Global, são mínimas para os protólitos das rochas metamórficas.

O padrão de idades pela metodologia K-Ar nas rochas do Domínio Itapira-Amparo forneceram idades variáveis dentro do intervalo tempo 700-510 M.a. com valores mais concentrados entre 550 e 500 M.a. mostrando que a área só se estabilizou tectonicamente no final do Proterozóico Superior e Eo-Cambriano. Somente a amostra relativa a um anfibolito situado nas imediações de Itapira (Amostra 14) datado por Artur (1980) indicou uma idade mais antiga, de 1103 ± 20 M.a., refletindo a época de resfriamento do ciclo anterior pré-brasiliano, que também ocorreu neste domínio.

5.2.3. Complexo Granítico de Morungaba

Encontram-se disponíveis para o Complexo Granítico de Morungaba 37 análises geocronológicas, sendo 28 pelo método Rb-Sr em rocha total e as demais pelo método K-Ar em concentrados de minerais. Essas análises encontram-se referidas em Cordani e Bittencourt (1967), Wernick et al. (1976) e principalmente em Vlach e Kawashita (1984) e Vlach (1985).

Vlach (1985) separou o Complexo de Morungaba em 6 variedades petrográficas distintas, para fins de obtenção de isócronas Rb-Sr, independentemente da distribuição geográfica dentro do corpo das amostras datadas. As idades obtidas variaram dentro do intervalo de tempo 690-490 M.a., as mais antigas para rochas mais máficas e as idades mais jovens, para as rochas mais félsicas. Os valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ situaram-se entre 0,710 e 0,705.

Vlach e Cordani (1985), a partir de estudos geocronológicos e petrológicos, sugerem que os magmas parentais deste complexo granítico derivaram de fontes distintas com diferentes valores de relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, e que o não alinhamento de alguns pontos nas isócronas conseguidas, poderiam também ser explicado, além do fato destes pontos possuírem diferentes razões iniciais, por erros experimentais, ou ainda pelo não sincronismo das amostras, ou seja, formadas através de diferentes pulsos magmáticos.

Numa tentativa de se contornar os problemas acima mencionados procuramos elaborar isócronas a partir de amostras geograficamente próximas entre si e geoquimicamente similares, de modo a garantir a consangüinidade das amostras consideradas em cada diagrama isocrônico. Neste sentido foi considerado dois conjuntos distintos, um com alto teor em Sr, acima de 300 ppm, e outro com baixo teor em Sr, abaixo de 100 ppm, além de um conjunto intermediário, não claramente separável. Além disso, utilizou-se o critério de proximidade geográfica entre as amostras e desta forma conseguiu-se distinguir cinco conjuntos, cuja distribuição espacial dentro do Complexo de Morungaba está na figura 19.

Dentro deste contexto obtivemos os seguintes resultados, cujas isócronas constam das Figura 20 a e b.

- Conjunto A: idade = 623 ± 47 M.a.
razão inicial = $0,7069 \pm 0,0015$
MSWD = 0,4284
- Conjunto B: idade = 624 ± 42
razão inicial = $0,7028 \pm 0,0036$
MSWD = 0,8075
- Conjunto C: idade = 631 ± 23 M.a.
razão inicial = $0,7055 \pm 0,0008$
MSWD = 0,0890

Fig.19 - LOCALIZAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS GRUPOS DE AMOSTRAS DO GRANITO DE MORUNGABA

- Conjunto D: idade = 614 ± 15 M.a.
razão inicial = $0,7051 \pm 0,0018$
MSWD = 2,2088
- Conjunto E: idade = 640 ± 33 M.a.
razão inicial = 0,7059
MSWD = 0,0924

Como pode ser notado, de uma forma geral, os valores das idades dos diversos conjuntos coincidem, dentro do erro analítico, e indicam uma época próxima a 620 M.a. para época principal de formação do Complexo Ígneo de Morungaba. Isto não descarta a possibilidade do Complexo ter se formado através de vários pulsos magmáticos, como proposto por Vlach (1985) apenas que, com os dados radiométricos disponíveis, tal fato não pode ser claramente caracterizado. Para isto seria necessário estudos

Fig. 20 a - DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS Rb - Sr PARA OS DIVERSOS CONJUNTOS DO COMPLEXO GRANÍTICO DE MORUNGABA

Fig. 20b - DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS Rb - Sr PARA OS DIVERSOS CONJUNTOS DE AMOSTRAS DO COMPLEXO DE MORUNGABA

radiométricos adicionais, principalmente pelo método U-Pb em zircões, que normalmente apresentam baixos erros nas idades.

Com relação às razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais, também pode ser observado que variaram pouco, entre 0,7055 e 0,7069, valores estes coincidentes dentro dos respectivos erros analíticos. A única exceção a esta regra foi o conjunto B, que apresentou uma razão inicial mais baixa de $0,7028 \pm 0,0036$. Apesar da isócrona do Grupo B contar com apenas 3 pontos e o valor do erro desta razão inicial ser alto, talvez este fato mostre uma fonte diferente para o magma gerador das amostras aqui agrupadas como conjunto B, uma fonte menos diferenciada do que as demais.

Na figura 21 consta o diagrama de evolução isotópica do Sr para os diversos conjuntos separados do Complexo Morungaba e a curva de evolução da Terra Global. Neste diagrama nota-se que os pontos relativos as razões iniciais dos conjuntos situaram-se no campo crustal, levemente acima da curva da Terra Global, com exceção do conjunto B que situou-se sobre esta linha, mostrando que talvez tenha uma origem mantélica ou a partir de fusão de uma crosta continental inferior empobrecida em Rb. Observa-se ainda que os conjuntos D e B apresentaram linhas de evolução mais inclinadas que os demais, sugerindo que tais conjuntos tiveram uma produção mais rápida de ^{87}Sr durante o tempo geológico, e portanto constituem porções mais enriquecidas em Rb e mais diferenciadas dentro do Complexo de Morungaba.

As determinações geocronológicas pelo método K-Ar em biotitas deste granitóide indicaram idades dentro do intervalo de tempo 590-500 M.a., que refletem as diversas épocas de fechamento do sistema K-Ar nas partes analisadas, demonstrando que próximo a 500 M.a. o corpo já estava resfriado a uma temperatura inferior a 250°C .

Fig. 21 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr
PARA O COMPLEXO GRANÍTICO DE MORUNGABA

5.3. DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ

5.3.1. Introdução

Este domínio inclui uma complexa associação de rochas granulíticas, migmatíticas e graníticas. As rochas deste Domínio dividem-se em três conjuntos distintos, que são as rochas granulito-granito-migmatíticas, as supracrustais e os batólitos graníticos intrusivos, por vezes gnaissificados.

O acervo geocronológico neste Domínio constitui -se de 48 análises Rb-Sr em rocha total, 7 análises K-Ar em con-

TABELA 1 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO DOMÍNIO AMPARO-ITAPIRA

Nº	Campo	Rocha	Localização e/ou Unidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	Nº Lab.	Ref.
A-173-B		Tonalitos	S. Serra Negra	44,4	428,4	0,300	0,7128	8297	NT
A-170-C		Tonalitos	S. Serra Negra	57,3	529,9	0,313	0,7125	8289	NT
A-171-A		Tonalitos	S. Serra Negra	89,7	416,9	0,624	0,7266	8290	NT
A-171-B		Tonalitos	S. Serra Negra	71,8	307,7	0,677	0,7373	8591	NT
A-171-C		Tonalitos	S. Serra Negra	104,9	321,0	0,948	0,7356	8292	NT
A-172-A		Tonalitos	S. Serra Negra	40,6	482,5	0,244	0,7129	8293	NT
A-172-C		Tonalitos	S. Serra Negra	42,4	440,6	0,279	0,7146	8294	NT
A-172-F		Tonalitos	S. Serra Negra	51,7	484,6	0,309	0,7147	8295	NT
A-173-A		Tonalitos	S. Serra Negra	41,9	425,7	0,285	0,7129	8296	NT
ANC-1B		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	54,4	519,2	0,303	0,7105	8829	NT
ANC-1C		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	47,2	529,4	0,258	0,7105	8830	NT
ANC-1D		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	44,9	390,1	0,333	0,7120	8831	NT
ANC-1K		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	37,3	607,6	0,178	0,7081	8832	NT
ANC-1L		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	35,1	535,3	0,190	0,7086	8833	NT
ANC-1N		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	25,6	635,2	0,117	0,7077	8834	NT
ANC-IV		Gnaisses	Supracrustal N de Amparo	47,2	638,2	0,214	0,7080	8835	NT
G-1		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	116,6	86,9	3,916	0,7935	8377	NT
G-3		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	51,0	145,9	1,015	0,7403	8378	NT
G-8		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	96,4	99,9	2,812	0,7767	8379	NT
G-5		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	160,0	152,8	9,035	0,8968	8528	NT
G-11		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	118,5	53,9	6,454	0,8526	8529	NT
G-14		Ortognaisses	São Gonçalo do Sap.	157,9	30,9	15,261	1,0200	8530	NT
14-B		Gnaisses	Embasamento	157,7	139,9	3,30	0,825	3085	1
14-C		Gnaisses	Estrada Itapira	138,5	192,3	2,10	0,766	2676	1
14-D		Gnaisses	Lindóia	127,0	274,1	1,35	0,744	3148	1
14-E		Gnaisses	"	123,2	284,5	1,26	0,739	2677	1
14-F		Gnaisses	"	110,6	281,0	1,14	0,737	3086	1
14-H		Gnaisses	"	109,9	188,0	1,70	0,752	3087	1
14-J-1		Gnaisses	"	125,9	268,1	1,36	0,745	3413	1
14-L		Gnaisses	"	182,5	173,4	3,07	0,796	3414	1
14-M		Gran. Gnaiss.	"	182,1	56,4	9,63	1,006	2906	1
14-Q		Gran. Gnaiss.	"	174,2	84,7	6,07	0,893	2905	1
14-S		Gran. Gnaiss.	"	201,6	34,4	17,88	1,249	3496	1
18-D		Gnaisses	Emb. NE de Itapira	85,3	304,4	0,81	0,733	2839	1
18-E		Gnaisses	Emb. NE de Itapira	106,7	184,6	1,68	0,752	3088	1
18-F		Gnaisses	Emb. NE de Itapira	60,5	288,8	0,61	0,728	2681	1
18-G		Gnaisses	Emb. NE de Itapira	108,1	204,4	1,54	0,753	3089	1
18-J		Gnaisses	Emb. NE de Itapira	109,0	229,3	1,38	0,751	2887	1
22-A		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	88,0	237,0	1,08	0,750	2907	1
22-E		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	130,6	193,4	1,96	0,769	2908	1
22-F		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	127,1	193,9	1,90	0,766	2909	1
100-F		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	148,1	218,4	1,97	0,765	3091	1
100-G		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	152,5	166,8	2,66	0,777	3090	1
100-H		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	127,6	225,6	1,64	0,763	2872	1
100-J		Gnaisses	Supracrustal a Leste de Itapira	144,8	159,0	2,65	0,778	3412	1
58-B		Migmatitos	Embasamento	60,8	425,0	0,41	0,717	2890	1
59 A-1		Migmatitos	Rod. Itapira-Lindóia	205,1	122,0	4,00	0,777		

Continuação da Tabela 1

59-B	Migmatito	Rod. Itapira-Lindóia	38,6	467,3	0,24	0,718	2892	1
59-C	Migmatito	Rod. Itapira-Lindóia	66,8	408,2	0,47	0,716	2893	1
59-D	Migmatito	Rod. Itapira-Lindóia	239,7	128,0	5,44	0,755	3415	1
59-E	Migmatito	Rod. Itapira-Lindóia	33,2	543,0	0,18	0,713	3416	1
59-A	Migmatito	Rod. Itapira-Lindóia	230,4	109,5	6,12	0,759	2891	1
A-184	Granito	Morungaba	163,1	415,9	1,14	0,7173	5994	2
A-202	Granito	Morungaba	248,7	375,5	1,92	0,7231	5992	2
A-90	Granito	Morungaba	70,8	581,4	0,35	0,7084	6001	2
A-239	Granito	Morungaba	84,3	503,3	0,48	0,7104	6617	2
A-129	Granito	Morungaba	108,9	623,1	0,51	0,7105	5993	2
A-12-A	Granito	Morungaba	113,6	521,3	0,63	0,7113	6707	2
A-170-A	Granito	Morungaba	171,5	464,9	1,06	0,7156	5990	2
A-22	Granito	Morungaba	154,3	312,2	1,43	0,7183	6475	2
A-320	Granito	Morungaba	213,9	325,0	1,91	0,7234	6476	2
A-91-A	Granito	Morungaba	290,9	83,6	10,16	0,7964	5999	2
A-342	Granito	Morungaba	304,0	87,0	10,21	0,8005	6474	2
A-211	Granito	Morungaba	369,1	90,5	11,92	0,8082	6000	2
A-164	Granito	Morungaba	324,6	76,1	12,47	0,8137	5998	2
A-76	Granito	Morungaba	368,4	80,3	13,43	0,8208	6479	2
A-93-B	Granito	Morungaba	102,6	43,0	6,94	0,7659	6709	2
A-16	Granito	Morungaba	132,5	48,1	8,02	0,7731	6710	2
A-329	Granito	Morungaba	324,7	78,0	12,16	0,8051	6618	2
A-64	Granito	Morungaba	153,9	33,0	13,64	0,8064	5991	2
JD-152	Granito	Morungaba	150,0	12,4	35,88	0,9560	-	3
A-97-A	Granito	Morungaba	177,4	201,4	2,55	0,7291	5995	2
A-59	Granito	Morungaba	188,4	185,1	2,95	0,7335	6481	2
A-89	Granito	Morungaba	261,9	145,4	5,24	0,7527	6478	2
A-159	Granito	Morungaba	88,8	114,6	2,25	0,7257	6482	2
A-79	Granito	Morungaba	263,7	190,4	4,02	0,7401	6706	2
A-17-A	Granito	Morungaba	179,2	117,8	4,42	0,7420	6708	2
JD-154	Granito	Morungaba	280,0	168,0	4,85	0,7490	-	3

REFERÊNCIAS:

1) Artur (1980); 2) Vlach (1985); 3) Wernick et. al. (1976); NT. Neste Trabalho

TABELA 2 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA AS ROCHAS DO DOMÍNIO AMPARO-ITAPIRA

Nº de Campo	Rocha	Localização e/ou Unidade	Material	%K	^{40}Ar rad CCSTP/g ($\times 10^{-6}$)	%Ar atm	Idade (Ma.)	Nº Lab.	Ref.
G-3	Gnaiss	São Gonçalo do Sapucaí	Anfibólito	2,180	52,84	10,37	536 $\pm$ 24	5917	NT
G-14	Gnaiss	São Gonçalo do Sapucaí	Anfibólito	2,691	62,05	15,66	513 $\pm$ 19	5921	NT
1	Quartzito	Supracrustal	Muscovita	8,24	278,8	4,57	700 $\pm$ 8	3606	1
14	Anfibolito	Embasamento	Hornblenda	0,74	44,4	1,46	1103 $\pm$ 20	3600	1
14D	Gnaiss	Embasamento	Microclínio	3,40	84,4	11,77	539 $\pm$ 27	3452	1
18	Anfibolito	Embasamento	Hornblenda	0,86	27,5	27,96	671 $\pm$ 8	3458	1
43	Anfibolito	Embasamento	Hornblenda	0,39	11,4	9,22	623 $\pm$ 10	3599	1
100	Quartzito	Supracrustal	Muscovita	7,84	207,4	1,67	568 $\pm$ 9	3506	1
100A	Xisto	Supracrustal	Biotita	6,48	159,0	4,39	534 $\pm$ 16	3660	1
150	Quartzito	Supracrustal	Muscovita	8,46	223,3	3,59	568 $\pm$ 20	3476	1
AMC-IV	Biot.Gnaiss	Supracrustal	Biotita	6,67	170,17	1,84	560 $\pm$ 21	6076	NT
IG-GE-38	Granito	Morungaba	Biotita	7,11	160,0	73,7	495 $\pm$ 61	871	4
IG-GP-38	Granito	Morungaba	RTO	3,98	91,6	2,2	505 $\pm$ 15	894	4
IG-IV-66	Granito	Morungaba	Biotita	7,61	188,0	1,0	535 $\pm$ 15	881	4
IG-GE-25	Granito	Morungaba	Biotita	7,31	178,0	7,5	530 $\pm$ 15	884	4
A-18	Granito	Morungaba	Biotita	7,86	194,9	56,8	547 $\pm$ 40	5238	2
A-147	Granito	Morungaba	Biotita	7,03	159,7	40,9	507 $\pm$ 24	5239	2
A-184	Granito	Morungaba	Biotita	7,38	198,0	33,9	589 $\pm$ 57	-	2
IG-A-39	Granito	Morungaba	RTO	2,68	57,0	13,9	470 $\pm$ 21	903	4
IG-D-I	Granito	Morungaba	Biotita	6,19	159,0	1,6	553 $\pm$ 20	833	4
A-171-D	Ortognais	Suite S.Negra	Biotita	6,86	176,0	4,91	563 $\pm$ 10	5861	NT

REFERÊNCIAS: 1- Artur (1980); 2- Vlach (1985); 4- Cordani e Bittencourt (1967)

centrados de minerais separados e 24 análises Pb-Pb em rocha total, cujos dados analíticos constam respectivamente das Tabelas 3,4 e 5. As análises foram realizadas nas rochas granulíticas e migmatíticas do embasamento regional e nos maciços graníticos intrusivos de Nazaré Paulista, Piracaia, Itu, Bragança Paulista e Salmão. Essas análises foram tanto produtos desta pesquisa, como também frutos de trabalho de outros pesquisadores como Janasi (1985), Cordani e Bittencourt (1967), Ebert e Brochini (1968), Hasei e Hama (1972), Basei, M.A.S. (inédito) e Figueiredo, M.C.H. (inédito).

5.3.2. Rochas Granulíticas e Migmatíticas

Dentre as rochas granulíticas que compõem o Complexo Metamórfico Socorro, os charnoquitos que ocorrem nas proximidades da cidade de Pinhalzinho foram alvo de estudo radiométrico pelo método Pb-Pb em rocha total. Os pontos relativos a essas análises não apresentaram boa distribuição espacial no diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mas definiram uma reta com aproximadamente 1400 M.a. e valor de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) de 8,237 (Basei, inf.verbal). O valor obtido de μ_1 indica que o Pb dessas rochas evoluiu em estágio múltiplo, sugerindo que essas rochas formadas há 1400 M.a. originaram-se de retrabalhamento de rochas pré-existentes.

No âmbito desta pesquisa foram analisadas radiometricamente pelo método Rb-Sr em rocha total amostras provenientes dos migmatitos que ocorrem a cerca de 2 km a norte de Atibaia em um corte da Rodovia Fernão Dias. Tratam-se de migmatitos estromáticos com leucossomas graníticos e paleossomas compostos por anfíbolitos, rochas gnáissicas e ortognaisses.

Foram datadas amostras com predomínio de paleossomas e apenas uma (amostra 7) com predomínio de porções leucossomáticas. No diagrama de mistura da Figura 22 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$ pode-se notar que a amostra nº 7 encontra-se homogeneizada isotopicamente a nível de Sr, com algumas amostras com predominân

Fig. 22- DIAGRAMA DE MISTURA DE ISÓTOPOS DE Sr PARA OS MIGMATITOS DE ATIBAIA

Fig 23- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS MIGMATITOS DE ATIBAIA

cia de paleossoma, o que nos permite colocar todas as amostras no diagrama isocrônico Rb-Sr. Seis amostras, portanto, relativas a estes migmatitos forneceram a idade de 621 ± 24 M.a. com relação inicial de $0,7292 \pm 0,0004$ (MSWD = 15,076) (figura 23).

Kawashita (inf. verbal) obteve através de análises Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total executadas nas rochas migmatíticas que ocorrem na região de Delfim Moreira-Piquete, continuação a nordeste do Domínio Piracaia-Jundiaí, idades de 1316 ± 35 M.a. ($r_i = 0,7071 \pm 0,0008$) para as porções predominantemente paleossomáticas e de 832 ± 27 e 588 ± 33 com razões iniciais respectivamente de $0,7115 \pm 0,0005$ e $0,7185 \pm 0,0009$ para as partes enriquecidas em neossoma. Os dados Pb-Pb sugerem uma idade de formação do conjunto migmatítico em torno de 1400 M.a.. Esses dados confirmam a atuação de pelo menos dois eventos formadores de rochas um entre 1400 e 1300 M.a. e outro próximo a 800 M.a.. Já as idades em torno de 600 M.a. poderiam indicar uma época de migmatização e injeção de material granítico mais jovem nas rochas pré-existentes, muito possivelmente relacionado às atividades graníticas que ocorram em grande escala nesta época.

As idades pelo método K-Ar obtidas em rochas deste complexo granito-migmatítico forneceram resultados de 1036 ± 45 e 670 ± 30 M.a. (Hasui e Hama, 1972 e Cordani e Bittencourt, 1967) para rochas anfibolíticas e 633 ± 45 e 564 ± 31 M.a. para piroxenitos (Ebert e Brochini, 1968). Essas rochas normalmente constituem os paleossomas dos migmatitos e os resultados conseguidos sugerem a atuação do Ciclo Brasileiro neste domínio. A idade de 1036 ± 45 , obtida em anfibólio proveniente de amostra coletada a oeste de Jundiaí, mostra a época de resfriamento do evento metamórfico do Proterozóico Médio (± 1400 M.a.) e indica que o evento de migmatização do Proterozóico Superior não atingiu, nesta área, a temperatura de 500°C .

5.3.3. Complexo Granítico Socorro

O Complexo Granítico Socorro (Wernick, 1978a) en-

contra-se subdividido em duas suites distintas. A Suite Bragança Paulista, que inclui granitóides porfiróides e a Suite Salmão com granitos equigranulares a microporfiróides, intrusivos na primeira (Campos Neto et al. 1984). Ambas as suites foram amostradas para fins geocronológicos, sendo a primeira amostrada em um afloramento dentro da cidade de Bragança Paulista e a segunda em uma pedreira situada a oeste desta cidade, próxima a estrada que une a Itatiba.

As amostras coletadas, provenientes da Suite Salmão, são constituídas por granitos inequigranulares a microporfiróides róseos e granitos alasquíticos. A mineralogia principal dessas rochas é composta por microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Composicionalmente tratam-se de granitos 3B.

Seis amostras relativas aos granitóides da Suite Salmão foram datadas pelo método Rb-Sr em rocha total. Tais amostras definiram uma isócrona com 880 ± 62 M.a. e razão inicial de $0,7053 \pm 0,0026$ (MSWD = 0,5300) (figura 24). Esta idade é interpretada como a época de formação dos granitóides da Suite Salmão, a partir de processos de fusão parcial de rochas pré-existentes pouco diferenciadas, embora a participação de uma componente mantélica em seu magma parental não esteja descartada.

Nas amostras provenientes da Suite Bragança Paulista foram realizadas tentativamente datações pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, e ambas as metodologias se mostraram impróprias para datar estes granitóides devido a grande homogeneidade isotópica tanto a nível de Sr como de Pb.

As rochas submetidas às análises radiométricas são compostas petrograficamente por granodioritos e tonalitos porfiróides com megacristais de feldspatos cinza e róseos e matriz inequigranular hipidiomórfica de granulação média constituída por plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, sendo este ultimo, por vezes, azulado.

Dez amostras relativas a Suite Bragança Paulista

Fig. 24 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA A SUÍTE INTRUSIVA SALMÃO

Fig. 25 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA A SUÍTE BRAGANÇA PAULISTA

foram analisadas pela metodologia Rb-Sr, e quando plotadas em diagrama isocrônico não apresentaram boa distribuição espacial, com os pontos analíticos apresentando valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dentro do intervalo de 0,4 a 0,8, que é muito restrito. Tal fato implica na obtenção apenas de idades preliminares porque a reta isocrônica não é bem definida.

Dentro deste contexto pode ser observado na figura 25 que a melhor isócrona que passa pelos pontos plotados, obtida através do programa de cálculos de Williamson (1968) é aquela com idade aparente de 825 ± 100 M.a. e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7098 \pm 0,0008$ (MSWD = 0,8567). Entretanto, como pode ser notado nesta mesma figura, ao diminuirmos o peso dado ao ponto B-1D pode ser traçada uma isócrona com idade aproximada de 1100 M.a. e razão inicial em torno de 0,707. Neste sentido podemos admitir para este granitóide uma idade, ainda preliminar, a ser confirmada com emprego da metodologia U-Pb em zircão, dentro do intervalo de tempo 1100-900 M.a., tendo em vista que o granitóide de Salmão, cuja relação de campo mostra ser intrusivo na Suíte Bragança Paulista, apresentou uma idade de 880 M.a., que seria mínima para esta suíte.

Os granitóides da Suíte Bragança Paulista apresentaram composição isotópica de Pb muito homogênea, com pouca variação nas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e portanto não forneceram uma isócrona Pb-Pb definida conforme mostrado na Figura 33a. Esse comportamento será analisado detalhadamente no item 5.3.7.

5.3.4. Granitóide de Nazaré Paulista

O granitóide de Nazaré Paulista, denominado de Suíte Catapora por Campos Neto et al. (1983), corresponde a um complexo granítico anatético, associado a metatexitos e diatexitos, situados na região da cidade homônima.

As amostras utilizadas nos estudos isotópicos tanto de Sr como Pb, foram coletadas nas proximidades da cidade

de Nazaré Paulista em cortes na rodovia que une esta cidade a Igaratá. Tratam-se de rochas de coloração cinza claro a rosada, granulação média e levemente orientadas, petrograficamente classificadas como granada-biotita-granitos, caracterizados pela abundância de aglomerados granadíferos arredondados. Mineralogicamente as amostras datadas eram compostas por microclínio, quartzo, oligoclásio, granada, muscovita, biotita, zircão, apatita e opacos. Compisicionalmente Campos Neto et al. (op.cit.) caracterizaram essas rochas como granitos 3A e 3B.

Seis amostras do granitóide de Nazaré Paulista foram datadas pelo método Rb-Sr em rocha total e tratadas no diagrama isocrônico da figura 26, onde definiram uma isócrona com 790 ± 32 M.a. e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7135 \pm 0,0005$ (MSWD = 0,7464). Esta idade é aqui interpretada como próxima da época de formação deste granitóide.

Fig. 26-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA O GRANITÓIDE NAZARÉ PAULISTA

Em adição foram também realizadas nestas mesmas amostras análises geocronológicas pelo método Pb-Pb em rocha total, e a exemplo dos granitóides da Suite Bragança Paulista, as amostras revelaram-se muito homogêneas em termos isotópicos de Pb e não definiram uma boa isócrona. Apesar disto, como pode ser visto na figura 27, os pontos analíticos situaram-se sobre uma isócrona com inclinação relativa a idade aparente 800 M.a. concordante com aquela obtida pela metodologia Rb-Sr e confirmando, portanto, a época de formação do granitóide de Nazaré Paulista.

Fig. 27 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb PARA O GRANITO DE NAZARÉ PAULISTA

5.3.5. Maciço Granítico de Piracaia

O Maciço Granítico de Piracaia, situado na região da cidade homônima, foi estudado por Janasi (1985), que apresentou 12 análises radiométricas pelo método Rb-Sr em rocha total. Destas análises utilizou oito amostras, consideradas como diferenciados tardios do maciço, em um diagrama isocrônico que indicou a idade de 581 ± 13 M.a. com razão inicial de $0,7058 \pm 0,0002$. Segundo o autor (op.cit.) esta idade é significativa de uma época de recristalização metamórfica destas rochas que transformou praticamente toda a sua mineralogia principal e não da época de formação destes diferenciados tardios.

Retrabalhando os dados geocronológicos apresentados por Janasi (op.cit.), observa-se a divisão em facies petrológicas distintas realizadas por aquele autor, no sentido em que as amostras classificadas como diferenciados tardios são normalmente mais empobrecidas em Sr, fato este evidenciado claramente no diagrama Rb versus Sr da figura 28. Neste sentido construiu-se um diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras constantes do campo 1 daquela figura (rochas diferenciadas tardias) e o outro diagrama para as amostras situadas no campo 2, constituídas por monzodioritos, monzonitos microporfiríticos e monzonitos metamor

Fig. 28 - DIAGRAMA Rb VERSUS Sr PARA O MACIÇO INTRUSIVO DE PIRACAIA

Fig. 29 - DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS PARA O MACIÇO GRANÍTICO DE PIRACAIA
(Janasi - 1985 modificado)

fisados.

Para as amostras do facies tardio, foi obtida a idade de 573 ± 12 M.a. com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,706 \pm 0,0001$ (MSWD = 2,597) concordante dentro do erro analítico daquela obtida por Janasi (op.cit.), e para as rochas monzoníticas foi definida a idade de 746 ± 25 M.a. e relação inicial de $0,7050 \pm 0,0001$ (MSWD = 6,8455) (figura 29a e b). Essas idades são aqui interpretadas como as respectivas épocas de formação dos conjuntos datados, ou seja, as rochas monzoníticas da região de Piracaia teria se formado próximo a 750 M.a. e os facies tardios do granitóide, ou novos pulsos magmáticos, teriam ocorrido em torno de 580 M.a..

5.3.6. Granitóide de Itu

A amostragem para fins geocronológicos no batólito granítico de Itu foi realizada em sua porção meridional, ao longo da Rodovia SP-300 que une Jundiaí a Itu, nas proximidades desta última cidade.

Foram coletadas rochas graníticas de coloração rósea com variedades equigranulares e porfiróides, estas últimas exibem, por vezes, textura tipo "rapakivi" viborgítica. A mineralogia dessas rochas é predominantemente constituída por microclínio, oligoclásio, quartzo, biotita, turmalina, apatita, zircão e magnetita. No ponto de vista composicional essas rochas são essencialmente graníticas.

Neste trabalho foram datadas pelo método Rb-Sr em rocha total seis amostras que foram interpretadas em diagrama isocrônico junto com uma amostra analisada por Cordani e Kawashita (1971). Essas amostras definiram uma isócrona com 586 ± 10 M.a. e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7066 \pm 0,0004$ (MSWD = 1,447) (figura 30). Esta idade, de boa precisão analítica, é considerada como a época do "emplacment" do batólito granítico de Itu, e posiciona este maciço no final do Proterozóico Superior.

Fig. 30 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA A PORÇÃO MERIDIONAL DO GRANITO DE ITU

5.3.7. Considerações sobre a Origem dos Granitóides com Base na Geoquímica Isotópica de Sr e Pb

A composição isotópica de Sr e Pb nos granitóides tem sido largamente utilizadas para identificar as fontes de seus respectivos magmas parentais e detectar processos de possíveis contaminações crustais destes magmas. Isto pode ser feito através do estudo das composições de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e atuais, de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ atual e de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iniciais e atuais, conforme descrito no capítulo II deste trabalho.

Neste sentido determinou-se as composições isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total e de Pb em feldspatos e rocha total dos granitóides do domínio Piracaia-Jundiaí. Os resultados foram interpretados em diagrama de evolução isotópica de Sr de Faure (1977) modificado e nos gráficos de evolução isotópica do

Pb conforme o modelo da "Plumbotectônica" de Zartman e Doe (1981). Essas interpretações fornecem informações complementares sobre a idade aproximada e a natureza das fontes magmáticas.

A figura 31 representa o diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides em função do tempo geológico. As linhas de crescimento crustal são baseadas na média dos valores a tuais da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada granito individualmente. Encontra-se também plotada no diagrama a linha de evolução de Sr admitida para a Terra Global, que considera hoje uma composição $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ média de 0,7046. Neste diagrama nota-se que todos os pontos relativos as razões iniciais dos granitóides, com valores entre 0,7055 e 0,7132, situaram-se acima da curva de evolução da Terra Global e obviamente do manto superior, o que sugere fortemente que os respectivos magmas parentais dos granitóides do Domínio Piracaia-Jundiaí tiveram uma componente importante de material crustal em sua composição. A extrapolação para trás da curva de evolução isotópica do Sr para a Suíte Bragança Paulista intercepta a linha evolutiva da Terra Global em aproximadamente 1700 M.a., indicando ser esta a idade mínima do material que sofreu fusão parcial para originar este granitóide (vide Capítulo II).

Observa-se ainda, na figura 31, que a linha de evolução de Sr do facies tardio do maciço de Piracaia tem sua origem sobre a curva evolutiva dos monzonitos deste maciço, o que pode sugerir que os magmas formadores dos corpos tardios tiveram uma contribuição significativa de materiais produzidos por refusão dos facies mais antigos do corpo, embora Janasi (1985) tenha considerado mais provável uma gênese baseada na cristalização fracionada para o Maciço de Piracaia. De forma antagônica, com relação às Suítes Salmão e Bragança Paulista, que compõem o Complexo Granítico Socorro, nota-se que a linha de evolução relativa a primeira suíte, que é intrusiva na segunda, começa muito abaixo da curva evolutiva da Suíte Bragança Paulista, mostrando que o seu magma parental não teve contribuição de materiais provenientes da fusão parcial da suíte encaixante.

Fig. 31 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA OS GRANITÓIDES DO DOMÍNIO PIRACAIA JUNDIAÍ

Em adição, foram realizadas análises isotópicas de Pb em concentrados de feldspatos separados dos granitóides Nazaré Paulista e Bragança Paulista, com a finalidade de se obter a composição isotópica inicial de Pb destes granitóides. Os dados obtidos foram plotados nos diagramas de evolução isotópica do Pb, estabelecidos conforme o modelo de "Plumbotectônica" de Zartman e Doe (1981), onde encontram-se desenhadas as curvas evolutivas para as crostas continentais inferior e superior, manto superior e ambiente orogênico, como mostradas nas figuras 32a e b.

No diagrama da figura 32a, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, observa-se que os pontos analíticos relativos a Suíte Bragança Paulista situaram-se sobre a curva do ambiente orogê

nico e o ponto do granitóide de Nazaré Paulista acima dela, em direção à curva de evolução da crosta superior, com composições isotópicas de Pb relativas à época próxima a 800 M.a.. Já no diagrama da figura 32b todos os feldspatos plotados situaram-se acima da curva orogênica em direção à curva relativa à crosta inferior, com idades modelos aparentes de 800 M.a. e o corpo de Nazaré Paulista algo mais novo.

Fig. 32 - DIAGRAMAS DE PLUMBOTECTÔNICA DE ORIGEM DOS GRANITÓIDES

Este comportamento sugere que ambos os granitóides são crustais, sendo que a Suíte Bragança Paulista foi formada a partir de materiais provenientes principalmente de fusão parcial da crosta continental inferior e o granitóide Nazaré Paulista teve uma contribuição muito grande em seu magma parental de materi-

al proveniente da crosta continental superior.

As análises isotópicas de Pb em rocha total, realizadas para as amostras do granitóide Bragança Paulista, apresentaram grande homogeneidade na composição isotópica com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ próximos a 17,6, não permitindo a obtenção da idade deste corpo granítico. Entretanto, ampliando-se a escala do eixo das abcissas do diagrama da figura 33a, a melhor reta que passa por aqueles pontos possui uma inclinação relativa a idade aparente de 2100 M.a., que define um valor de μ_1 , com bastante precisão, de $8,239 \pm 0,028$. Este valor é alto em comparação com aqueles considerados típicos para o manto superior hoje, entre 7,5 e 8,2, conforme Moorbath e Taylor (1981), sugerindo a presença de Pb radiogênico proveniente da crosta continental em seu magma parental.

O granitóide de Bragança Paulista, devido suas características petrológicas apresenta empobrecimento em Pb radiogênico, quando comparado com outros granitóides (ver capítulo 6), posicionando seus pontos analíticos, no diagrama 33b, a esquerda da geocron (isócrona admitida para os meteoritos hoje), o que indica que o Pb presente na rocha não teve evolução em estágio único.

Para efeito de comparação foi plotada no diagrama acima a geocron calculada para 2150 M.a. atrás, onde observa-se que a linha de referência com idade de 2100 M.a. intercepta esta geocron em um valor relativo de μ de 8,30, significantemente abaixo do intervalo calculado para o manto superior a 2150 M.a. atrás, que seria aproximadamente entre 10 e 11, conforme cálculos de regressão pela fórmula.

$$\mu(t) = \mu_0 e^{\lambda_{238} \cdot T}$$

onde: μ_0 = μ do manto hoje

T = 2,1 b.a.

λ = $0,155 \times 10^{-9}$

Tal fato sugere que esse material há 2150 M.a. atrás teve importante contribuição de Pb radiogênico proveniente de fontes crustais antigas empobrecidas em U, como a crosta inferior.

A incorporação de Pb proveniente da crosta inferior empobrecida geoquimicamente por magmas graníticos dão origem a composição isotópica inicial de Pb menos radiogênica do que aqueles magmas derivados do manto superior não contaminados de idades similares. Nos casos em que ocorrem essa incorporação, o valor aparente de μ_1 obtido seria menor do que os valores estimados para o manto e os pontos relativos à composição isotópica de Pb, dos magmas contaminados, situar-se-iam no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, hoje, a esquerda da geocron.

Levando-se em conta as considerações acima, bem como as idades preliminares obtidas para a Suíte Bragança Paulista, pode ser admitida a possibilidade da composição isotópica do Pb do granitóide, refletir na verdade, a composição isotópica da crosta continental inferior que deu origem ao seu respectivo magma parental.

Neste caso a idade aparente de 2100 M.a. indicaria a época de formação desta crosta continental a partir de retrabalhamento de rochas mais antigas.

Foram também plotados no diagrama da figura 33b, para efeito comparativo, os pontos analíticos das rochas charnoquíticas do Complexo Socorro, baseados em dados inéditos de M.A.S. Basei, onde pode ser notado que dois pontos situaram-se no mesmo campo do granitóide Bragança Paulista, a esquerda da geocron. Além disso, os valores da relação $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ_1) obtidos hoje, para ambos os conjuntos são bastante similares, da ordem de 8,23, sugerindo que essas rochas formaram-se a partir de retrabalhamento de rochas pré-existentes e sofreram contaminação de Pb radiogênico de fontes similares.

Portanto, para os granitóides do Domínio Piracaia

TABELA 3 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ

Nº de Campo	Rocha	Localização e/ou Unidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Nº Lab.	Ref.
a								
CT-22A	Granito	Itu	111,2	108,1	2,984	0,7309	7633	NT
CT-22B	Granito	Itu	109,8	47,7	6,696	0,7601	7634	NT
CT-22D	Granito	Itu	107,0	232,8	1,332	0,7179	7636	NT
CT-22F	Granito	Itu	129,0	97,1	3,857	0,7399	7637	NT
CT-22G	Granito	Itu	188,1	112,1	4,875	0,7474	7638	NT
Itu-1	Granito	Itu	166,0	83,2	5,790	0,7520	068	4
CT-22C	Granito	Itu	-	-	10,540	0,7967	7635	NT
NP-26B	Granito	Nazaré Paulista	212,9	435,6	1,418	0,7294	7646	NT
NP-32	Granito	Nazaré Paulista	108,6	434,8	0,724	0,7215	7647	NT
NP-26C	Granito	Nazaré Paulista	137,9	303,4	1,318	0,7302	7648	NT
CT-14A	Granito	Nazaré Paulista	143,0	318,1	1,304	0,7275	7628	NT
CT-15A	Granito	Nazaré Paulista	139,9	265,9	1,526	0,7309	7629	NT
CT-15B	Granito	Nazaré Paulista	147,7	272,8	1,571	0,7310	7630	NT
CT-14D	Granito	Nazaré Paulista	131,6	284,0	1,344	0,7280	7631	NT
M-214H	Qz.Sienito	Piracaia	190,8	162,9	3,398	0,7333	7104	5
M-214D	Qz.Sienito	Piracaia	183,8	171,9	3,102	0,7306	7737	5
M-12B	Qz.Monzonito	Piracaia	137,1	302,7	1,312	0,7177	7745	5
M-12D	Qz.Monzonito	Piracaia	136,5	503,9	0,784	0,7122	6746	5
PI-270E	Qz.Sienito	Piracaia	174,5	162,5	3,115	0,7313	7598	5
PI-270F2	Qz.Sienito	Piracaia	172,1	163,3	3,057	0,7308	7627	5
PI-26B	Sienito	Piracaia	137,9	202,0	1,979	0,7227	7595	5
PI-149b	Monzonito	Piracaia	113,5	898,4	0,347	0,7080	7599	5
MA-221	Monzonito	Piracaia	153,6	463,9	0,959	0,7150	6739	5
MA-224N	Monzonito	Piracaia	128,1	1090,9	0,340	0,7084	6740	5
PI-259	Monzonito	Piracaia	84,5	1834,9	0,130	0,7069	7596	5
PI-40	Monzonito	Piracaia	148,2	754,2	0,569	0,7116	7600	5
BX-VII-1	Granodiorito	Bragança Paulista	121,3	626,7	0,561	0,7166	7508	NT
41Br-74	Tonalito	Bragança Paulista	137,1	551,4	0,720	0,7181	7510	NT
CT-17	Tonalito	Bragança Paulista	149,9	679,5	0,639	0,7174	7632	NT
D-1-D	Granodiorito	Bragança Paulista	104,7	725,9	0,418	0,7154	8423	NT
B-1-A	Granodiorito	Bragança Paulista	115,3	729,8	0,458	0,7152	8424	NT
B-1-G	Granodiorito	Bragança Paulista	128,6	469,2	0,794	0,7205	8425	NT
22-A	Granodiorito	Bragança Paulista	-	-	0,555	0,7164	-	6
22-B	Granodiorito	Bragança Paulista	-	-	0,608	0,7169	-	6
22-C	Granodiorito	Bragança Paulista	-	-	0,620	0,7170	-	6
22-D	Granodiorito	Bragança Paulista	-	-	0,557	0,7164	-	6
BR-XII-93	Granito	Salmão	209,1	170,8	3,558	0,7503	7511	NT
B-2A	Granito	Salmão	169,9	187,6	2,630	0,7416	8426	NT
B-2C	Granito	Salmão	226,8	202,5	3,254	0,7463	8427	NT
B-2D	Granito	Salmão	222,0	225,0	2,865	0,7414	8428	NT
HR-117	Granito	Salmão	194,0	247,1	2,28	0,7341	-	NT
B-2E	Granito	Salmão	231,5	195,7	3,43	0,7492	8429	NT
ATB-1	Migmatito	Atibaia	75,4	173,2	1,264	0,7413	8823	NT
ATB-3	Migmatito	Atibaia	104,2	250,1	1,210	0,7393	8824	NT
ATB-7	Migmatito	Atibaia	125,6	107,1	3,412	0,7608	8825	NT
ATB-8	Migmatito	Atibaia	72,8	237,6	0,889	0,7362	8826	NT
ATB-11	Migmatito	Atibaia	114,9	199,4	1,673	0,7412	8827	NT
ATB-15	Migmatito	Atibaia	51,4	276,4	0,540	0,7354	8828	NT

REFERÊNCIAS: 4) Cordani e Bittencourt (1967); 5) Janasi (1987); 6) Figueiredo M.C.H. (inédito).

TABELA 4 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA ROCHAS DO DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ

Nº Campo	Rocha	Localização e/ou Unidade	Material	% K	^{40}Ar rad CCSTP/g (x 10 ⁻⁶)	% Ar _{atm}	Idade (Ma.)	Nº Lab.	Ref.
J-60	Anfibolito	Embasamento	Anfibólio	0,139	76,29	25,2	1036 ± 45	1824	7
IG-SR-143	Anfibolito	Embasamento	Anfibólio	0,602	19,4	15,4	670 ± 30	955	4
624-5	Granito	Itu	Biotita	4,36	101,0	3,1	510 ± 15	-	4
JCM-3-1760	Granito	Itu	Biotita	4,34	111,0	1,5	550 ± 20	119	4
JCM-3-1760	Granito	Itu	K-Feld.	7,96	174,0	4,4	480 ± 15	481	4
JU-36	Piroxenito	Embasamento	Biotita	7,84	206,0	2,9	564 ± 31	1211	8
JU-36	Piroxenito	Embasamento	Anfibólio	1,012	30,3	7,4	633 ± 45	1218	8
ATB-9	Migmatito	Embasamento	Biotita	7,743	192,41	2,72	564,0	6047	NT

TABELA 5 - DADOS ANALÍTICOS Pb-Pb NOS GRANITÓIDES DO DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIAÍ

Amostra	Unidade e/ou Localidade	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ref.	Material
CT-14-A	Nazaré Paulista	17,520	15,593	37,542	NT	Feldsp.
CT-16-H	Bragança Paulista	17,431	15,572	37,428	NT	Feldsp.
CT-17-A	Bragança Paulista	17,456	15,572	37,441	NT	Feldsp.
CT-16-A	Bragança Paulista	17,663	15,598	38,706	NT	RTO
CT-16-B	Bragança Paulista	17,636	15,599	38,029	NT	RTO
CT-16-C	Bragança Paulista	17,688	15,592	38,347	NT	RTO
CT-16-D	Bragança Paulista	17,692	15,617	38,109	NT	RTO
CT-16-E	Bragança Paulista	17,791	15,616	38,470	NT	RTO
CT-16-F	Bragança Paulista	17,593	15,585	38,182	NT	RTO
CT-16-G	Bragança Paulista	17,645	15,597	37,929	NT	RTO
CT-16-I	Bragança Paulista	17,496	15,567	37,563	NT	RTO
CT-17-A	Bragança Paulista	17,642	15,592	38,602	NT	RTO
CT-17-B	Bragança Paulista	17,766	15,608	38,437	NT	RTO
CT-14-A	Nazaré Paulista	17,623	15,604	37,864	NT	RTO
CT-14-B	Nazaré Paulista	17,653	15,612	37,850	NT	RTO
CT-14-D	Nazaré Paulista	17,683	15,612	37,946	NT	RTO
CT-15-A	Nazaré Paulista	17,640	15,600	37,872	NT	RTO
CT-15-B	Nazaré Paulista	17,669	15,593	38,001	NT	RTO

REFERÊNCIAS:

4) Cordani e Bittencourt (1967); 7) Hasui e Hama (1972); 8) Ebert e Brochini (1968)

-Jundiaí a utilização dos isótopos de Sr e Pb sugerem as conclusões que se seguem:

- o granitóide Bragança Paulista provavelmente foi formado dentro do intervalo de tempo 1400-1000 M.a. a partir de magmas gerados principalmente por processos de fusão parcial de crosta continental inferior, com uma idade mínima de 1700 M.a., que sofreram contaminação em níveis crustais mais elevados.
- para o corpo de Nazaré Paulista, de idade em torno a 800 M.a., foi sugerida uma gênese que envolve predominantemente processos de fusão parcial da crosta continental superior. Essa conclusão é consistente com os dados de campo observados, como por exemplo o fato de tratar-se de granitóides portadores de granadas, intrusivos em rochas metassedimentares, contendo xenólitos de metassedimentos, muitos deles em avançado estágio de digestão. Esses fatos o diferem claramente da Suíte Bragança Paulista, na qual os xenólitos são principalmente rochas máficas deformadas.
- para as intrusões de Itu, Piracaia e Salmão, onde não estão, ainda, disponíveis dados isotópicos de Pb, os valores de suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais (entre 0,7055 e 0,7066) são consistentes com uma origem similar a Suíte Bragança Paulista, ou seja, uma derivação predominantemente de fontes da crosta continental inferior.

5.4. DOMÍNIO SÃO ROQUE

No âmbito do Domínio São Roque encontram-se disponíveis até o momento 117 determinações radiométricas, sendo 48 pelo método Rb-Sr em rocha total, 33 pelo método K-Ar em concentrados de minerais ou em rocha total, 21 pela metodologia Pb-Pb em rocha total ou em feldspatos e 9 pelo método U-Pb em zircões. Deste total de análises, 77 foram executadas nesta pesquisa.

Existem determinações radiométricas nas seqüências metassedimentares (filitos e metaconglomerados), nas seqüências metavulcânicas intercaladas (metariolitos e metabasitos) e nos gnaisses da região de Igaratã, e nos vários corpos graníticos intrusivos nestas seqüências.

5.4.1. Rochas Metavulcânicas Ácidas

As rochas metavulcânicas ácidas foram analisadas radiometricamente pelos métodos U-Pb em zircões Rb-Sr em rocha total. Localizam-se no Morro do Polvilho a nordeste da cidade de Santana do Parnaíba. Estratigraficamente essas rochas não estão bem definidas sendo posicionadas no pacote inferior do Grupo São Roque (Campos Neto et al. 1983 e Carneiro et al. 1984) ou na seqüência superior (Sadowski, inf. verbal) ou ainda no grupo Serra do Itaberaba (Juliani e Beljavskis, 1983).

Petrograficamente as metavulcânicas datadas são compostas por metariodacitos. Tratam-se de rochas de coloração cinzenta constituídas por cristais maiores de plagioclásio e feldspatos potássicos imersos em uma matriz fina de quartzo, feldspatos, biotita e opacos. Tais rochas apresentam evidências de cataclases e, em alguns locais próximos da zona de falhas, es tão recristalizadas.

As análises radiométricas disponíveis para essas rochas, executadas nesta pesquisa, encontram-se já publicadas em Van Schmus, Tassinari e Cordani (1986).

As determinações isotópicas pelo método U-Pb foram realizadas em duas frações de zircões com teores de Urânio distintos, uma magnética e outra não magnética, cujos dados analíticos encontram-se na tabela 6.

Os pontos analíticos relativos as duas frações analisadas possuem composições isotópicas de U e Pb que os colo-

cam numa posição, quando plotados no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, pouco abaixo da curva Concórdia, indicando uma pequena perda de Pb radiogênico, comportamento este, bastante comum em zircões. Ao mesmo tempo a reta definida por tais pontos intercepta superiormente a curva Concórdia no valor de idade 1790 ± 14 M.a. (figura 34). Essa idade é precisa devido ao fato dos pontos analíticos localizarem-se próximos do intercepto superior da curva Concórdia. A idade obtida deve ser considerada como a época de formação dos cristais de zircão e conseqüentemente do episódio de cristalização magmática dos riódacitos originais.

Por outro lado, o intercepto inferior na curva Concórdia, mal controlado em virtude da grande distância dos dois pontos analíticos, indica uma idade aparente da ordem de 500 M.a. (o valor calculado foi de 474 ± 110 M.a.), o que sugere uma perda episódica de Pb radiogênico por parte dos cristais de zircão, ocorrida durante os eventos tectonomagmáticos finais do ciclo brasileiro.

Para esses metariódacitos existem, ainda, disponíveis 6 análises radiométricas pelo método Rb-Sr em rocha total. Os pontos relativos a essas amostras, quando plotados em diagrama isocrônico, mostraram uma forte dispersão, situando-se em torno de uma reta de referência com inclinação correspondente a uma idade de 550 M.a. com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial próxima a 0,820 (figura 35). Esses dados indicam que os metariódacitos datados sofreram uma rehomogeneização isotópica parcial durante o ciclo orogênico Brasileiro. A regressão calculada pelos pontos analíticos, através do método Williamson (1968), produziu uma idade aparente de 495 ± 35 M.a. com valor de MSWD igual a 20,1987 e razão inicial de $0,815 \pm 0,004$. Esses parâmetros revelam a falta de colinearidade dos pontos analisados e colocam dúvidas sobre a significação geológica da idade aparente Rb-Sr, que, neste caso, deve ser considerada apenas como indicação da existência de um evento deformacional importante associado com o Ciclo Brasileiro.

Vários trabalhos mostram os efeitos de eventos

Fig.34 - DIAGRAMA CONCORDIA PARA ZIRCÕES PROVENIENTES DOS METARIODACITOS DO GRUPO SÃO ROQUE

Fig.35 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA METARIODACITOS DO GRUPO SÃO ROQUE

metamórficos posteriores no sistema Rb-Sr. Dentre estes podemos destacar o de Bell e Blenkinsop (1978) que demonstraram que eventos metamórficos do facies xisto verde baixo afetam o sistema Rb-Sr de rochas vulcânicas ricas em SiO_2 e K_2O e pobres em Sr total, causando desequilíbrio ou rehomogeneização isotópica do Sr e consequentemente a dispersão dos pontos analíticos em diagrama isocrônico, como a observada, de amostras seguramente cogenéticas. Além disso no caso específico das amostras analisadas, a não colinearidade dos pontos pode também refletir a ação de fluídos hidrotermais ativos associados às deformações cataclásticas causadas pelos grandes falhamentos que afetaram a área de ocorrência das metavulcânicas datadas. Esses fluídos podem acarretar importantes remobilizações de Rb e Sr entre os constituintes minerais das rochas afetadas, em distâncias relativamente grandes, superiores às dimensões normais das amostras coletadas, com as consequentes modificações nas composições isotópicas dos sistemas de rochas total.

5.4.2. Rochas Anfibolíticas

Nos domínios geográficos do Grupo São Roque ocorrem numerosos corpos anfibolíticos de forma e tamanho variáveis, onde destacam-se os maciços anfibolíticos das regiões de Jaraguá-Perus, Serra do Itaberaba e Pirapora do Bom Jesus. Normalmente estes corpos são constituídos por rochas de coloração preta, algo esverdeadas, quando frescas e de granulação variável desde fina a té grossa. Estes anfibolitos encontram-se encaixados em filitos, metaconglomerados, xistos e quartzitos e em granitos.

Com relação à aplicação dos métodos radiométricos nestas rochas, o mais adequado é o Sm-Nd, que infelizmente não po de ser utilizado nesta pesquisa, encontrando-se disponíveis para essas rochas apenas análises geocronológicas pela metodologia K-Ar em concentrados de plagioclásios, anfibólios e em rocha total, que podem, quando aplicada especialmente em rochas metabásicas, a apresentar alguns problemas interpretativos.

Muitas vezes, dentro de um sistema cristalino de rochas metamórficas, pode ocorrer uma acumulação na concentração de ^{40}Ar radiogênico em excesso, ou seja, maior do que aquela produzida através do decaimento radioativo do ^{40}K depois do fechamento do sistema mineral. Por outro lado, podem também ocorrer uma perda de ^{40}Ar radiogênico pelo sistema (concentração deficiente de ^{40}Ar). Esses fatos podem provocar a obtenção de idades K-Ar sem significação geológica, mais velhas ou mais novas do que a idade real.

Para se detectar se algum destes mecanismos ocorreu, deve ser utilizado o diagrama ^{40}Ar versus ^{40}K , chamado de Diagrama de Harper (Harper, 1970). Neste diagrama pode-se plotar 3 ou mais amostras cogenéticas (que tiveram a mesma quantidade de ^{40}Ar radiogênico perdido ou adicionada) que definirão uma reta. Caso esta reta intercepte o eixo das ordenadas (^{40}Ar) acima do zero (valor positivo) é porque ocorreu a incorporação de Ar estranho ao sistema, na quantidade medida e conseqüentemente as idades modelos obtidas serão mais antigas do que as reais. No caso desta reta interceptar o eixo das ordenadas abaixo de zero (valor negativo) é porque ocorreu perda de ^{40}Ar radiogênico após a época de cristalização metamórfica e as idades modelos, neste caso, seriam mais jovens do que deveria se obter.

Cabe ressaltar que a inclinação da reta obtida é função da idade isocrônica K-Ar e segundo Harper (1970), para o caso de intercepto positivo, a idade obtida seria interpretada como a época de incorporação do Ar estranho ao sistema e para o caso do intercepto negativo a idade conseguida seria interpretada como a época da última cristalização metamórfica da rocha.

5.4.2.1. Corpos anfibolíticos de Jaraguá-Perus

Os anfibolitos da região de Jaraguá-Perus foram descritos por Gomes (1962), Gomes et al. (1972) e Coutinho (1972). Nas imediações de Jaraguá ocorre um grande corpo em aparente dis

cordância com os metamorfitos regionais. Conforme os autores (op. cit.) essas anfibolitos são homogêneos, com texturas variáveis passando de granoblástica (granulação grossa), nas vizinhanças do contato com o granitóide de Pirituba, a xistosa (granulação fina) no resto do maciço. As análises micropetrográficas dessas rochas evidenciaram que anfibólio e plagioclásio são os minerais principais, formando mais de 90% da rocha, e os minerais acessórios são quartzo, titanita, epidoto, apatita, clorita, sericita, zircão, turmalina e opacos.

O corpo anfibolítico em questão foi enquadrado por Gomes (op.cit.) no facies metamórfico almandina-anfibolito e com base nos dados de campo e petrográficos foi considerada uma origem ígnea para o maciço e um metamorfismo dinamotermal superimposto, decorrente de vários falhamentos que conferiu aos corpos anfibolíticos um alinhamento de seus constituintes minerais e uma estrutura foliar pouco desenvolvida.

Para os anfibolitos de Jaraguá encontram-se datadas 5 amostras pelo método K-Ar em concentrados de anfibólios, sendo que quatro delas constam de Cordani e Bittencourt (1967). As idades convencionais obtidas situaram-se dentro do intervalo de tempo 650-500 M.a. (tabela 8). A variação notada nas idades deve-se à perda de ^{40}Ar radiogênico diferencial por difusão nos cristais dos minerais após a época de cristalização metamórfica.

Tratando-se os dados radiométricos obtidos em diagrama isocrônico K-Ar e no Diagrama de Harper da figura 36, observa-se que as amostras destes maciços sofreram uma pequena perda de ^{40}Ar radiogênico por processos de difusão, o que causou a obtenção da idade isocrônica K-Ar de 573 ± 11 M.a. mais jovem que a obtida, através da inclinação da reta no Diagrama de Harper, que foi de 600 ± 58 M.a.. Esta última idade é interpretada como a época do resfriamento do evento dinamotermal responsável pelo metamorfismo que afetou este corpo anfibolítico.

Fig. 36- TRATAMENTO DOS DADOS K-Ar PARA O CORPO ANFIBOLÍTICO DO JARAGUÁ

5.4.2.2. Anfibolitos da Serra do Itaberaba

A região da Serra do Itaberaba é ocupada por uma sequência vulcano-sedimentar capeada por sericita-xistos, orto e para-anfibolitos, quartzitos finos e rochas calcossilicáticas. Essa sequência foi estudada por Coutinho et al. (1982); Juliani et al. (1986) e Frascá et al. (1987).

As rochas anfibólíticas da Serra do Itaberaba são de coloração preta a esverdeada, com estrutura maciça ou fracamente xistosa e granulação média a grossa. Mineralogicamente são constituídas de hornblenda, plagioclásio (sanidina), quartzo, epidoto, titanita, apatita e opacos. Conforme Coutinho et al. (1982) o padrão textural dessas rochas é provavelmente blastofítico, o que sugere uma origem ígnea a partir de diabásios. O qui mesmo destes ortoanfibolitos se adapta à linha de diferenciação das rochas básicas, das quais se derivaram.

Até o momento existem quatro análises geocronológicas nas rochas anfibolíticas da Serra do Itaberaba, datadas pelo método K-Ar em rocha total e em anfibólitos. Duas destas análises constam de IPT (1984) e outras duas foram feitas neste trabalho em amostras cedidas pelo Prof. J.M.V. Coutinho. A amostra MB-12, analisada em rocha total, indicou a idade de 1529 ± 150 M.a. e a amostra CT-IPT-2, datada em anfibólito, forneceu a idade de 1010 ± 82 M.a. (tabela 8). Ambas as amostras apresentaram teores muito baixos de potássio, o que pode implicar em que elas possuam ⁴⁰Ar radiogênico em excesso, e as idades acima não teriam significação geológica. As outras duas amostras, com teores normais de K para anfibólitos (da ordem de 0,2%) indicaram idades de 598 ± 23 M.a. e 530 ± 30 M.a., sugerindo a época de resfriamento regional desta área.

Com a finalidade de se determinar a validade ou não das amostras com idades pré-brasileiras nos anfibolitos da Serra do Itaberaba os dados K-Ar obtidos foram tratados nos diagramas de Harper e isocrônico, conforme mostrado na figura 37.

Fig. 37 - TRATAMENTO DOS DADOS K-Ar PARA O CORPO ANFIBOLÍTICO DA SERRA DO ITABERABA

No diagrama isocrônico foram plotados os pontos relativos às amostras analisadas em concentrados de anfibólitos, que se alinharam segundo uma isócrona com 515 ± 10 M.a. e razão inicial de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 336,95. No diagrama de Harper estes mesmos pontos definiram uma reta que interceptou o eixo das ordenadas (^{40}Ar radiogênico) no valor positivo de $1,409 \pm 0,029$ e que possuía uma inclinação relativa a idade de 413 ± 4 M.a., indicando que essas amostras incorporaram ^{40}Ar radiogênico em seu sistema. Consequentemente para as amostras pobres em K, com pouco ^{40}Ar , essa quantidade de ^{40}Ar incorporada é significativa e provoca a obtenção de idades mais antigas que as reais. Neste caso, as idades modelos calculadas individualmente para cada amostra serão maiores que a idade isocrônica K-Ar (515 ± 10 M.a.), e será tanto menor, quanto maior for o teor de K em cada amostra. Nesse sentido a idade próxima a 1000 M.a. da amostra CT-IPT-2 não tem significação geológica.

A amostra MB-12, analisada em rocha total, apesar de não ter sido tratada nos diagramas acima citados, também deve possuir ^{40}Ar radiogênico em excesso, e a idade de 1529 ± 150 M.a. parece também não ter significado geológico, entretanto, não se pode descartar a possibilidade de tal idade ser a época intermediária entre a cristalização primária da rocha e o evento metamórfico que a afetou.

Portanto, podemos considerar a idade de 515 ± 10 M.a. como a época do último resfriamento do corpo anfibolítico de Itaberaba, logo após a intrusão do corpo granítico da Pedra Branca.

5.4.2.3. Anfibolitos da Região de Pirapora de Bom Jesus

Os corpos anfibolíticos da região de Pirapora do Bom Jesus foram estudados geologicamente por Hasui et al. (1969), Figueiredo et al. (1982) Bistrichi (1982) e Lazzari (1987). Para fins geocronológicos foi amostrado o maciço que ocorre na cidade

de Pirapora do Bom Jesus. Essa coleta de amostra foi dificultada pela alteração intempérica de grande parte dos afloramentos, sendo raros, aqueles que apresentavam rochas mais frescas.

Neste sentido as rochas submetidas a datações radiométricas pelo método K-Ar possuem granulação fina a média, coloração cinza escura a esverdeada. Mineralogicamente são constituídas essencialmente por anfibólios e plagioclásios, com acessórios de magnetita, titanita, e epidoto. Geralmente o corpo é maciço com xistosidade pouco desenvolvida e intensamente fraturado, ocorrendo também estruturas tipo "pillow lavas". Texturas ígneas reliquias como a ofítica e subofítica foram descritas por Hasui et al. (1969) e Coutinho (1972), sugerindo uma origem ígnea para essas rochas.

Apenas duas análises K-Ar encontram-se disponíveis para esses corpos, sendo ambas realizadas em concentrados de plagioclásios, e indicaram as idades de 1652 ± 121 M.a. e 1053 ± 96 M.a. (tabela 8). Como pode ser notado nesta Tabela a amostra mais pobre em K é a que forneceu a idade mais antiga, sugerindo que ambas as amostras talvez tenham incorporado Ar radiogênico estranho em seus retículos cristalinos e portanto fornecendo idades mais antigas que as reais. Entretanto, não se pode afastar a possibilidade destas idades representarem épocas intermediárias entre a cristalização primária das rochas e o evento metamórfico brasileiro superimposto nesta área.

5.4.2.4. Outros corpos anfibolíticos

Além dos maciços anfibolíticos descritos anteriormente ocorrem ainda análises K-Ar isoladas nos corpos de Perus, Caieiras e numa ocorrência como "Roof Pendant" sobre o granito Varejão próxima a Sorocaba. Essas análises forneceram respectivamente as idades de 613 ± 25 M.a., 714 ± 30 M.a. e 605 ± 40 M.a..

As duas primeiras idades devem ser interpretadas como a época de resfriamento regional do evento metamórfico principal que afetou o Grupo São Roque (800-750 M.a.). A diferença notada nestas idades deve-se à diferença de retentividade entre os materiais datados, anfibólitos e rocha total, este último com grau de retentividade menor. Já a idade obtida na sequência anfibolítica situada como "Roof Pendant" no granito Varejão deve estar vinculada à época desta intrusão.

5.4.3. Rochas Metaconglomeráticas

Os metaconglomerados analisados radiometricamente nesta pesquisa afloram no km 17,5 da Rodovia Anhanguera, no trevo de acesso ao Pico do Jaraguá. Tratam-se de rochas cinzentas, caráter polimítico, com seixos de granitóides, quartzitos, e micaxistos, de tamanhos distintos podendo atingir até 20 cm de diâmetro. Os seixos de granitóides constituem cerca de 85% dos seixos da rocha e apresentam gnaissificação original e efeitos de cataclase onde ocorrem recristalizações sugerida por plagioclásios geminados intercrescidos com feldspatos potássicos. A composição mineralógica principal destes seixos apresenta quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita.

A matriz grauvaquiana normalmente é pouco xistosa com granulação heterogênea, apresentando zonas de grã fina e regiões com claro predomínio de clastos maiores. Mineralogicamente constitui-se de quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita.

Os metaconglomerados exibem sinais evidentes de deformação tectônica, com estruturas penetrativas, alongamento simétrico e diluição de material de seixos dentro da matriz. Os seixos encontram-se orientados paralelamente às estruturas da matriz. Maiores informações sobre estas rochas podem ser encontradas em Coutinho (1955 e 1972) e em Carneiro (1983).

Foram analisadas geocronologicamente pelo método Rb-Sr em rocha total cinco amostras relativas aos seixos granito-gnâissicos e seis amostras provenientes da matriz destes metaconglomerados. Parte destas análises encontram-se já publicadas em Tassinari, Kawashita e Dekikuchi (1985). Os dados analíticos relativos a estas amostras constam da tabela 7. Em adição foram também realizadas 3 análises radiométricas pelo método K-Ar em concentrados de biotitas, cujos resultados estão na tabela 8.

Para a realização das análises geocronológicas Rb-Sr tanto nos seixos granito-gnâissicos como na matriz dos metaconglomerados, foram tomados cuidados especiais na amostragem, com a finalidade de se conseguir uma consangüinidade teórica das amostras datadas para a confecção das isócronas. Tais cuidados consistiram em coletar-se seixos próximos entre si geograficamente, com grau de arredondamento similar e principalmente de mesma composição mineralógica. Além disso coletou-se os seixos menos deformados possíveis, cujas exceções foram as amostras CT05-B e CT05-B-1 que apresentavam uma interpenetração entre o material do seixo e da matriz, provocada por esforços tectônicos posteriores a sedimentação. Com relação à matriz, procurou-se selecionar amostras de granulação fina, homogênea, e próximas entre si.

Os pontos analíticos relativos aos seixos granito-gnâissicos e a matriz, quando plotados num diagrama isocrônico Rb-Sr, apresentaram comportamentos distintos, tanto sob o ponto de vista geoquímico como geocronológico, conforme pode ser observado na figura 38. Os pontos relativos à matriz situaram-se na parte superior do diagrama, mostrando relações Rb/Sr mais elevadas que as amostras dos seixos e conseqüentemente mais enriquecidos em ^{87}Sr e ^{87}Rb . Esse comportamento geoquímico distinto deve-se aos menores teores de Sr total na matriz do que nos seixos (tabela 7).

Os pontos analíticos relativos aos seixos forneceram, através de isócrona, a idade de 1200 ± 75 M.a. e uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,737 \pm 0,001$. O valor obtido para o MSWD

Fig.38 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA OS METACONGLOMERADOS DO GRUPO SÃO ROQUE

foi de 2,517 para um nível de corte de 3,07. As amostras da matriz, em conjunto com aquelas formadas por seixos digeridos pela matriz, definiram uma reta isocrônica com 800 ± 30 M.a. e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,746 \pm 0,001$. A regressão calculada através destas amostras forneceu para a melhor reta isocrônica o valor de MSWD de 2.041 para um nível de corte de 2,68.

Os parâmetros estatísticos citados conferem às idades obtidas uma confiabilidade teórica, mostrando que os pontos analíticos utilizados nos cálculos das isócronas possuem colinearidade aceitável. A possibilidade de construir uma isócrona única para os seixos e a matriz foi descartada, tendo em vista que os pontos analíticos não se alinham de uma forma coerente, não sendo possível a obtenção de uma isócrona estatisticamente bem definida.

A idade obtida para a matriz dos metaconglomerados, próxima a 800 M.a., com valor muito elevado de razão

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, pode ser interpretada como a época da fase sin tectônica do último evento metamórfico que afetou essas rochas, considerando-se que as amostras analisadas eram de granulação fina e passíveis de sofrerem homogeneização isotópica de Sr. As amostras CT05B e CT05B-1, intensamente tectonizadas, que apresentam marcante dissolução entre o seixo e a matriz também sofreram essa homogeneização isotópica e portanto situam-se sobre a isócrona.

Entretanto, esse evento de homogeneização isotópica, não afetou os seixos graníticos, que apresentavam arredondamento e forma elipsoidal original, sem evidências de interpenetração com a matriz. As amostras relativas a esses seixos alinharam-se na isócrona de 1200 M.a. com razão inicial de 0,737 aproximadamente. O valor elevado da relação inicial sugere que a idade acima é indicativa da época do metamorfismo principal que afetou os granito-gnaisses, podendo ser antes ou depois de se constituírem os seixos dos metaconglomerados.

O diagrama de evolução isotópica do Sr da figura 39 sugere que a rocha que originou os granito-gnaisses analisados formou-se em época anterior à 2,4 b.a., sugerindo portanto, que a possível fonte destes seixos não esteja aflorando hoje em dia, tendo em vista a ausência de rochas desta idade no Domínio São Roque.

Essa sugestão é preliminar, tendo em vista que esses diagramas de evolução isotópica de Sr fornecem informações importantes quando as amostras tratadas, são cogenéticas e no caso dos seixos dos metaconglomerados a cogeneticidade entre eles é questionável.

Em adição foram realizadas três análises pelo método K-Ar em concentrados de biotitas provenientes tanto dos seixos granito-gnáissicos como da matriz dos metaconglomerados, fornecendo idades concordantes entre si por volta de 625 ± 10 M.a. (tabela 8). Essas idades determinam a época de resfriamento regional da área próxima ao Pico do Jaraguá. Este período de estabele-

Fig. 39- DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA OS SEIXOS GRANITO - GNAÍSSICOS DE JARAGUÁ E GNAISSES DE IGARATÁ

zação tectônica é coerente com um evento metamórfico cuja fase sintectônica ocorreu em torno de 800 M.a..

5.4.4. Rochas Gnáissicas

As rochas gnáissicas do Domínio São Roque situam-se na região localizada entre os falhamentos de Jundiuvira e Ser^u tãozinho, nas proximidades da cidade de Igaratá. Campos Neto et al. (1983) incluíram essas rochas no Complexo Igaratá que seria embasamento do Grupo São Roque e posteriormente Campos Neto (inf. ver^u bal) considerou esses gnaisses como intrusivos neste grupo.

Para as análises geocronológicas foram coletadas amostras em afloramentos da Rodovia D. Pedro I e imediações (Ane^u xo I). Tratam-se de biotita e/ou hornblenda gnaisses de composição granodiorítica, constituídos por oligoclásio, microclínio, quartzo, hornblenda e biotita principalmente. Exibem estruturas bandadas e fitadas que se alternam com níveis porfiroclásticos (Campos Neto et al., 1983).

Nas amostras coletadas foram realizadas 20 análises radiométricas sendo 8 pelo método Rb-Sr em rocha total e 12 pelo método Pb-Pb em rocha total e em concentrado de feldspatos. As amostras analisadas pela metodologia Rb-Sr forneceram uma isócrona com a idade de 710 ± 30 M.a. e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7074 \pm 0,0004$ (MSWD = 4,327) (figura 40). No diagrama de evolução isotópica do Sr da figura 39 encontra-se plotada a curva de evolução destes gnaisses, onde nota-se que o ponto relativo a razão inicial situou-se acima da curva evolutiva da Terra Global, mostrando que os gnaisses datados, formados próximos a 710 M.a., originaram-se a partir de retrabalhamento de rochas pré-existent com idade mínima de 1100 M.a..

Já as amostras analisadas pelo método Pb-Pb apresentaram grande homogeneidade com relação à composição isotópica de Pb, de tal forma que não foi possível a obtenção de isócrona, bem definida, tendo em vista a pequena dispersão dos pontos analíticos no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Entretanto, ampliando-se a escala no eixo das abscissas deste diagrama, a fim de se conseguir melhor definição de uma reta, pode-se obter uma "isócrona" que sugere a idade aparente em torno de 1300 M.a. (figura 41), que poderia ser a idade de formação primária destes gnaisses, a partir de metamorfismo de rochas pré-existent, mas com pouco tempo de residência crustal, conforme indicado pelo valor de μ_1 de 8,135, dentro do intervalo estabelecido para os materiais derivados do manto superior de 7,5 a 8,2.

Portanto, para os gnaisses da região de Igaratá, podemos considerar preliminarmente uma formação primária próxima a 1300 M.a. e um metamorfismo superimposto em torno de 700 M.a. que retrabalhou o gnaisse original.

5.4.5. Granitóides Intrusivos

No Domínio São Roque os maciços graníticos intrusivos de Cantareira, Tico-Tico, Pedra Branca (S. do Itaberaba),

Fig. 40 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES DA REGIÃO DE IGARATÁ

Fig. 41 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb PARA OS GNAISSES DE IGARATÁ

Morro Azul, Moinho e Perus possuem estudos radiométricos por metodologias de maior poder interpretativo, ou seja Rb-Sr em rocha total, Pb-Pb em rocha total e em concentrados de feldspatos e U-Pb em zircões. Tais métodos permitiram a obtenção das idades de formação dos granitóides, bem como importantes informações a respeito das características de suas respectivas fontes magmáticas.

5.4.5.1. Granitóide de Cantareira

As amostras selecionadas para estudo geocronológico do Maciço de Cantareira, foram coletadas nas porções norte e o riental do corpo, na Rodovia Fernão Dias em dois locais distintos, o primeiro na Pedreira Sant'Ana, altura do km 78,5 da Rodovia, e outro cerca de 10 km antes do entroncamento desta rodovia com a estrada que vai a Franco da Rocha. Em adição coletou-se duas amostras do corpo granítico de Mairiporã, cujos resultados serão comentados neste item.

Petrograficamente todas as amostras analisadas constituem o típico granito Pirituba, com textura porfirítica, apresentando cristais maiores de microclínio creme ou branco em meio a uma matriz composta por quartzo, plagioclásio e biotita. Tratam-se de rochas de coloração cinzenta, granulação grosseira e com megacristais de até 5 cm, formados possivelmente por uma fase tardia magmática. Nas proximidades dos locais amostrados são observadas feições pegmatóides com feldspatos róseos que invadem parte do corpo granítico, cuja composição é essencialmente granodiorítica. Maiores informações sobre o granitóide de Cantareira encontram-se em Ellert (1964) e Coutinho (1972).

Cabe ressaltar que para as análises Rb-Sr evitou -se trabalhar com amostras que apresentassem megacristais de feldspatos maiores que 2 cm, para que, em função do tamanho da amostra datada, não fosse descaracterizado o sistema rocha total.

De uma amostra coletada na Pedreira Sant'Ana foram

separadas quatro frações de zircões com teores de Urânio distintos, que foram analisadas isotopicamente pelo método U-Pb. Os resultados analíticos constam da tabela 6. Os pontos analíticos relativos a essas frações, quando plotados no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ situaram-se na parte superior do diagrama definindo uma reta discórdia com intercepto superior com a curva concórdia em 669 ± 8 M.a. e intercepto inferior em 130 ± 17 M.a., figura 42.

Considerando-se o posicionamento dos pontos analíticos no Diagrama, distingue-se que a idade de 669 ± 8 M.a. é de ótima qualidade e pode ser interpretada como a idade de cristalização dos zircões no momento de colocação do corpo de Cantareira. Esse resultado descarta a possibilidade desse granitóide ser mais antigo e retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro. Já a idade obtida no intercepto inferior de 130 ± 17 M.a. não parece ter significado geológico maior, refletindo uma perda de Pb radiogênico por processos de difusão contínua.

Neste trabalho foram realizadas adicionalmente quatro análises Rb-Sr em rocha total em amostras provenientes do maciço de Cantareira e duas do corpo de Mairiporã. Essas análises, cujos resultados encontram-se na tabela 7, estão plotadas, em conjunto com aquelas obtidas por Cordani e Kawashita (1971), no diagrama isocrônico da figura 43.

As amostras relativas ao corpo de Cantareira, apesar de não apresentarem uma variação boa da razão Rb/Sr definiram uma reta isocrônica com 625 ± 85 M.a. e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7109 \pm 0,0005$. Esta idade é concordante, dentro do erro analítico, com aquela obtida pela metodologia U-Pb em zircão de maior poder interpretativo. Deve ser notado que os pontos relativos ao corpo de Mairiporã situaram-se abaixo da isócrona, parecendo definir uma outra linha paralela, indicando que possivelmente este corpo formou-se na mesma época do batólito Cantareira (na porção analisada) só que, com uma razão inicial mais baixa, da ordem de 0,708.

Fig. 42 - DIAGRAMA U-Pb CONCÓRDIA PARA O MACIÇO GRANÍTICO DA CANTAREIRA

Fig. 43 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA O MACIÇO GRANÍTICO DE CANTAREIRA

Em adição foram também realizadas análises radiométricas Pb-Pb, que, devido a grande homogeneidade em termos de composição isotópica de Pb, com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 17,4 e 18,0, não produziram isócrona confiável para estabelecer a idade de formação deste batólito. Na figura 44 pode ser observado que o "trend" para o arranjo Pb-Pb sugere uma reta com inclinação relativa a idade aparente em torno de 1300 M.a., definindo um valor de μ_1 de $8,183 \pm 0,008$. Essa idade, pelos dados mostrados acima, evidentemente não significa a idade de formação do batólito de Cantareira, mas pode sugerir que o seu magma parental sofreu contaminação de Pb proveniente das rochas encaixantes desta idade, como por exemplo, rochas similares aos granito-gnaisses de Igaratá.

Existem ainda disponíveis quatro análises K-Ar em biotitas e K-feldspatos provenientes do maciço de Cantareira e uma em concentrado de biotitas do corpo de Mairiporã, reportadas em Hasui e Hama (1972) e Cordani e Bittencourt (1967). Essas análises indicaram idades entre 520 e 470 M.a., que refletem a época em que os granitóides estavam se estabilizando tectonicamente.

5.4.5.2. Granito do Tico-Tico

O granito do Tico-Tico constitui um corpo de pequenas dimensões (aproximadamente 11 km^2), orientado na direção E-W, intrusivo nos metassedimentos do Grupo São Roque. A amostragem deste granito foi realizada ao longo da Rodovia dos Bandeirantes, cerca de 500 metros após o Rio Juqueri no sentido para Campinas.

Foram coletadas, para fins geocronológicos, amostras de composição granítica, com granulação média a grossa, leucocráticas e inequigranulares. Mineralogicamente são constituídas por quartzo, microclínio e/ou ortoclásio, plagioclásio e biotita, como principais acessórios aparecem muscovita, granada, turmalina, apatita e zircão. Na porção leste do corpo granítico, onde ocorreu a amostragem, são comuns tipos equigranulares a duas mi-

Fig. 44-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb PARA O GRANITÓIDE DE CANTAREIRA

cas e também bolsões e veios pegmatóides de composição similar ao granito. Maiores informações sobre a descrição do granito do Tico-Tico podem ser encontradas em Penalva e Hasui (1970).

Foram realizadas sete análises radiométricas pelo método Rb-Sr em rocha total em amostras coletadas próximas entre si. Os resultados analíticos encontram-se na tabela 7.

Os pontos analíticos relativos a tais amostras, quando plotados no diagrama isocrônico Rb-Sr, alinharam-se segundo duas retas paralelas (figura 45), uma definida por quatro pontos, indicou a idade de 700 ± 140 M.a. com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,706 \pm 0,0015$. A outra reta definida por três pontos, por ser paralela, indica a mesma idade da anterior só que com valor de relação inicial mais elevado, da ordem de 0,711. Cumpre assinalar que as amostras F e H, constituintes desta última isócrona são pegmatóides, exibindo cristais maiores de biotita e feldspato potássico, o que geralmente proporcionam isócronas com razões iniciais mais elevadas, tendo em vista que tais minerais podem influenciar o sistema rocha total.

Fig:45 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA O GRANITO DO TICO-TICO

O alto erro obtido tanto no valor da idade quanto da relação inicial da isócrona deve-se ao fato das amostras datadas possuírem pequenas variações de relação Rb/Sr e também por situarem-se distantes da origem do diagrama isocrônico. Entretanto, apesar da idade próxima a 700 M.a. carecer de uma melhor definição por estudos radiométricos futuros, podemos considerar, em caráter preliminar, esta idade como próxima da época de colocação do maciço granítico do Tico-Tico.

Em adição, Cordani e Bittencourt (1967) realizaram duas análises radiométricas pelo método K-Ar em concentrados de biotitas e muscovitas provenientes deste granito, obtendo respectivamente as idades de 590 ± 60 e 580 ± 20 M.a. (tabela 8). Tais idades, concordantes entre si, podem ser interpretadas como a época de resfriamento do corpo granítico.

5.4.5.3. Granito de Perus

O granito turmalinífero de Perus não foi objeto de estudo geocronológico neste trabalho, encontrando-se datado apenas através de duas determinações radiométricas, uma pelo método Rb-Sr convencional em rocha total (Cordani e Kawashita, 1971) e outra pelo método K-Ar em concentrado de lepidolitas (Cordani e Bittencourt, 1967).

Com relação à idade Rb-Sr convencional, pelo fato da amostra datada possuir alta relação Rb/Sr e conseqüentemente alto valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, da ordem de 1,247, faz com que a idade calculada independa do valor admitido para a razão inicial. Neste caso, utilizando-se os dados constantes na tabela 7, razão inicial de 0,708 e os valores atuais para a constante de desintegração do Rb, obteve-se a idade de 580 ± 40 M.a. para esse granito, interpretada como próxima da época de "emplacement" deste corpo.

A análise K-Ar realizada em lepidolitas provenien-

tes de pegmatito associado a este granito, apresentou uma idade, aparentemente incoerente com o valor obtido pelo método Rb-Sr convencional, de 650 ± 20 M.a. (tabela 8), que deveria ser um valor de idade mais jovem, da mesma ordem de idade daquela obtida pelo Rb-Sr. Possivelmente uma explicação para essa possível incoerência é o fato da lepidolita ter incorporado ^{40}Ar radiogênico em seu retículo cristalino durante a época de sua cristalização. Para se confirmar ou não tal hipótese seria necessário um estudo mais detalhado nesses minerais, utilizando-se várias análises K-Ar e interpretando-as segundo o diagrama de Harper (1970).

5.4.5.4. Granitóide do Morro Azul (Suíte Imbiruçu)

O Granitóide do Morro Azul foi amostrado em uma pedreira abandonada, situada na Rodovia D. Pedro I (SP-65) após a cidade de Igaratá no sentido para Nazaré Paulista. Foram coletadas amostras de composição essencialmente granodiorítica, de coloração cinzenta e orientadas estruturalmente. São rochas porfiróides com megacristais de microclínio esbranquiçados de dimensões centimétricas, imersos em uma matriz composta por quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita principalmente. Amostras com texturas equigranulares e composição mineralógica semelhante também foram coletadas no mesmo local. A descrição geológica deste corpo como um todo pode ser encontrada em Campos Neto et al. (1983).

Foi efetuada uma isócrona Rb-Sr em rocha total que indicou a idade de 523 ± 62 M.a., com razão inicial de $0,7113 \pm 0,0015$ (figura 46). Nessa isócrona foram utilizadas amostras de mesmo afloramento, com orientação e com textura porfiróide, seus dados analíticos constam da tabela 7. A amostra CT-11-J, mais rica em minerais máficos não foi computada no cálculo da idade, por não ser colinear com as demais amostras.

Em adição foi realizada para este granitóide 14 análises radiométricas pelo método Pb-Pb, sendo 12 em rocha to-

Fig. 46 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA O MACIÇO GRANÍTICO DE MORRO AZUL (SUITE INTRUSIVA IMBIRUÇU)

Fig. 47 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL PARA O GRANITÓIDE DO MORRO AZUL

tal e 2 em concentrados de feldspatos, cujos dados analíticos encontram-se na tabela 9. Os pontos analíticos não apresentaram uma boa distribuição espacial no diagrama isocrônico Pb-Pb, demonstrando uma homogeneidade em relação à composição isotópica de Pb. Este fato implicou na obtenção de um erro elevado na idade de $(578 \pm 350 \text{ M.a.})$, não possibilitando o estabelecimento de uma isócrona. Entretanto a colinearidade destes mesmos pontos permitiu delinear uma reta com inclinação relativa à idade de 580 M.a. aproximadamente (figura 47). Além disso foi obtido um valor para relação $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ_1) de $8,092 \pm 0,008$. A boa precisão deste parâmetro é função do posicionamento dos pontos analíticos próximos à geocron, tendo em vista que este valor é calculado a partir da intersecção da reta isocrônica com a geocron.

As indicações de idades modelos aparentes obtidas, tanto nos diagramas isocrônicos Pb-Pb em rocha total, onde os pontos analíticos não possuem boa distribuição espacial, como nos gráficos de "plumbotectônica" não devem ser encaradas como definitivas, elas apenas demonstram uma razoável concordância entre as idades obtidas pelos diversos métodos aplicados.

Tanto as idades isocrônicas Rb-Sr como Pb-Pb em rocha total que indicam a época de formação do granitóide, sugerem uma época próxima a 550 M.a. para a colocação do granito do Morro Azul.

5.4.5.5. Granito da Pedra Branca (Serra do Itaberaba)

O batólito granítico da Pedra Branca, situado na Serra do Itaberaba, encontra-se descrito em sua porção sudoeste por Juliani e Beljavskis (1983) e Juliani et al. (1986). Nesta região predominam granitóides porfiróides com megacristais de feldspatos potássicos imersos em uma matriz de granulação média a grossa, orientada composta por quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita.

Essas rochas foram datadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, através de prestação de serviço para o sistema IPT-PROMINÉRIO, estando publicadas em IPT (1984). Tratam-se de seis análises Rb-Sr em rocha total que quando plotadas em diagrama isocrônico definiram uma isôcrona com a idade de 540 ± 91 M.a. e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,715 \pm 0,005$.

Esta idade interpretada como próxima da época de cristalização da porção sudoeste do batólito da Pedra Branca, posiciona temporalmente este maciço no final do pré-Cambriano e início do Cambriano.

5.4.5.6. Granitóide do Moinho

O corpo granítico do Moinho ocorre a leste da cidade de Nazaré Paulista e constitui um maciço sin a tardi-tectônico às deformações do Grupo São Roque.

Este maciço é composto por rochas de coloração cinzenta, por vezes rósea, inequigranulares e em alguns locais porfiríticas. A granulação é predominantemente média e a composição é granodiorítica. Essas rochas exibem estruturas levemente orientadas segundo a orientação regional NE-SW. Mineralogicamente o granitóide do Moinho é composto por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e como minerais secundários ocorrem hornblenda e opacos. Maiores detalhes sobre a geologia deste granitóide podem ser encontrados em Campos Neto et al. (1983).

Esse granitóide foi amostrado para as análises isotópicas ao longo da Rodovia D. Pedro I, entre as cidades de Igaratã e Nazaré Paulista. As amostras foram submetidas a análises geocronológicas pelas metodologias Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, e Pb-Pb em concentrados de feldspatos separados.

Com relação à metodologia Rb-Sr, os teores de Rb e Sr das amostras coletadas foram dosados por fluorescência de

Raios X e apresentaram relações Rb/Sr muito similares mostrando grande homogeneidade, fato este que não permitiu a obtenção de isócrona. Entretanto, a amostra com razão Rb/Sr mais elevada foi submetida a datação radiométrica conseguindo-se a idade convencional de 1300 ± 350 M.a., utilizando-se o valor da razão inicial de 0,705. O elevado erro obtido deve-se ao fato da relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra ser baixa, da ordem de 0,7120, tornando significativo o valor adotado para a razão inicial. Evidentemente a idade acima não deve ser considerada como idade definitiva do granitóide, mas apenas uma sugestão.

Por outro lado 12 amostras foram analisadas isotopicamente pelo método Pb-Pb sendo 10 em rocha total e 2 em feldspatos. As amostras datadas em rocha total definiram uma isócrona com 1220 ± 350 M.a. e um valor de μ_1 de 8,039 (figura 48). A idade obtida não é precisa devido o pequeno intervalo nas razões isotópicas de Pb nas amostras datadas; entretanto, a idade acima é a melhor aproximação para o tempo de formação do granitóide do Moinho. Apesar do valor calculado para o μ_1 de 8,039 estar bem próximo do intervalo estimado para materiais diferenciados diretamente do manto superior entre 7,5 e 8,1 a posição dos pontos analíticos no diagrama isocrônico à esquerda da "geocron" invalida o modelo de evolução isotópica do Pb em estágio único, sugerindo fortemente que este granitóide é produto de fusão parcial de crosta continental pré-existente empobrecida em Pb radiogênico.

As análises Pb-Pb em feldspatos foram tratadas em diagramas estabelecidos pelo modelo de Plumbotectônica e indicaram idades aparentes próximas a 1200 M.a. (figura 50), em razoável concordância com a idade obtida pelo método Pb-Pb em rocha total.

5.4.6. Geoquímica Isotópica do Sr e do Pb dos Granitóides e Considerações sobre a Natureza de suas Fontes

Foram determinadas as composições isotópicas de

Fig.48-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb EM ROCHA
TOTAL PARA O GRANITOÍDE DO MOINHO

Sr em rocha total e Pb em feldspatos e rocha total dos granitóides do Domínio São Roque, sendo que os resultados obtidos foram interpretados nos diagramas apropriados, conforme discutido no Capítulo II deste trabalho. As interpretações conjuntas dos isótopos de Pb e Sr fornecem informações complementares sobre a idade mínima e a natureza das fontes magmáticas dos granitóides.

A figura 49 representa o diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides em função do tempo geológico, onde encontram-se plotadas, em comparação com a curva de evolução isotópica da Terra Global, as curvas evolutivas dos granitóides do Tico-Tico, Cantareira, Pedra Branca e Morro Azul individualmente.

Fig. 49 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE Sr EM FUNÇÃO DO TEMPO GEOLÓGICO PARA OS GRANITÓIDES DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

Todos os pontos relativos às razões iniciais destas rochas posicionaram-se no campo crustal, o que nos permite considerar que os magmas formadores destes granitóides originaram-se por processos de fusão parcial da crosta continental.

Observa-se ainda, na figura 49, que os granitóides de Tico-Tico e da Pedra Branca apresentaram linhas de evolução mais inclinadas, o que reflete uma produção mais acelerada de ^{87}Sr , sugerindo que tais granitos sejam enriquecidos em Rb e mais diferenciados que os corpos de Cantareira e Morro Azul, que possivelmente ocuparam níveis mais inferiores da crosta continental.

A regressão da linha de evolução do Sr para o granitóide de Cantareira até a curva evolutiva da Terra Global sugere que esse granitóide derivou-se por processo de fusão parcial de uma crosta continental separada do manto superior pelo menos no Ciclo Transamazônico.

Em adição, para as amostras provenientes deste granitóide foram calculadas as idades modelo em relação ao manto empobrecido ($T_{\text{DM}}^{\text{Sr}}$ = Mantle Depleted Model Ages), que sugerem aproximadamente a idade mínima da crosta que fundiu para originar o magma parental do granitóide.

Este cálculo pode ser feito através da equação:

$$T_{\text{MD}}^{\text{Sr}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}}} \ln 1 + \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{am}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM}}}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{am}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM}}}$$

onde:

am = amostra

DM = manto empobrecido

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM}} = 0,7026$$

$$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM}} = 0,046$$

Efetuando-se, portanto, os cálculos para as amostras provenientes do maciço de Cantareira temos $T_{\text{MD}}^{\text{Sr}}$ (médio) de 2000 M.a. aproximadamente, interpretada como a idade mínima de

formação da crosta continental que por fusão parcial originou este maciço granítico.

Foram também realizadas análises isotópicas de Pb em concentrados de feldspatos separados dos granitóides de Cantareira, Morro Azul e Moinho, a fim de se obter a composição isotópica de Pb inicial destas rochas.

A figura 50 mostra os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde foram plotados os dados relativos aos feldspatos em comparação com as curvas de evolução isotópica do Pb para a crosta superior, a crosta inferior, manto superior e para o ambiente orogênico, através do tempo geológico, segundo o modelo da "Plumbotectônica" de Zartman e Doe (1981). Os dados analíticos de Pb encontram-se na tabela 9.

Os pontos analíticos relativos aos feldspatos situaram-se no diagrama da Figura 50a pouco abaixo da curva relativa ao ambiente orogênico em direção às curvas de evolução do manto e da crosta inferior, sugerindo que a contribuição principal no magma formador dos granitóides foi de um dos dois reservatórios mencionados. Este comportamento ambíguo pode ser resolvido no diagrama da figura 50b, onde os pontos situaram-se acima da curva orogênica, em direção à curva relativa à crosta inferior, entre as linhas pontilhadas relativas às composições isotópicas de Pb da crosta inferior entre 800 e 600 M.a..

Portanto, o posicionamento dos pontos analíticos nos diagramas acima indica que os granitóides de Cantareira, Morro Azul e Moinho formaram-se a partir de magmas gerados por fusão parcial de crosta continental inferior.

Observando-se o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da figura 43, onde encontram-se plotados os pontos analíticos relativos ao corpo de Cantareira, nota-se que os mesmos possuem uma variação pequena na composição isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,8 e 18,0, pouca coisa mais elevada que os valores situa

Fig. 50 - DIAGRAMAS DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE Pb SEGUNDO MODELO DA PLUMBOTECTÔNICA PARA OS GRANITÓIDES DO DOM. SÃO ROQUE

TABELA 6 - DADOS ANALÍTICOS U-Pb EM ZIRCÕES PARA ROCHAS DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

Nº Campo	Fração	Rocha	Unidade e/ou localização	U (ppm)	Pb _{Tot} (ppm)	Pb com.. (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ comp. isotop. corrigida	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
CT-20	M 4	Metariodacito	M.do Polvilho	338,13	103,55	0,73	0,000138	0,108056	0,21788	0,26771	3,91898
CT-20	NM 4	Metariodacito	M.do Polvilho	242,31	80,94	0,24	0,000058	0,108529	0,22477	0,29076	4,31942
CT-1	NM(-1)	Granodiorito	Cantareira							0,8983	0,75818
CT-1	M (1)	Granodiorito	Cantareira							0,0803	0,67241
CT-1	M (0)	Granodiorito	Cantareira							0,06713	0,55497
CT-1	M (2)	Granodiorito	Cantareira							0,06252	0,5368

TABELA 7 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr PARA AS ROCHAS DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

-139-

Nº Campo	Rocha	Unidade e/ou Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Nº Lab.	Ref.
G-1-B	Granodiorito	Cantareira	133,6	726,4	0,533	0,7149	8468	NT
G-1-D	Granodiorito	Cantareira	102,0	806,2	0,366	0,7132	8469	NT
G-2-D	Granodiorito	Cantareira	125,5	855,4	0,425	0,7145	8470	NT
G-3-C	Granodiorito	Cantareira	100,3	1009,3	0,288	0,7137	8471	NT
G-4-A	Granodiorito	Mairiporã	104,6	1187,8	0,255	0,7108	8472	NT
G-4-D	Granodiorito	Mairiporã	113,7	959,3	0,343	0,7113	8473	NT
GS-02-B	Granito	S.do Itaberaba	236,6	139,5	4,931	0,7536	7198	9
GS-05-E	Granito	S.do Itaberaba	224,4	146,1	4,464	0,7515	7199	9
GS-11-K	Granito	S.do Itaberaba	211,2	161,1	3,809	0,7467	7200	9
GS-12-M	Granito	S.do Itaberaba	204,5	148,5	4,001	0,7470	7201	9
GS-14-O	Granito	S.do Itaberaba	216,1	143,4	4,379	0,7489	7202	9
GS-20-U	Granito	S.do Itaberaba	217,3	162,3	3,891	0,7501	7203	9
CT-11-E	Granodiorito	Morro Azul	168,4	305,5	1,598	0,7235	7056	NT
CT-11-F	Granodiorito	Morro Azul	245,1	302,4	2,351	0,7288	7057	NT
CT-11-H	Granodiorito	Morro Azul	165,3	342,3	1,400	0,7215	7058	NT
CT-11-I	Granodiorito	Morro Azul	142,5	265,8	1,554	0,7228	7059	NT
CT-11-J	Granodiorito	Morro Azul	165,7	469,9	1,022	0,7213	7060	NT
UC-Cant-1	Adamelito	Cantareira	88,1	885	0,288	0,716	89	11
RE-3/1607A	Granodiorito	Cantareira	120,6	680	0,514	0,714	90	11
CT-21-A	Granito	Tico-Tico	299,9	114,0	7,670	0,7823	7639	NT
CT-21-B	Granito	Tico-Tico	260,9	110,8	6,864	0,7815	7640	NT
CT-21-F	Granito	Tico-Tico	169,3	88,7	5,557	0,7674	7641	NT
CT-21-G	Granito	Tico-Tico	268,6	110,8	7,064	0,7765	7642	NT
CT-21-H	Granito	Tico-Tico	251,5	105,0	6,985	0,7845	7643	NT
CT-21-I	Granito	Tico-Tico	261,5	101,1	7,541	0,7830	7644	NT
CT-21-J	Granito	Tico-Tico	275,0	94,4	8,501	0,7920	7645	NT
AM-PE-1	Granito	Perus	243	10,9	64,4	1,247	113	11
CT-20-B	Metariodacito	M.do Polvilho	146,0	54,7	7,854	0,8769	7752	NT
CT-20-C	Metariodacito	M.do Polvilho	171,0	58,2	8,638	0,8676	7753	NT
MR-1	Metariodacito	M.do Polvilho	134,0	31,0	12,74	0,8933	1148	10
MR-2	Metariodacito	M.do Polvilho	180,0	68,0	7,79	0,8829	1150	10
MR-3	Metariodacito	M.do Polvilho	187,0	63,0	8,74	0,8774	1151	10
MR-4	Metariodacito	M.do Polvilho	188,0	48,0	11,5	0,9032	1241	10
CT-05-F	Sx.Met.Congl.	P.do Jaraguá	102,1	166,5	1,78	0,7692	6675	NT
CT-05-G	Sx.Met.Congl.	P.do Jaraguá	139,9	160,0	2,55	0,7807	6676	NT
CT-05-B	Sx.Met.Congl.	P.do Jaraguá	177,4	177,5	2,91	0,7775	6672	NT
CT-05-C	Sx.Met.Congl.	P.do Jaraguá	111,0	240,9	1,34	0,7595	6673	NT
CT-05-E	Sx.Met.Congl.	P.do Jaraguá	126,6	163,6	2,25	0,7741	6674	NT
CT-05-A	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	203,3	114,3	5,20	0,8033	7754	NT
CT-05-B1	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	147,9	166,2	2,59	0,7758	7755	NT
CT-05-C1	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	214,5	90,0	6,97	0,8142	7756	NT
CT-25-H	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	167,0	79,6	6,14	0,8147	7903	NT
CT-25-I	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	178,0	101,9	5,10	0,8044	7904	NT
CT-25-G	Mtz.Met.Congl.	P.do Jaraguá	191,0	102,5	5,45	0,8118	7905	NT
REG-5a	Gnaisses	Igaratã	149,2	673,7	0,641	0,7154	8963	NT
REG-6a	Gnaisses	Igaratã	184,9	1053,8	0,508	0,7133	8964	NT
REG-6b	Gnaisses	Igaratã	237,9	353,1	1,954	0,7283	8965	NT
REG-4a	Gnaisses	Igaratã	178,3	642,0	0,804	0,7158	8966	NT
CT-12-B	Gnaisses	Igaratã	185,5	592,1	0,908	0,7164	8736	NT
CT-12-J	Gnaisses	Igaratã	170,1	591,7	0,832	0,7158	8738	NT
CT-12-D	Gnaisses	Igaratã	235,6	687,4	0,993	0,7178	7061	NT
CT-13-J	Granito	Moinho	118,4	918,7	0,373	0,7120	7062	NT
CT-12-F	Gnaisses	Igaratã	205,0	622,2	0,954	0,7165	8337	NT

REFERÊNCIAS: 9) IPT (1984); 10) Sadowski G.R. (Inédito); 11) Cordani e Kawashita (1971)

TABELA 8 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA ROCHAS DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

Nº Campo	Rocha	Localização e/ ou Unidade	Material	% K	^{40}Ar rad ccSTP/g (x 10 ⁻⁶)	%Ar _{atm}	Idade (Ma.)	Nº Lab.	Ref.
CT-25C-1	Metacongl.	Pico do Jaraguá	Biotita	6,121	174,18	3,79	615 ± 11	5640	NT
CT-25C-2	Metacongl.	Pico do Jaraguá	Biotita	5,980	173,49	3,49	625 ± 10	5642	NT
CT-25C-3	Metacongl.	Pico do Jaraguá	Biotita	7,738	225,77	0,42	628 ± 11	5643	NT
UC-PE-1	Granito	Cantareira	Biotita	7,750	167,4	0,80	476 ± 20	1809	7
UC-3-A	Granito	Cantareira	Biotita	7,52	172,0	5,5	500 ± 15	-	4
UC-3-A	Granito	Cantareira	K Feldsp.	10,50	234,0	0,8	490 ± 15	-	4
JTS-50-5	Granito	Cantareira	Biotita	7,26	164,0	0,9	500 ± 15	42	4
RE-143	Granito	Cantareira	Biotita	5,03	120,0	1,8	520 ± 15	39	4
JTS-1	Granito	Tico-Tico	Muscovita	8,74	244,0	1,8	580 ± 20	36	4
JTS-1	Granito	Tico-Tico	Biotita	4,23	104,0	2,6	590 ± 60	37	4
JTS-21-1	Granito	Perus	Lepidolita	8,48	264,0	1,2	650 ± 20	38	4
CG-JA-17	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,112	2,80	3,5	548 ± 52	899	4
CG-JA-15	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,301	7,60	17,7	554 ± 32	904	4
CG-JA-28	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,188	5,79	77,0	656 ± 54	895	4
CG-JA-31	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,110	2,75	73,3	549 ± 56	900	4
CT-9	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,133	2,98	51,7	500 ± 70	5407	NT
AF-13	Anfibolito	S. Itaberaba	Anfibólio	0,206	4,89	38,2	530 ± 30	5389	9
MB-12	Anfibolito	S. Itaberaba	RTO	0,043	3,94	68,1	1529 ± 150	5404	9
CT-IPT-1	Anfibolito	S. Itaberaba	Anfibólio	0,151	4,15	50,6	598 ± 23	5805	NT
CT-IPT-2	Anfibolito	S. Itaberaba	Anfibólio	0,041	2,15	81,8	1010 ± 82	5806	NT
CT-7A	Metabasito	Pirapora B.J.	Plagiocl.	0,072	3,96	52,05	1053 ± 96	5807	NT
CT-7B	Metabasito	Pirapora B.J.	Plagiocl.	0,051	5,41	56,22	1652 ± 121	5840	NT
UC-PE	Anfibolito	Jaraguá	Anfibólio	0,347	9,57	7,4	589 ± 25	1811	7
J-46	Anfibolito	Perus	Anfibólio	0,250	7,23	26,2	613 ± 25	1813	7
J-85	Anfibolito	Caieiras	RTO	0,256	8,85	18,2	714 ± 30	1821	7
SR-95	Anfibolito	Gr. Varejão*	Anfibólio	0,923	2,26	64,0	605 ± 40	1822	7
CT-12	Gnaisses	Igaratã	Biotita	7,584	172,18	4,98	506 ± 9	6046	NT

* "Roof Pendant" no Gr. Varejão.

REFERÊNCIAS: 4) Cordani e Bittencourt (1967); 7) Hasui e Hama (1972); 9) IPT (1984)

TABELA 9 - COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb DAS ROCHAS DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

-141-

Amostra	Unidade e/ou Localização	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ref.
CT-1-A	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,917	15,598	38,409	NI
CT-1-B	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,963	15,595	38,289	NT
CT-1-C	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,912	15,586	38,234	NT
CT-1-D	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,860	15,593	38,159	NT
CT-1-E	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,877	15,591	38,235	NT
CT-1-BA	Granitóide Cantareira	Rocha Total	18,016	15,623	38,301	NT
CT-2-A	Granitóide Cantareira	Rocha Total	17,838	15,595	38,385	NT
CT-1-C	Granitóide Cantareira	Feldspato	17,454	15,555	37,492	NT
CT-11-A	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	17,947	15,540	38,600	NT
CT-11-B	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	18,028	15,544	38,419	NT
CT-11-D	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	18,366	15,568	38,725	NT
CT-11-E	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	17,833	15,529	38,426	NT
CT-11-F	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	18,002	15,551	39,340	NT
CT-11-G	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	17,863	15,539	38,301	NT
CT-11-H	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	18,322	15,571	39,058	NT
CT-11-I	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	17,837	15,531	37,992	NT
CT-11-K	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	18,089	15,541	39,565	NT
CT-11-1-L	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	20,040	15,646	38,063	NT
CT-11-2-D	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	19,574	15,653	38,899	NT
CT-11-2	Granitóide Morro Azul	Rocha Total	17,468	15,490	37,955	NT
CT-11-D	Granitóide Morro Azul	Feldspato	17,298	15,498	37,357	NT
CT-11-2	Granitóide Morro Azul	Feldspato	17,148	15,501	37,294	NT
CT-12-A	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	18,063	15,582	38,434	NT
CT-12-B	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,579	15,550	37,914	NT
CT-12-D	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,617	15,555	37,852	NT
CT-12-E	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,595	15,544	38,027	NT
CT-12-F	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,769	15,561	38,165	NT
CT-12-G	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,791	15,547	37,757	NT
CT-12-H	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,942	15,568	38,422	NT
CT-12-J	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,778	15,550	38,128	NT
CT-12-K	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,773	15,549	37,868	NT
CT-12-1-D	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,579	15,540	37,931	NT
CT-12-1-L	Gnaisses Igaratã	Rocha Total	17,484	15,533	37,639	NT
CT-12-I	Gnaisses Igaratã	Feldspato	17,565	15,533	37,450	NT
CT-13-A	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,171	15,452	37,563	NT
CT-13-B	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,087	15,450	37,670	NT
CT-13-C	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,370	15,469	37,543	NT
CT-13-D	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,372	15,465	37,700	NT
CT-13-E	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,371	15,469	37,650	NT
CT-13-F	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,363	15,472	38,021	NT
CT-13-H	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,557	15,487	37,746	NT
CT-13-I	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,361	15,468	37,752	NT
CT-13-J	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,239	15,456	37,557	NT
CT-13-K	Granitóide do Moinho	Rocha Total	17,343	15,469	37,521	NT
CT-13-L	Granitóide do Moinho	Feldspato	16,915	15,486	37,089	NT
CT-13-M	Granitóide do Moinho	Feldspato	17,146	15,521	37,339	NT

dos entre 16,5 e 17,0 obtidos nos granitóides Caledonianos Britânicos também provenientes de fusão parcial da crosta granulítica inferior máfica a intermediária (Harmon et al., 1984).

A utilização conjunta dos isótopos de Sr e Pb nos permite inferir que os granitóides aqui estudados do Domínio São Roque formaram-se principalmente entre 700 e 500 M.a. a partir de magmas derivados predominantemente de fusão parcial da crosta continental inferior, com idade de pelo menos 2000 M.a.. O alto valor das razões iniciais de Sr, obtidas para alguns destes granitóides, pode ser explicada através de processos de interação magma-crosta superior, que envolvem misturas de magmas gerados em níveis crustais profundos com fases fluidas contendo elementos geoquimicamente incompatíveis derivados de minerais hidratados da crosta continental superior.

Para o Granitóide de Cantareira, por ser menos diferenciado que os demais, foi possível uma quantidade maior de inferências com base nos estudos isotópicos, a respeito da natureza e idade de sua fonte magmática, sendo sua história evolutiva mostrada no diagrama de evolução isotópica do Sr da figura 51. Nesta figura pode ser observado que o segmento de crosta continental que sofreu fusão para originar o magma parental do Granitóide de Cantareira diferenciou-se do manto superior numa época próxima a 2,0 b.a. ou pouco tempo antes e, em torno de 700 M.a., sofreu processo de fusão parcial para cristalizar o granitóide em 660 M.a..

5.5. DOMÍNIO EMBÚ

Dentro do Domínio Embú encontram-se datadas 56 amostras, sendo 32 análises pelo método Rb-Sr em rocha total, 15 pela metodologia K-Ar em concentrados de minerais separados, 5 através do método Pb-Pb em rocha total e 4 análises pelo U-Pb em frações separadas de zircões. Além disto constam, também da literatura, 39 datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Além das amostras da

Fig. 5I - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr
(hipotético para o Granito Cantareira)

tadas no âmbito deste trabalho, as demais encontram-se em Vando_{ros} e Franco (1966), Cordani e Kawashita (1971), Wernick et al. (1976), Kinoshita (1976).

As análises radiométricas visaram principalmente as rochas migmatíticas do embasamento regional, os xistos encaixados neste embasamento, os gnaisses blastomilonitos associados aos falhamentos de Boquirá, Santa Luzia e Monteiro Lobato e alguns maciços graníticos intrusivos como os de Embú-Guaçú, Itaquera, Mauá e Mogi das Cruzes. Os dados analíticos Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb, U-Pb e Ar-Ar constam respectivamente das tabelas 10, 11, 12, 13 e 14.

5.5.1. Embasamento Regional

O embasamento regional no Domínio Embú constitui-se de rochas litologicamente diversificadas, onde destacam-se migmatitos com paleossomas xistosos e gnáissicos, quartzo-xis-

tos, micaxistos, quartzitos e rochas calcossilicatadas. Este conjunto de rochas apresenta-se afetado, de uma forma generalizada, por uma intensa granitização do proterozóico superior.

Na tentativa de se obter a idade de formação do embasamento regional, buscou-se encontrar um afloramento onde fosse possível amostrar-se os migmatitos que não estivessem afetados pela granitização posterior e este afloramento foi localizado na Rodovia dos Tamoios que une São José dos Campos e Caraguatatuba, a cerca de 20 km a sul de São José dos Campos, pouco antes do Ribeirão do Pantanhão sentido para Caraguatatuba.

Trata-se de um afloramento constituído por migmatitos estromáticos com paleossoma gnáissico composto por biotita, quartzo e feldspato e neossoma granítico ou pegmatítico de coloração rósea com feldspato, quartzo, muscovita e/ou turmalina. Entretanto, no paleossoma gnáissico, conforme mostrado na figura 52, podem ser separadas porções com predominância de melanossomas e porções com domínio de leucossomas, que constituíram o antigo migmatito que foi granitizado. Assim sendo, estes conjuntos foram amostrados para análises radiométricas pelas metodologias Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total.

FIG. 52: Esquema dos Migmatitos Estromáticos de São José dos Campos.

Com a finalidade de se determinar se as porções leucossomáticas e melanossomáticas estão homogeneizadas isotopicamente entre si, foi construído um diagrama de mistura $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$ da figura 53, onde observa-se claramente que as amostras de cada conjunto relacionaram-se a retas distintas, mostrando que as amostras de leuco e de melanossomas não estão homogeneizadas isotopicamente em relação ao Sr e, portanto, os pontos analíticos de cada conjunto devem ser tratados em diagramas Rb-Sr diferentes.

Fig. 53-DIAGRAMA DE MISTURA PARA OS MIGMATITOS DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO EMBÚ (AFLORAMENTO PRÓXIMO A SÃO JOSÉ DOS CAMPOS)

Neste sentido seis amostras com predominância de melanossomas de paleossoma gnáissico mais antigo foram interpretadas no diagrama isocrônico Rb-Sr da figura 54, onde quatro pontos analíticos definiram perfeitamente uma isócrona com idade de 2473 ± 46 M.a.; e razão inicial de $0,7003 \pm 0,0005$ (MSWD= 0,0706). Dois pontos situaram-se fora da isócrona denotando desequilíbrio isotópico em relação as demais amostras, provocado pelos eventos posteriores de migmatizações, estando provavelmente relacionados

a retas de mistura de Sr.

Os dados acima indicam que os protolitos destes migmatitos foram formados pelo menos no início do Proterozóico Inferior próximo a 2,5 bilhões de anos ou pouco tempo antes, a partir de um superevento de acreção continental, com material diferenciado diretamente do manto superior.

Fig. 54 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr PARA PALEOSSOMAS DOS MIGMATITOS DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO EMBU

Por outro lado, as amostras com predomínio de material leucossomático do mesmo paleossoma gnáissico apresentaram comportamento geocronológico distinto. No diagrama isocrônico Rb-Sr da figura 55 os pontos analíticos definiram uma isócrona com idade de 1497 ± 46 M.a., e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,735 \pm 0,001$ (MSWD = 8,0175). Essas mesmas amostras também foram datadas pela metodologia Pb-Pb em rocha total e forneceram a idade de 1275 ± 240 M.a. com valor de μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) de $8,273 \pm 0,001$ (figura 56). Os dados acima nos permite considerar uma época próxima a 1400 M.a. para a formação do migmatito mais antigo. Os va-

Fig. 55- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA LEUCOSSOMAS DOS MIGMATITOS DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO EMBU

Fig. 56- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL PARA O LEUCOSSOMA DO MIGMATITO DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO EMBU

lores da razão inicial de Sr e de μ_1 indicam que o material migmatizante originou-se por processos de fusão parcial da crosta continental superior, durante o proterozóico médio.

A possibilidade da isócrona Rb-Sr com 1497 ± 46 M.a. representar na verdade uma reta de mistura entre um evento mais antigo arqueano e uma migmatização brasileira não pode ser descartada, e neste caso a idade acima não teria significado geológica. Entretanto, o fato destas mesmas amostras quando dotadas pelo método Pb-Pb também forneceram idades vinculadas ao Proterozóico Médio, torna esta hipótese mais remota.

No diagrama de evolução isotópica do Sr da figura 57, onde encontram-se traçadas as curvas evolutivas tanto das porções melanossomáticas como leucossomáticas analisadas, observa-se que a curva de leucossoma inicia-se no ponto B sobre a curva de evolução do material mais antigo, sugerindo que o magma que migmatizou a rocha pré-existente de pelo menos 2,5 b.a., há 1400 M.a. atrás, derivou-se a partir da fusão parcial do próprio protólito.

As idades K-Ar obtidas neste trabalho e por Minioli (1971) em concentrados de muscovitas e biotitas provenientes destes migmatitos indicaram resultados dentro do intervalo de tempo 470-450 M.a. e a idade obtida em anfibólios, minerais de maior retentividade para o ^{40}Ar radiogênico, foi próxima a 550 M.a.. Esses dados sugerem que a estabilização tectônica da região iniciou-se em torno de 500 M.a. e o último resfriamento regional ocorreu em 450 M.a..

Encaixados dentro do "Embasamento" do Domínio Embú ocorrem faixas de rochas metassedimentares constituídas principalmente por vários tipos de xistos e quartzitos. Os xistos que ocorrem na região de Embú-Guaçu foram submetidos a análises Rb-Sr em rocha total, possibilitada através de uma amostragem em testemunhos de furos de sondagem, realizadas pela geóloga Silvia R.S.S. Vieira, que nos forneceu as amostras.

Fig. 57-DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA OS MIGMATITOS DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO EMBU

Foram selecionadas amostras praticamente isentas de alteração intempérica, com estrutura xistosa ou gnáissica com alternância de camadas finas máficas com biotita, cianita, sillimanita e estauroлита e fêlsicas com quartzo. A textura é lepidonematoblástica nas bandas escuras e granoblásticas nas claras. A granulação destas rochas é predominantemente média, mas varia de muito fina até grossa.

Do total de amostras selecionadas seis foram analisadas pela metodologia Rb-Sr em rocha total e quando tratadas em diagrama isocrônico, quatro delas definiram uma isócrona com idade de 750 ± 20 M.a. e relação inicial de $0,7277 \pm 0,009$ (MSWD=3,8519) (figura 58). Essa idade é interpretada como a época sintectônica do último evento metamórfico responsável pela formação da assembléia mineralógica principal da rocha. O alto valor obtido para a relação inicial é normal para rochas metassedimentares,

onde os materiais envolvidos já possuíam uma vida crustal significativa.

Fig. 58 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS XISTOS DO DOMÍNIO EMBU (REGIÃO DE EMBÚ GUAÇU - PARELHEIROS)

A amostra de número 3 situou-se bem abaixo da isócrona traçada, mostrando-se que tal amostra não está em equilíbrio isotópico com o conjunto datado. Além disso tal amostra parece possuir razão inicial distinta do conjunto, porque utilizando-se no cálculo de idade convencional Rb-Sr, valores de razões iniciais mais elevadas ou igual ao conjunto datado obtém-se idades muito baixas sem significação geológica. Assumindo-se razão inicial da ordem de 0,710 esta amostra fornece idade próxima a 500 M.a..

Em adição, para efeito de comparação, foram também plotados no diagrama isocrônico da figura 58, 3 amostras de rochas ectiníticas encaixadas nas rochas do denominado Bloco Juquitiba, citadas em Sadowski (1974) com idade de 570 M.a. que não precisou a localização geográfica das mesmas. O posicionamento dos pontos analíticos no diagrama isocrônico pode sugerir diferentes interpretações com relação à idade dessas rochas, podendo

sugerir uma idade próxima a 550 M.a., conforme sugerido pela isócrona A, ou então isócronas paralelas a isócrona principal, de 750 M.a., e com razões iniciais distintas como indicado pela isócrona B.

De uma forma geral a idade Rb-Sr, obtida nos xistos de Embú-Guaçu, de 750 M.a., marca a época da fase sintectônica do evento Brasileiro nesta região.

Situado dentro do embasamento do Domínio Embú o corre expressivo corpo de rochas básicas metamorfisadas, descrito por Coutinho (1972) como um maciço de composição de biotita - hiperstênio diabásio, classificado de epidiorito. Este corpo ocorre na cidade de São Paulo, na Av. João Dias, próximo a Marginal do Rio Pinheiros na localidade chamada de Penhinha. Mineralogicamente as amostras datadas são constituídas por plagioclásio, hornblenda, diopsídio, hiperstênio, biotita, opacos e ortoclásio (Coutinho, 1972). Essa rocha preserva ainda várias feições da rocha ígnea básica original, embora deformações, recristalizações e metassomatismo potássico provocaram desenvolvimento de biotitas e a presença de ortoclásio capeando os cristais de plagioclásio originais.

Seis análises K-Ar em plagioclásios e biotitas encontram-se disponíveis para o epidiorito de Penhinha, sendo 4 delas referidas em Kinoshita (1976) e duas em Cordani e Bittencourt (1967). As análises executadas em concentrados de plagioclásios indicaram idades mais antigas do que aquelas obtidas nas biotitas, devido a melhor retentividade de ^{40}Ar radiogênico em sua estrutura cristalina. A idade de 1360 ± 110 M.a. parece sugerir a época de resfriamento do evento de migmatização de aproximadamente 1400 M.a. que afetou esta região e a de 750 M.a. seria uma idade intermediária entre a época de formação da rocha básica original e o último evento térmico que atuou sobre o corpo. As idades K-Ar obtidas em biotitas indicaram valores entre 560 e 510 M.a., sugerindo a época de resfriamento regional e estabilização tectônica da área.

Kinoshita (1976) apresentou 39 determinações radiométricas pela metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ executadas em concentrados de plagioclásios, anfibólios e biotitas provenientes de quatro amostras.

A principal vantagem desta metodologia em relação ao método K-Ar convencional, conforme reportado por Bernat et al. (1975), é a de transformar um isótopo de K em Ar, o que permite a medição simultânea dos dois isótopos (^{39}Ar e ^{40}Ar radiogênico), por espectrometria de massa, eliminando as possíveis imprecisões que ocorrem no K-Ar, tais como aquelas devidas as análises de K e Ar que são feitas isoladamente, em porções diferentes da rocha, que não são necessariamente homogêneas. Além disso, a metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permite a detecção dos problemas de excesso de Ar.

Os resultados obtidos através do estudo de Kinoshita (op.cit.) permitiram caracterizar idades aparentes pré-brasílicas e brasílicas. As idades próximas a 1200 M.a., obtidas em plagioclásios foram interpretadas pelo autor (op.cit.) como o início de retenção de componentes de Ar pré-existente, mostrando que a formação deste mineral foi anterior a esta época. Por outro lado, as idades mínimas aparentes dos anfibólios (545 M.a.) e biotitas (515 M.a.) corresponderiam aos limites superior e inferior da época de resfriamento regional da área, afetada pelos eventos térmicos do ciclo brasileiro.

Em geral os resultados conseguidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ concordam com aqueles obtidos pelo K-Ar, mostrando em plagioclásios idades relacionadas ao Proterozóico Médio, e nas biotitas geradas pelos eventos metamórficos posteriores, idades relativas ao eo-cambriano.

Dentro do Domínio Embú, na zona limítrofe com o Domínio São Roque ocorre uma grande zona de falhamento transcorrente constituída pelos falhamentos de Boquira, Santa Luzia, Monteiro Lobato e Jaguari que geraram um conjunto de blastomiloni-

tos gnaisses facoidais e bandados que foram agrupados sob a denominação de Complexo Santa Izabel por Campos Neto et al. (1983).

Os blastomilonitos gnaisses, constituídos mineralogicamente por biotita, oligoclásio/andesina, microclina, grana da, hornblenda e sillimanita principalmente, foram submetidos à análises radiométricas pela metodologia U-Pb em zircões. Para tanto foram separadas quatro frações de zircões com teores distintos de Urânio, de uma mesma amostra e os dados analíticos obtidos foram interpretados em diagrama Concórdia.

O tratamento destes dados no diagrama Concórdia indicou a idade de 660 ± 13 M.a. como observado na figura 59. A posição dos pontos analíticos dos zircões, todos próximos entre si e próximos do intercepto superior nos permite admitir uma origem ígnea para essas rochas, de tal forma que a idade obtida é interpretada como a época de cristalização magmática. Desta maneira a idade encontrada caracteriza a formação de rochas durante o ciclo brasileiro na área, descartando a possibilidade dos gnaisses datados serem originários de rochas geradas em ciclos anteriores.

Adicionalmente foram retrabalhados em diagrama isocronico Rb-Sr três amostras analisadas geocronologicamente por Wernick et al. (1976), que pertencem ao conjunto blastomilonítico em estudo. Estas amostras definiram uma isócrona com 645 ± 38 M.a. e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,708 \pm 0,002$ (MSWD=0,0623), (figura 60). Apesar da isócrona contar com apenas 3 pontos analíticos, a idade obtida é concordante com aquela indicada através do método U-Pb em zircões, o que confere confiabilidade à idade Rb-Sr em rocha total.

Fig. 59 - DIAGRAMA CONCORDIA (U-Pb) PARA ZIRCÕES DO GNAISSE BLASTOMILONÍTICO DE SANTA ISABEL

Fig. 60 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr EM ROCHA TOTAL PARA O GNAISSE BLASTOMILONÍTICO DE SANTA ISABEL (DOMÍNIO EMBU)

5.5.2. Granitóides Pós-Tectônicos

No Domínio Embû ocorrem vários corpos de natureza granítica, normalmente de pequenas dimensões e quase sempre alongados segundo a direção regional NE-SW. Entretanto, somente alguns deles contam com estudos geocronológicos.

Atualmente encontram-se disponíveis análises Rb-Sr convencional nos maciços de Itaquera, Mogi das Cruzes e Mauã, Rb-Sr isocrônica no corpo de Embû-Guaçû e K-Ar em micas e/ ou feldspatos potássicos em todos eles.

5.5.2.1. Maciço granítico Embû-Guaçû

O granitóide de Embû-Guaçû, situado nos arredores da cidade homônima, foi submetido a um estudo radiométrico pela metodologia Rb-Sr em rocha total em amostras coletadas e selecionadas, com base petrográfica, pela geóloga Silvia Regina Soares Silva Vieira. Esse granitóide apresenta estrutura isótropa a levemente bandada, textura granular hipidiomórfica e granulação variável desde fina até grosseira. Mineralogicamente é composto por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, epidoto, zircão, clorita, sericita e opacos.

Dentre as amostras disponíveis selecionou-se quatro delas, com razões Rb-Sr distintas, que foram datadas e interpretadas no diagrama isocrônico Rb-Sr da figura 61. Essas amostras definiram uma isócrona com inclinação relativa a idade de 612 ± 83 M.a. com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,707 \pm 0,007$ (MSWD = 0,00371). Os elevados valores dos erros da razão inicial e conseqüentemente da idade, deve-se ao fato dos pontos analíticos situarem-se, no diagrama isocrônico, distantes da origem.

A idade de 612 ± 83 M.a. é interpretada como a época do "emplacement" do corpo granitóide nos níveis superiores da crosta. A razão inicial em torno de 0,707 é mais elevada do

Fig. 61 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA O GRANITOÍDE DE EMBÚ - GUAÇÚ

que aquelas normalmente conseguidas em granitos mantêlicos, parecendo sugerir uma origem para o granitóide de Embú-Guaçú a partir de fusão parcial da crosta continental inferior, embora falte evidências isotópicas maiores para se confirmar tal hipótese.

Em adição foi realizada uma análise K-Ar em cristais centimétricos de muscovita provenientes de um veio pegmatítico associado ao granitóide. Tal pegmatito é composto por quartzo, plagioclásio e muscovita e apresenta estrutura isotrópica e textura granoblástica.

Normalmente análises K-Ar em cristais grandes provenientes de minerais de pegmatitos fornecem idades próximas a época de formação da rocha. Neste caso a idade obtida de 552 ± 15 M.a. para o pegmatito em estudo é, portanto, interpretada como a época aproximada de formação do veio pegmatóide, já em um estágio tardio da evolução do granitóide de Embú-Guaçú.

5.5.2.2. Granitóide de Mogi das Cruzes

O granodiorito a duas micas de Mogi das Cruzes encontra-se datado através de uma idade Rb-Sr em rocha total convencional e três determinações K-Ar em micas, todas executadas por Vandoros e Franco (1966).

Assumindo-se valores de razões iniciais $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ desde 0,704 até 0,725 nos cálculos das idades convencionais, calculam-se idades entre 650 e 600 M.a., com idade média de 625 ± 25 M.a.. Tendo em vista que a amostra analisada possui alta relação $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, de 40,6, a idade convencional obtida pouco muda em função da razão inicial considerada, conferindo portanto, a idade de 625 ± 25 M.a. significação geológica, sendo interpretada como próxima da época de formação do corpo granítico de Mogi das Cruzes.

As idades K-Ar obtidas em concentrados de biotitas e muscovitas provenientes do maciço em estudo forneceram idades concordantes entre si, dentro do erro analítico, próximas a 460 M.a., sugerindo a época de resfriamento do granitóide a uma temperatura de 250°C.

5.5.2.3. Maciços graníticos de Mauá e Itaquerá

Para o corpo granítico de Mauá encontram-se disponíveis apenas três análises geocronológicas, sendo que duas pelo método K-Ar e uma pelo Rb-Sr em rocha total.

A datação Rb-Sr realizada por Cordani e Kawashita (1971), fornece idades convencionais variáveis entre 760 e 660 M.a. assumindo-se valores para razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais desde 0,705 até 0,710, o que implica em uma idade média aproximada de 710 ± 50 M.a.. Apesar das limitações das idades Rb-Sr convencionais, como o desconhecimento do valor correto da relação inicial da amostra, a idade acima é interpretada, em caráter preliminar, como a idade de formação do granitóide de Mauá.

As idades K-Ar foram realizadas em concentrados de biotitas e feldspatos potássicos por Cordani e Bittencourt (1967), obtendo-se respectivamente 480 ± 15 M.a. e 440 ± 20 M.a. A idade mais antiga é interpretada como a época de resfriamento regional do maciço granítico e a idade mais jovem parece não possuir maior significação geológica, a não ser a de idade mínima do corpo, tendo em vista que feldspatos potássicos não possuem boa retentividade de ^{40}Ar radiogênico, liberando este gás, por vezes, até mesmo em temperaturas ambientes.

O granodiorito que ocorre na região de Itaquerá possui apenas uma análise Rb-Sr convencional em rocha total, que assumindo-se, para o cálculo das idades, valores de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais entre 0,705 e 0,710 fornece idades variáveis.

no intervalo de tempo de 700 até 650 M.a., podendo se interpretar, de modo não definitivo, como o período aproximado de formação deste maciço granodiorítico.

Idades da ordem de 700 M.a. para granitóides do Domínio Embú também foram caracterizadas no corpo granítico a duas micas da Serra do Quebra Cangalha, situado pouco a nordeste da área deste estudo, que definiu em diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total a idade de 713 ± 43 M.a. com relação inicial de $0,726 \pm 0,002$ (Kawashita, informação verbal).

Portanto, no âmbito do Domínio Embú está caracterizada uma atividade magmática de natureza granítica entre 700 e 600 M.a., definindo um período pós-tectônico ao evento geodinâmico do proterozóico superior, cujo climax metamórfico ocorreu próximo a 750 M.a..

5.6. DOMÍNIO COSTEIRO

As rochas incluídas dentro do Domínio Costeiro, na área em estudo, contam atualmente com 77 determinações geocronológicas, sendo 63 pelo método Rb-Sr em rocha total e 14 pela metodologia K-Ar em concentrados de minerais separados. Os respectivos dados analíticos constam das tabelas 15 e 16. Do total de análises 10 datações K-Ar constam de Minioli (1971) e todas as demais foram realizadas neste trabalho.

As análises radiométricas foram realizadas em rochas dos terrenos metamórficos, como também nos granitóides intrusivos, com o objetivo de se caracterizar a relação temporal entre as rochas, bem como a evolução geológica do Domínio.

5.6.1. Terrenos Metamórficos

Os terrenos metamórficos do Domínio Costeiro, que

TABELA 10 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO DOMÍNIO EMBÚ

Nº Campo	Rocha	Unidade e/ou Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Nº Lab.	Ref.
JD-197A	Gnaiss	Santa Izabel	310,0	228,0	3,95	0,745		3
JD-197B	Gnaiss	Santa Izabel	248,0	277,0	2,60	0,733		3
JD-197C	Gnaiss	Santa Izabel	236,0	265,0	2,58	0,732		3
SSP-10	Xisto	Embú-Guaçú	281,0	49,4	16,749	0,8840	8836	NT
SSP-2	Xisto	Embú-Guaçú	233,5	62,0	11,048	0,8454	8837	NT
SSP-31	Xisto	Embú-Guaçú	207,4	87,9	6,891	0,8006	8838	NT
SSP-3	Xisto	Embú-Guaçú	427,7	122,7	10,157	0,7772	8839	NT
SSP-81	Xisto	Embú-Guaçú	96,5	152,6	1,837	0,7473	8840	NT
SSP-25	Xisto	Embú-Guaçú	162,7	96,8	4,900	0,7819	8841	NT
RP-3	Gnaisses	Bloco Juquitiba	124,7	87,6	4,15	0,7814	1167	10*
RP-4	Gnaisses	Bloco Juquitiba	5,0	73,6	0,20	0,7466	1168	10*
RP-2	Gnaisses	Bloco Juquitiba	151,1	54,6	8,09	0,8073	1170	10*
84-B	Granito	Embú-Guaçú	287,1	128,8	6,486	0,7631	8915	NT
84-D	Granito	Embú-Guaçú	348,4	132,4	7,666	0,7743	8916	NT
84-E	Granito	Embú-Guaçú	283,8	144,5	5,712	0,7573	8917	NT
84-G	Granito	Embú-Guaçú	311,3	148,7	6,090	0,7602	8918	NT
J-I-C	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	49,5	427,8	0,335	0,7122	8163	NT
J-I-D	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	122,0	304,0	1,168	0,7675	8164	NT
J-I-E	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	200,1	209,5	2,789	0,8001	8165	NT
J-I-G	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	181,3	220,5	2,390	0,7525	8166	NT
J-I-I	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	204,5	151,3	3,963	0,8408	8167	NT
J-I-J	Migm. PLS	Embas. S. J. Campos	200,0	172,7	3,390	0,8222	8168	NT
J-I-K	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	202,0	97,2	6,108	0,8346	8169	NT
J-I-L	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	135,2	112,7	3,508	0,8121	8170	NT
J-I-N	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	80,3	99,2	2,359	0,7800	8171	NT
J-I-Q	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	102,6	141,8	2,110	0,7838	8172	NT
J-I-R	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	71,3	148,6	1,397	0,7654	8173	NT
J-I-S	Migm. LCS	Embas. S. J. Campos	152,2	134,9	3,290	0,7847	8174	NT
JMC-8	Granodior.	Itaquera	307,0	122,0	7,310	0,7770	109	11
JMC-3	Gnaiss	Embasamento	201,0	175,0	3,330	0,7410	106	11
JMC-7	Granodior.	Mauá	209,0	172,0	3,520	0,7430	108	11
PDER	Granito	Mogi das Cruzes	486,3	35,9	40,600	1,0700	0,33	13

* Amostras sem localização precisa.

REFERÊNCIAS: 10) Sadowski G.R. (inédito); 11) Cordani e Kawashita (1971); 3) Wernick et. al. (1976); 13) Vandorose Franco (1966)

TABELA 11 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA AS ROCHAS DO DOMÍNIO EMBÚ

Nº Campo	Rocha	Unidade e/ou Localidade	Material	%K	^{40}Ar rad ccSTP/g ($\times 10^{-6}$)	%Ar _{atm}	Idade (Ma.)	Nº Lab.	Ref.
IT-6-65	Epidiorito	Penhinha	Biotita	7,24	188,0	1,9	560 $\pm$ 20	1033	4
IT-6-65	Epidiorito	Penhinha	Plagioclásio	0,219	17,2	2,8	1360 $\pm$ 110	1032	4
HK-1	Epidiorito	Penhinha	Plagioclásio	0,589	21,56	4,01	748 $\pm$ 8	3316	14
HK-1	Epidiorito	Penhinha	Biotita	7,655	178,4	1,50	510 $\pm$ 15	3317	14
HK-2	Epidiorito	Penhinha	Plagioclásio	0,219	6,590	9,12	635 $\pm$ 10	3318	14
HK-2	Epidiorito	Penhinha	Biotita	7,607	180,5	2,30	519 $\pm$ 25	3319	14
3-1777	Granito	Mauã	Biotita	7,060	154,0	0,7	480 $\pm$ 15	55	4
3-1777	Granito	Mauã	K-Feldspato	8,480	167,0	0,6	440 $\pm$ 20	142	4
P-DER	Granito	Mogi das Cruzes	Muscovita	8,660	181,3	3,80	460 $\pm$ 15	534	13
P-DER	Granito	Mogi das Cruzes	Biotita	7,880	160,8	1,80	350 $\pm$ 15	540	13
P-DER	Granito	Mogi das Cruzes	Biotita	6,620	142,6	5,20	475 $\pm$ 15	539	13
CA-01	Migmatito	Embas.S.J.Campos	Muscovita	8,880	188,8	2,31	450 $\pm$ 13	543	15
CA-01	Migmatito	Embas.S.J.Campos	Biotita	7,470	151,0	3,70	455 $\pm$ 13	575	15
CA-02	Migmatito	Embas.S.J.Campos	Biotita	5,390	114,1	1,10	474 $\pm$ 14	576	15
SSP-21	Pegmatito	Embú-Guaçu	Muscovita	7,942	199,8	3,69	552 $\pm$ 15	6045	NT
J-1-M	Migmatito	Embas.S.J.Campos	Biotita	4,607	92,5	6,30	455 $\pm$ 11	5858	NT
J-1-C	Migmatito	Embas...S.J.Campos	Anfibólio	1,419	35,21	10,60	547 $\pm$ 14	5859	NT

REFERÊNCIAS: 4- Cordani e Bittecourt (1967); 13- Vandoros e Franco (1966); 14- Kinoshita (1976); 15- Minioli (1971)

TABELA 12 - ANÁLISES ISOTÓPICAS Pb-Pb EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO DOMÍNIO EMBÚ

Nº Campo	Rocha	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ref.
J-1-K	Migmatito LCS	16,735	15,544	38,632	NT
J-1-L	Migmatito LCS	16,484	15,513	37,646	NT
J-1-N	Migmatito LCS	19,806	15,791	49,648	NT
J-1-Q	Migmatito LCS	17,860	15,664	41,341	NT
J-1-R	Migmatito LCS	18,222	15,675	41,754	NT

TABELA 13 - DADOS ANALÍTICOS U-Pb EM ZIRCÕES DE ROCHAS DO DOMÍNIO EMBÚ

Nº Campo	Fração	Rocha	Localização	U (ppm)	Pb (tot) (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
						Comp. Isotop. Corrigida				
CAN-1	(M-0)	Granito	S. Izabel	347,92	50,68	0,007883	0,175576	0,41358	0,09103	0,77085
CAN-1	(M-2)	Granito	S. Izabel	324,67	33,50	0,000370	0,668260	0,15747	0,09725	0,82421
CAN-1	(M-1)	Granito	S. Izabel	359,05	35,42	0,000418	0,067977	0,15602	0,09294	0,79350
CAN-1	(M-3)	Granito	S. Izabel	328,56	34,82	0,000701	0,071729	0,16449	0,09832	0,83470

TABELA 14- DADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ PARA O COMPLEXO EMBU EM BIOTITAS

Biotitas	T (°C)	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	% Atm	Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)	Idade Isocrônica Ma.
Nº Cpo: T6-65	600	158,0	0,1310	24,50	473 $\pm$ 22	517 $\pm$ 25
	750	340,9	0,6930	60,09	523 $\pm$ 21	
SPK: 2910	900	140,0	0,0180	3,80	528 $\pm$ 21	
J = 0,00240	1000	152,2	0,0490	9,52	538 $\pm$ 22	
Nº Cpo: T6-65	600	123,5	0,1320	31,58	484 $\pm$ 23	522 $\pm$ 5
	750	95,5	0,0099	3,05	527 $\pm$ 22	
SPK: 3029	900	92,2	0,0078	2,51	514 $\pm$ 21	
	1000	94,0	0,0176	5,53	508 $\pm$ 21	
J = 0,00349	FT	94,6	0,0077	2,41	526 $\pm$ 21	
Nº Cpo: HK-1	600	162,5	0,0470	8,55	518 $\pm$ 22	559 $\pm$ 20
	750	162,8	0,0160	2,94	547 $\pm$ 22	
SPK: 2853	900	165,1	0,0200	3,58	550 $\pm$ 22	
	1000	165,3	0,0130	2,24	558 $\pm$ 23	
J = 0,00213	FT	175,0	0,0390	6,54	563 $\pm$ 23	
Nº Cpo: HK-2	600	224,3	0,1710	22,53	475 $\pm$ 20	524 $\pm$ 15
	900	198,0	0,0109	1,62	527 $\pm$ 21	
SPK: 2881	1000	194,9	0,0940	14,25	460 $\pm$ 19	
J = 0,00166	FT	261,3	0,2520	28,49	506 $\pm$ 21	

Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas pela técnica do aquecimento por etapas

Continuação...

TABELA 14 - DADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ PARA O COMPLEXO EMBU EM PLAGIOCLÁSIOS

Plagioclásios	T (°C)	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	($^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	% Atm	Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma.)	Idade Isocrônica Ma.
Nº Cpo: T6-65	600	1042,0	3,130	-	88,76	421 $\pm$ 39	462 $\pm$ 29
	750	567,0	1,528	2,945	79,63	441 $\pm$ 24	
SPK: 2909	900	560,0	1,501	-	79,00	444 $\pm$ 25	
J = 0,00240	1000	704,0	2,010	-	84,37	412 $\pm$ 27	
	FT	995,0	2,060	3,640	61,18	1221 $\pm$ 49	
Nº Cpo: HK-1	600	144,0	0,197	2,023	40,43	490 $\pm$ 22	496 $\pm$ 28
	750	94,6	0,044	3,282	13,74	473 $\pm$ 34	
SPK: 3027	900	97,6	0,028	2,501	8,54	512 $\pm$ 21	
J = 0,00349	1000	176,0	0,043	1,840	7,17	851 $\pm$ 32	
	FT	289,0	0,106	5,962	10,85	1212 $\pm$ 42	
Nº Cpo: HK-2	600	240,0	0,545	5,939	67,10	447 $\pm$ 29	368 $\pm$ 1
	900	89,0	0,083	9,307	27,56	381 $\pm$ 16	
SPK: 3023	1000	89,4	0,085	9,487	27,99	380 $\pm$ 16	
J = 0,00349	FT	200,3	0,126	11,039	18,62	847 $\pm$ 32	

Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas pela técnica do aquecimento por etapas.

Kinoshita (1976)

Continuação...

TABELA 14- DADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ PARA O COMPLEXO EMBU EM ANFIBÓLIOS

Anfibólitos	T (°C)	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	($^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	%Atm	Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma.)	Idade Isocrônica Ma.
Nº Cpo: HK-1	900*	160,1	0,0258	0,133	47,60	530 $\pm$ 21	-
SPK. 2863							
J = 0,00213	FT	165,0	0,0123	0,968	2,20	558 $\pm$ 22	
Nº Cpo: HK-2	600	300,5	0,3980	0,697	39,14	495 $\pm$ 24	
	750	208,7	0,0450	-	6,37	528 $\pm$ 21	
SPK: 2891	900	212,5	0,0368	-	5,12	543 $\pm$ 22	544 $\pm$ 4
	1000	210,1	0,0320	-	4,50	540 $\pm$ 22	
J = 0,00166	FT	207,5	0,0210	0,830	2,98	543 $\pm$ 22	

Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas pela técnica do aquecimento por etapas

* Etapas de 600, 750 °C: ^{40}Ar contaminante $\gg$ ^{40}Ar

Kinoshita (1976)

ocorrem entre o falhamento de Cubatão e a linha de costa, são compostos por rochas meso-catazonais onde observam-se biotita-gnaisses facoidais e homogêneos, gnaisses leptiníticos, gnaisses kinzigíticos e migmatitos de estruturas variadas.

5.6.1.1. Migmatitos de Bertioga-Mogi das Cruzes

Foi executada uma amostragem para fins geocronológicos nos migmatitos que ocorrem na Rodovia Bertioga-Mogi das Cruzes, a cerca de 10 km do entroncamento desta rodovia com a Rio-Santos. Tratam-se de migmatitos estromáticos com bandas brancas e róseas associados a blastomilonitos gnaisses, que foram a porção paleossomática cinza-escura do migmatito. Foram dados dois conjuntos distintos de amostras provenientes dos migmatitos, um com predomínio de material leucossomático e outro com dominância de rochas escuras. Esses conjuntos foram analisados no diagrama de mistura para Sr da figura 62, onde pode ser observado que ambos os conjuntos encontram-se homogeneizados isotopicamente pelo evento de migmatização, sendo a única exceção a amostra S4Q, conforme mostrado no diagrama. Em vista disso os pontos analíticos provenientes das análises geocronológicas Rb-Sr em rocha total dos dois conjuntos foram interpretados em único diagrama isocrônico, que forneceu uma isócrona, com onze pontos computados, relativa a idade de 642 ± 11 M.a., e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7086 \pm 0,0003$ (MSWD = 5,767) (figura 63).

Esta idade é interpretada como a época que ocorreu a migmatização que gerou os migmatitos estudados. O valor da razão inicial de 0,7086 é sugestivo que as rochas que foram migmatizadas não eram muito diferenciadas e/ou com uma vida crustal pretérita não muito longa.

Fig. 62 - DIAGRAMA DE MISTURA PARA OS MIGMATITOS DE BERTIOGA - MOGI DAS CRUZES

Fig. 63 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS MIGMATITOS DE BERTIOGA - MOGI DAS CRUZES

5.6.1.2. Conjunto gnáissico-migmatítico de Boissucanga

O conjunto gnáissico-migmatítico de natureza kinzigítica que ocorre na Praia de Boissucanga, entre São Sebastião e Bertioga, foi amostrado em uma pedreira abandonada situada na ponta sul desta praia. Tratam-se de migmatitos dominante - mente estromáticos e dobrados onde ocorrem porções leucossomáticas brancas hololeucocráticas e melanossomáticas não claramente caracterizados como paleossomas e neossomas. Ambas as fases apresentam granadas em abundância formadas por um evento metamórfico posterior à formação das rochas.

A porção melanossomática é composta por um sillimanita-granada-biotita gnaiss e a porção leucocrática possui mineralogia similar mas com uma concentração menor de biotita. As bandas félsicas e máficas são cortadas por uma anatexia com mobilizados claros, granoblásticos e dobrados isoclinalmente, conferindo as porções afetadas uma estrutura estromática.

Foram analisadas geocronologicamente pelo método Rb-Sr em rocha total 16 amostras provenientes desta unidade divididas em dois conjuntos um com rochas melanossomáticas e outro com rochas leucossomáticas.

As amostras onde o predomínio é de leucossoma definiram em diagrama isocrônico Rb-Sr uma idade de 600 ± 20 M.a e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7168 \pm 0,0004$ (MSWD = 5,7097) (figura 64). Por outro lado, as amostras onde predominam materiais melanossomáticos, quando plotadas no diagrama isocrônico Rb-Sr, apresentaram uma grande dispersão dos pontos analíticos, não definindo claramente uma isócrona. Esta dispersão deve-se ao fato das amostras terem sofrido desequilíbrio isotópico, possivelmente na época de formação das granadas ou da migmatização. Observando-se o diagrama de mistura $1/\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, da figura 65 nota-se que os pontos não são colineadores e portanto as amostras não estão homogeneizadas isotopicamente. Apesar da disper-

Fig. 64 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GNAISSES MIGMATÍTICOS DE BOISSUCANGA

são dos pontos analíticos alguns deles sugerem isôcronas paralelas àquela do material leucossomático, indicando idade similar mas razões iniciais distintas.

Fig. 65 - DIAGRAMA DE MISTURA PARA ISÓTOPOS DE Sr PARA OS GNAISSES - MIGMATÍTICOS DE BOISSUCANGA

O comportamento geoquímico dos pontos analíticos das amostras datadas no diagrama isocrônico é típico de rochas de origem sedimentar, de composições distintas, submetidas a um ou mais eventos metamórficos de médio a alto grau, sendo que o último deles no caso, teria ocorrido próximo a 600 M.a..

5.6.1.3. Gnaiss-migmatítico de São Sebastião

Na Rodovia São Sebastião-Bertioga entre as praias de Guaecã e Toque-Toque foi amostrado um conjunto gnáissico-migmatítico de estrutura estromática e com porfiroblastos de grana das, muito similar ao conjunto anterior.

Seis amostras provenientes desta unidade foram datadas através da metodologia Rb-Sr em rocha total. Tais amostras quando tratadas em diagrama isocrônico, a exemplo do conjunto gnáissico-migmatítico de Boissucanga, também apresentou uma dispersão dos pontos analíticos. Apesar disto três deles definiram uma isócrona relativa a idade de 650 ± 100 M.a. e relação inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,727 \pm 0,0004$ (MSWD = 0,3622) (figura 66). O elevado valor do erro calculado tanto para a idade como para a razão inicial é devido ao fato da isócrona contar com apenas três pontos analíticos e situados distantes da origem.

Fig. 66 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA OS GNAISSES MIGMATÍTICOS DE TOQUE-TOQUE (SÃO SEBASTIÃO)

A idade acima é interpretada como a época de um evento metamórfico superimposto a uma sequência sedimentar ou metassedimentar pré-existente.

Fig. 67 - DIAGRAMA DE MISTURA PARA Sr PARA O GNAISSE - MIGMATÍTICO DO RESERVATÓRIO DE PARAIBUNA

Fig. 68 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA O GNAISSE - MIGMATÍTICO DO RESERVATÓRIO DE PARAIBUNA

5.6.1.4. Conjunto gnáissico-migmatítico do reservatório de Parai- buna

O conjunto gnáissico do Reservatório de Parai-
buna foi amostrado ao longo da Rodovia dos Tamoios próximo a es-
te reservatório. Trata-se de rochas gnáissicas de composição gra-
nodiorítica fortemente granitizadas e com bandas aplíticas do-
bradas isoclinalmente, conferindo a rocha um aspecto migmatíti-
co. São observados também faces porfiróide com megacristais oce-
lares de microclina e também encraves de gnaisses tonalíticos
mais escuros.

Foram datadas sete amostras do granito-gnaisse
duas dos veios aplíticos e três dos encraves, todas pelo método
Rb-Sr em rocha total. Tratando-se em conjunto todos estes pontos
em um diagrama de mistura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$ da figura 67, no-
ta-se que os pontos relativos aos aplitos e ao encrave 1 k não
estão homogeneizados isotopicamente com o conjunto granito-gnais-
sico e portanto não podem ser interpretados na mesma isócrona.
Por assim ser foi elaborada uma isócrona para os granito- gnaiss-
ses onde obteve-se a idade de 630 ± 33 M.a. e razão inicial
 $0,7101 \pm 0,0009$ (MSWD = 7,916) interpretada como a época de for-
mação dos granito-gnaisses a partir de retrabalhamento de rochas
pré-existentes. (figura 68)

As curvas de evolução isotópica do Sr para os
conjuntos metamórficos estudados, mostradas na figura 71, suge-
rem que os conjuntos gnáissico-migmatíticos de Boissucanga e São
Sebastião tiveram evoluções isotópicas distintas, mas ambos deri-
varam-se de materiais cuja diferenciação do manto superior ocor-
reu pelo menos a 1300 M.a., indicando que no Domínio Costeiro já
existia uma crosta continental no Proterozóico Médio. Por outro
lado os conjuntos granito-migmatíticos de Bertiooga-Mogi das Cru-
zes e do Reservatório de Paraibuna mostraram curvas de evolução
isotópica do Sr similares, sugerindo tratar-se de conjuntos de
rochas com fontes e evoluções geológicas semelhantes.

Em termos gerais no âmbito do Domínio Costeiro o metamorfismo principal formador dos terrenos metamórficos ocorreu entre 650 e 600 M.a.. Fato este constatado também por Gasparini e Mantovani (1979) nos gnaisses migmatitos regionais que ocorrem nos arredores da cidade de Ubatuba.

Jã Sadowski e Motidome (1985) apresentaram duas idades Rb-Sr convencionais em amostras dos gnaisses do Complexo Piaçaguera situadas a norte de Santos, pouco mais a sul da área em estudo. Estas idades indicaram valores da ordem de 840 M.a. assumindo-se uma razão inicial de 0,708. Entretanto, calculando-se estas idades com razões iniciais da ordem de 0,714, que corresponde aproximadamente à média das razões iniciais dos terrenos metamórficos do Domínio Costeiro, obteve-se idades próximas a 750 e 320 M.a. respectivamente para as amostras com maior e menor relação Rb/Sr, mostrando claramente que tais gnaisses necessitam de um número maior de análises radiométricas para definir sua época de formação.

O padrão K-Ar, que indica a época de resfriamento regional, dos terrenos metamórficos do Domínio Costeiro indicou idades concordantes entre 500 e 450 M.a., mostrando claramente que a estabilização tectônica do Domínio ocorreu no Ordoviciano.

5.6.2. Granitóides Pós-Tectônicos

No âmbito do Domínio Costeiro foram estudados geocronologicamente dois corpos graníticos de caráter pós-tectônicos, que ocorrem ao longo da Rodovia dos Tamoios, um próximo ao Rio Fartura e outro associado a charnoquitos próximo ao Reservatório de Paraibuna.

5.6.2.1. Granitóide Natividade da Serra

O granitóide de Natividade da Serra Chiodi et al. (1983) foi amostrado ao longo da Rodovia dos Tamoios entre a ponte sobre o Rio Fartura e o entroncamento para a Usina Hidrelétrica de Paraibuna. Foram coletadas amostras de granitóide orientado, granulação média e cor cinzenta, sendo constituída por megacristais de microclina, plagioclásio, quartzo e cerca de 10% de biotita e com textura porfiróide. Associado a este granitóide ocorrem mobilizados brancos, hololeucocráticos de granulação média, conferindo, por vezes, a esta rocha, um caráter migmatítico.

Foi realizado um estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rocha total neste granitóide, através de cinco análises em amostras provenientes de um mesmo afloramento. Essas análises, quando tratadas em um diagrama isocrônico, definiram uma isócrona com 570 ± 50 e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,712 \pm 0,002$ (MSWD = 0,2063) (figura 69).

Fig. 69 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA O GRANITÓIDE NATIVIDADE DA SERRA (REGIÃO RIO FARTURA)

A idade obtida é interpretada como a época de colocação do granitóide em níveis crustais mais elevados. O valor da razão inicial de 0,712 caracteriza o maciço como um granito originado através de magmas derivados de fusões de rochas pré-existentes. A curva de evolução isotópica do Sr desta rocha, mostrada na figura 71, sugere que a porção estudada do maciço pode ter evoluído a partir de rochas similares aos granito-gnaisses que ocorrem na região do Reservatório de Paraibuna (a mostras BP1 e BP2), formados durante o próprio Ciclo Brasília, a partir de retrabalhamento de materiais diferenciados do manto há pelo menos 1b.a. atrás.

5.6.2.2. Granitóide "Caraguatatuba"

O granitóide que ocorre na Rodovia dos Tamoios a cerca de 6 km antes da ponte sobre o Rio Lourenço Velho no sentido de São José dos Campos para Caraguatatuba foi, em caráter preliminar, incluído na Suite Caraguatatuba de Chiodi et al. (1983).

A rocha amostrada é constituída por um hornblenda-biotita granitóide porfiróide, com megacrístais ocelares de K-feldspatos. Mineralogicamente é composta por quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita principalmente. Essa rocha é cortada por bandas aplíticas estreitas e apresenta-se intimamente relacionada com bolsão ou facies lenticulares de charnoquitos, através de contatos gradacionais. Em verdade os charnoquitos tratam-se de granitós ígneos e hiperstênio.

Foram selecionados onze amostras provenientes do granitóide para análises Rb-Sr em rocha total. Os pontos analíticos de tais amostras definiram em diagrama isocrônico uma reta com idade de 543 ± 16 M.a. e razão inicial de $0,7126 \pm 0,0004$ (MSWD = 0,842) (figura 70). Essa idade é interpretada como a época de formação do granitóide e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, a exemplo do corpo de Natividade da Serra, sugere uma ori

gem crustal. A curva de evolução isotópica do Sr para as rochas em estudo, mostrada na figura 71, indica que a porção analisada do granitóide é pouco diferenciada, constituindo um conjunto onde a evolução isotópica do ^{87}Sr foi mais lenta, dentro do Domínio Costeiro. Apesar do ponto inicial da curva evolutiva deste granitóide situar-se sobre a curva de evolução isotópica de Sr dos granitos-gnaisses do Reservatório de Paraibuna, essas rochas não poderiam ser a fonte dos granitóides, pois são mais diferenciados que eles.

Fig. 70 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb - Sr EM ROCHA TOTAL PARA O GRANITÓIDE DE CARAGUATATUBA

Portanto, os dados geocronológicos obtidos para os maciços graníticos intrusivos no Domínio Costeiro caracterizaram uma época próxima a 550 M.a. para a atividade ígnea pós-tectônica relativa ao evento geodinâmico, cuja fase metamórfica principal ocorreu entre 650 e 600 M.a.

Fig. 71 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE Sr PARA ROCHAS DO DOMÍNIO COSTEIRO

TABELA 15 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DE DOMÍNIO COSTEIRO

-179-

Nº Campo	Rocha	Unidade e/ou Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Nº Lab.	Ref.
P-1-A	Granitóide	Natividade da Serra	192,6	201,2	2,778	0,7353	8175	NT
P-1-E	Granitóide	Natividade da Serra	199,7	195,5	2,965	0,7366	8176	NT
P-1-H	Granitóide	Natividade da Serra	242,7	166,7	4,230	0,7466	8177	NT
P-1-J	Granitóide	Natividade da Serra	197,5	209,3	2,738	0,7342	8178	NT
P-1-K	Granitóide	Natividade da Serra	250,8	207,5	3,510	0,7411	8179	NT
S-4-A-MLS	Migmatito	Bertioga-Mogi	165,1	435,1	1,099	0,7181	8190	NT
S-4-E-MLS	Migmatito	Bertioga-Mogi	271,5	414,0	1,901	0,7236	8191	NT
S-4-F-MLS	Migmatito	Bertioga-Mogi	135,9	678,8	0,580	0,7143	8192	NT
S-4-F-MLS	Migmatito	Bertioga-Mogi	230,7	369,1	1,812	0,7239	8193	NT
S-4-K-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	209,3	287,0	2,115	0,7267	8194	NT
S-4-M-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	176,5	354,8	1,360	0,7216	8195	NT
S-4-P-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	161,8	337,4	1,390	0,7211	8196	NT
S-4-Q-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	316,3	188,7	4,872	0,7516	8197	NT
S-4-R-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	195,6	201,3	2,820	0,7345	8198	NT
S-4-T-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	195,3	229,3	2,471	0,7321	8199	NT
S-4-V-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	214,2	192,4	3,232	0,7396	8200	NT
S-4-X-LCS	Migmatito	Bertioga-Mogi	199,1	346,5	1,666	0,7253	8201	NT
C-3-B	Granitóide	"Caraguatatuba"	144,2	342,9	1,219	0,7215	8202	NT
C-3-D	Granitóide	"Caraguatatuba"	181,7	335,5	1,570	0,7248	8203	NT
C-3-H	Granitóide	"Caraguatatuba"	161,8	228,9	2,050	0,7292	8204	NT
C-3-J	Granitóide	"Caraguatatuba"	148,9	234,6	1,840	0,7266	8205	NT
C-3-K	Granitóide	"Caraguatatuba"	93,7	401,8	0,676	0,7187	8206	NT
C-3-M	Granitóide	"Caraguatatuba"	271,6	61,5	12,911	0,8107	8207	NT
C-1-D	Granitóide	"Caraguatatuba"	112,4	319,8	1,019	0,7207	8356	NT
C-1-G	Granitóide	"Caraguatatuba"	111,1	389,4	0,827	0,7198	8357	NT
C-1-H	Granitóide	"Caraguatatuba"	193,4	142,7	3,938	0,7469	8358	NT
C-2-A	Granitóide	"Caraguatatuba"	157,7	372,2	1,228	0,7221	8359	NT
C-2-B	Granitóide	"Caraguatatuba"	158,8	396,1	1,162	0,7222	8360	NT
BP-1-B	Gnaisses	Res. Paraíbauna	199,3	318,9	1,813	0,7294	8346	NT
BP-1-O	Gnaisses	Res. Paraíbauna	200,1	277,0	2,095	0,7289	8347	NT
BP-1-F	Gnaisses	Res. Paraíbauna	218,7	211,9	2,996	0,7366	8348	NT
BP-1-G	Gnaisses	Res. Paraíbauna	225,8	290,9	2,252	0,7317	8349	NT
BP-1-H	Gnaisses	Res. Paraíbauna	197,9	215,7	2,662	0,7323	8350	NT
BP-1-J	Enclaves	Res. Paraíbauna	284,3	463,4	1,779	0,7249	8351	NT
BP-1-K	Enclaves	Res. Paraíbauna	245,8	224,3	3,183	0,7448	8352	NT
BP-1-L	Enclaves	Res. Paraíbauna	222,3	571,7	1,127	0,7182	8353	NT
BP-1-N	Aplito	Res. Paraíbauna	195,5	215,0	2,639	0,7378	8354	NT
BP-1-O	Aplito	Res. Paraíbauna	284,8	328,0	2,520	0,7341	8355	NT
BP-2-A	Gnaisses	Res. Paraíbauna	199,1	369,1	1,564	0,7244	8361	NT
BP-2-B	Gnaisses	Res. Paraíbauna	171,8	400,9	1,242	0,7213	8362	NT
S-1-B	GNS-Migm.	S. Sebastião	164,2	134,9	3,541	0,7608	8298	NT
S-1-D	GNS-Migm.	S. Sebastião	144,1	158,9	2,636	0,7522	8299	NT
S-1-E	GNS-Migm.	S. Sebastião	142,7	127,0	3,268	0,7574	8300	NT
S-1-G	GNS-Migm.	S. Sebastião	145,4	164,6	2,572	0,7684	8301	NT
S-1-I	GNS-Migm.	S. Sebastião	180,3	109,2	4,799	0,7514	8302	NT
S-1-J	GNS-Migm.	S. Sebastião	199,6	115,5	5,025	0,7552	8303	NT
S-2-LB	GNS-Migm.	Boissucanga	181,2	238,7	2,203	0,7341	8304	NT
S-2-LD	GNS-Migm.	Boissucanga	122,4	283,8	1,250	0,7247	8305	NT
S-2-LE	GNS-Migm.	Boissucanga	72,8	302,6	0,697	0,7247	8306	NT
S-2-LI	GNS-Migm.	Boissucanga	149,8	257,7	1,686	0,7308	8307	NT
S-2-LL	GNS-Migm.	Boissucanga	221,5	276,1	2,329	0,7371	8308	NT
S-2-LM	GNS-Migm.	Boissucanga	140,6	345,6	1,180	0,7264	8309	NT
S-2-LI	GNS-Migm.	Boissucanga	168,8	135,1	3,631	0,7493	8338	NT
S-2-MB	GNS-Migm.	Boissucanga	142,5	198,0	2,085	0,7256	8336	NT
S-2-ME	GNS-Migm.	Boissucanga	142,7	212,9	1,943	0,7232	8337	NT
S-2-MU	GNS-Migm.	Boissucanga	92,7	201,0	1,338	0,7319	8339	NT
S-2-MD	GNS-Migm.	Boissucanga	166,8	213,3	2,267	0,7248	8340	NT
S-2-PD	GNS-Migm.	Boissucanga	165,8	218,8	2,198	0,7306	8341	NT
S-2-PE	GNS-Migm.	Boissucanga	21,6	206,0	0,304	0,7293	8342	NT
S-2-PF	GNS-Migm.	Boissucanga	199,0	59,7	9,733	0,7981	8343	NT
S-2-PG	GNS-Migm.	Boissucanga	5,9	248,1	0,069	0,7211	8344	NT
S-2-PI	GNS-Migm.	Boissucanga	83,8	193,2	1,259	0,7342	8345	NT

TABELA 16 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA ROCHAS DO DOMÍNIO COSTEIRO

Nº Campo	Rocha	Unidade e/ou Localização	Material	% K	^{40}Ar rad ccSTG/g ($\times 10^{-6}$)	%Ar atm	Idade (Ma.)	Nº Lab.	Ref.
CA-14A	Leptinito	Caraguatatuba	Anfibólio	2,60	55,5	3,50	480 $\pm$ 14	641	15
CA-14B	Leptinito	Caraguatatuba	Feldspato	12,40	249,7	6,70	455 $\pm$ 13	701	15
CA-14C	Leptinito	Caraguatatuba	Biotita	7,39	150,8	1,20	462 $\pm$ 13	655	15
CA-16	Gnaisse	S.Sebastião	Biotita	7,18	140,0	1,30	443 $\pm$ 13	645	15
CA-17	Migmatito	S.Sebastião	Biotita	7,46	153,0	0,60	463 $\pm$ 14	646	15
CA-21	Gnaisse	S.Sebastião	Muscovita	8,75	183,1	2,20	473 $\pm$ 14	679	15
CA-21	Gnaisse	S.Sebastião	Biotita	7,70	163,0	1,80	474 $\pm$ 14	677	15
CA-22	Migmatito	S.Sebastião	Biotita	6,63	141,2	8,20	483 $\pm$ 14	697	15
CA-24	Migmatito	S.Sebastião	Muscovita	8,87	185,7	3,70	470 $\pm$ 14	613	15
CA-24	Migmatito	S.Sebastião	Biotita	7,38	155,6	2,40	475 $\pm$ 14	593	15
S-4-E	Migmatito	Bertioga-Mogi	Biotita	7,065	156,6	3,38	496 $\pm$ 15	5866	NT
S-4-K	Migmatito	Bertioga-Mogi	Biotita	6,927	144,5	4,53	470 $\pm$ 7	5867	NT
S-I-L	Gnaisse	S.Sebastião	Biotita	7,378	149,6	5,41	460 $\pm$ 14	5865	NT
BP-1-I	Gnaisse	Res.Paraibuna	Biotita	6,774	144,5	5,80	480 $\pm$ 16	5864	NT

REFERÊNCIAS: 15- Minioli (1971)

CAPÍTULO 6

A CROSTA CONTINENTAL E EVOLUÇÃO CRUSTAL

6.1. EVOLUÇÃO CRONOLÓGICA DA CROSTA CONTINENTAL

Apesar do quadro geocronológico da área em estudo não ser o ideal, os resultados radiométricos obtidos nesta pesquisa nos permitem posicionar no tempo geológico os principais eventos metamórficos formadores de rochas, bem como as principais épocas de estabilização tectônica dos cinco domínios considerados no trabalho, ou seja, Domínios Itapira - Amparo, Piracaia-Jundiaí, São Roque, Embú e Costeiro.

O primeiro fragmento de crosta continental no Domínio Itapira-Amparo diferenciou-se do manto superior em torno de 3400 M.a., ou pouco tempo antes, através de um evento de acreção continental. No final do Arqueano tardio (2600-2500 M.a.) formou-se o conjunto ortognáissico Serra Negra, muito provavelmente com contribuição de material mantélico. Durante o ciclo orogênico Transamazônico (2200-1900 M.a.) foi formada grande quantidade de rochas principalmente através de processos de retrabalhamento de rochas pré-existentes. No final deste período a crosta continental já estaria formada e sobre ela em torno de 1400 M.a. desenvolveram-se várias seqüências supracrustais. No ciclo orogênico Brasileiro, entre 650 e 600 M.a., ocorreram injeções de materiais graníticos e anatexias das próprias rochas crustais, que migmatizaram parte das rochas deste domínio. Concomitantemente ao evento de migmatização ocorreu a colocação do Complexo Granítico de Morungaba. Entre 600 e 500 M.a. ocorreu o resfriamento regional e conseqüentemente a estabilização tectônica do Domínio Itapira-Amparo.

No âmbito do Domínio Piracaia-Jundiaí possivelmente já existia uma crosta continental em torno de 2100 M.a., mas o principal evento formador de rochas ocorreu no Proterozóico Médio, próximo a 1400 M.a., gerando tanto migmatitos quanto granulitos. Foram também caracterizados outros eventos de migmatizações superimpostos em torno de 800 e 650 M.a.. Intensa granitogênese ocorreu no domínio desde 1100 M.a. até 580 M.a., sendo os períodos principais em torno de 1000 M.a., 800-750 M.a. e 600-

570 M.a.. Os dados K-Ar disponíveis sugerem dois períodos de estabilização tectônica da área, um próximo a 1100 M.a. e outro em torno de 600 M.a.

Para o Domínio São Roque os estudos isotópicos de Sr sugerem para a crosta continental primária, não aflorante hoje, uma idade mínima em torno de 2,1 Ga. e parcialmente sobre esta crosta, dentro de um processo distensivo dentro de uma bacia associada a um arco magmático teria ocorrido a deposição da sequência vulcanossedimentar do Grupo São Roque. Esta deposição iniciou-se em torno de 1800 M.a., que é a idade de cristalização magmática das rochas vulcânicas riodacíticas intercaladas na sequência. No Proterozóico Médio, por volta de 1300 ± 100 M.a., ocorreu um evento metamórfico acompanhado por intrusões de corpos graníticos sintectônicos, que afetou toda a sequência. Após esta fase, cujo resfriamento ocorreu provavelmente em torno de 1100 - 1000 M.a., conforme idades K-Ar nos anfibólitos de Pirapora do Bom Jesus e Serra do Itaberaba, pode ter ocorrido ou não processos de erosão e sedimentação. No Proterozóico Superior, outro evento metamórfico foi superimposto, tendo sua fase sintectônica principal ocorrido entre 800 e 720 M.a.. As atividades graníticas pós-tectônicas a este evento ocorreram entre 700 e 600 M.a. e o resfriamento das rochas metamórficas aconteceu entre 620 e 600 M.a.. Manifestações graníticas mais jovens ocorreram em torno de 550 M.a..

O fragmento de crosta continental mais antigo caracterizado no Domínio Embú tem uma idade mínima de 2500 M.a. e formou-se a partir de processos de diferenciação do manto superior. Essa crosta continental sofreu uma adição de material através de um evento de migmatização no Proterozóico médio, por volta de 1400 M.a., que migmatizou as rochas pré-existentes e formou novas rochas. Esse evento parece ter se resfriado regionalmente em 1200 M.a. aproximadamente. Durante o Ciclo Brasileiro outro evento geodinâmico atuou no Domínio formando sequências supracrustais e granitizando parcialmente a crosta continental. A fase sin-tectônica de tal evento foi em torno de 750 M.a. e as

manifestações graníticas pós-tectônicas ocorreram dentro do intervalo de tempo 650-600, e logo após ocorreu a estabilização tectônica do Domínio Embú. As rochas deste domínio situadas próximas à zona de contato com o Domínio Costeiro somente se resfriaram a temperaturas inferiores a 250°C em torno de 450 M.a..

Finalmente no âmbito do Domínio Costeiro, a época importante de formação de rochas aconteceu no Proterozóico superior entre 650 e 600 M.a.. Esse período caracterizou-se pela formação dos terrenos metamórficos de alto grau a partir de processos de retrabalhamento de uma crosta continental pré - existente com idade mínima de 1200 M.a.. Os granitóides pós-tectônicos, incluindo os charnoquitos a eles associados, formaram em torno de 550 M.a. e a área, somente estabilizou-se tectonicamente em 450 M.a..

Observando-se as figuras 72,73,74 e 75, respectivamente o sumário dos principais eventos formadores de rochas nos Domínios em estudo, os mapas de distribuição de idades nos terrenos metamórficos e nos granitóides intrusivos e o histograma das idades K-Ar da área, podem ser constatadas algumas relações entre as evoluções crustais dos diferentes domínios considerados.

Rochas pré-transamazônicas foram constatadas nos Domínios Itapira-Amparo e Embú, no primeiro a formação do primeiro fragmento de crosta continental ocorreu em torno de 3,4 b.a. e no segundo foi caracterizado um protolito do final do Arqueano tardio ou no início do Proterozóico Inferior.

Entre 2200 e 1900 M.a. foi a época em que o Domínio Itapira-Amparo teve uma evolução crustal importante formando e migmatizando rochas, ocorrendo acreção e espessamento de crosta continental. Talvez, ainda nesta época, embora não caracterizados no campo, os embasamentos dos Domínios Piracaia-Jundiaí e São Roque, tenham se desenvolvido.

Durante o Proterozóico médio, mais especificamen-

Fig. 72-DISTRIBUIÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO DOS PRINCIPAIS EVENTOS FORMADORES DE ROCHAS

Fig. 73- DISTRIBUIÇÃO DAS IDADES DE FORMAÇÃO DOS TERRENOS METAMÓRFICOS

Fig.74 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS IDADES DE FORMAÇÃO DOS GRANITÓIDES INTRUSIVOS

Fig. 75 - HISTOGRAMA DAS IDADES K-Ar NOS DOMÍNIOS DA ÁREA

te entre 1450 e 1300 M.a., ocorreu em todos os Domínios, com exceção do Costeiro, um importante evento geodinâmico, responsável por migmatizações de rochas pré-existentes no Domínio Embú e formação de conjuntos ortognáissicos e seqüências supracrustais associadas nos demais domínios, alguns dados K-Ar, nos Domínios Itapira-Amparo, Piracaia-Jundiaí e São Roque sugerem um período de resfriamento entre 1100 e 1000 M.a. (figura 75).

Na área em estudo, o Proterozóico Superior é caracterizado por duas fases principais de metamorfismo, nos Domínios São Roque, Embú e Piracaia-Jundiaí entre 800 e 700 M.a., com resfriamento entre 650 e 600 M.a. e no Domínio Costeiro entre 650 e 600 M.a. com época de estabilização tectônica entre 500 e 450 M.a.. No Domínio Piracaia-Jundiaí o período entre 800 e 700 M.a. caracterizou-se por eventos de granitizações e migmatizações, talvez como atividades reflexas dos eventos geodinâmicos a tuantes nos Domínios São Roque e Embú.

Em termos de evolução temporal o Domínio Amparo - Itapira distinguiu-se dos demais por ter sido o único onde o ciclo orogênico Transamazônico teve atuação marcante e o Domínio Costeiro, por sua vez, teve toda a sua evolução crustal vinculada a fase final do Proterozóico Superior e inicial do Fanerozóico. Durante o Proterozóico Médio e Superior os Domínios Piracaia-Jundiaí, São Roque e Embú, parecem ter tido evolução temporal similar, mas com processos tectônicos e produções de rochas distintas, dependendo das características particulares de cada terreno.

É interessante notar na figura 74, que as atividades graníticas pós-tectônicas mais jovens (da ordem de 550 M.a.) ocorreram no Domínio Costeiro, e as mais antigas (em torno de 1000 M.a.) tiveram lugar no Domínio Piracaia-Jundiaí, mostrando uma clara tendência de aumento das idades no sentido de sudeste para noroeste.

Nas figuras 76, 77 e 78 são mostrados os valores das relações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais para os intervalos de tempo 2.6-

Fig. 76-DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE RAZÕES INICIAIS
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ PARA O PERÍODO 2600-1900 m.a.

Fig. 77- DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE RAZÕES INICIAIS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ PARA O PERÍODO 1500-1000 m.a.

Fig. 78-DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE RAZÕES INICIAIS
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ PARA O PERÍODO 1000 - 500 m.a.

1,9 G.a.; 1,5-1,0 G.a. e 1,0 a 0,5 G.a. para as diferentes partes da área em estudo. Para o Proterozóico Inferior, cujos dados disponíveis são para os Domínios Embú e Itapira-Amparo, os valores de relações iniciais sugerem para o primeiro uma derivação mantélica, marcando uma importante acreção de material diferenciado do manto superior. Já para o segundo Domínio os dados também indicam que parte das rochas foram geradas por diferenciação direta do manto, mas também ocorreu uma grande contribuição de magma gerado por processos de retrabalhamento de crosta continental pré-existente.

Para o Proterozóico Médio os poucos dados de razões iniciais de Sr disponíveis indicam que os processos de retrabalhamento crustal predominaram sobre os processos de acreção continental. Finalmente analisando-se a figura 78, observa-se que durante o Proterozóico Superior todos os processos tectônicos geradores de rochas envolveram magmas produzidos por fusão parcial de crosta continental pré-existente. Somente algumas porções de corpos granitóides como o de Morungaba, por exemplo, parecem ter uma pequena componente de magmas oriundos do manto, ou de partes profundas da crosta continental severamente empobrecida em Rb.

A figura 79 representa um diagrama de evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função do tempo geológico, onde encontram-se locadas as curvas de evolução dos terrenos metamórficos dos cinco domínios considerados no trabalho e os pontos relativos às composições isotópicas iniciais de Sr dos granitóides intrusivos aqui estudados. Cabe ressaltar que, por falta de maiores dados radiométricos Rb-Sr nas rochas metamórficas do Domínio Piracaia-Jundiaí na área em estudo, foram utilizados nesta figura dados obtidos por Kawashita (inédito) em rochas migmatíticas deste domínio na região de Piquete-Delfim Moreira.

Observando-se, portanto, a figura 79 nota-se que os pontos dos granitóides crustais dos Domínios Amparo-Itapira, Piracaia-Jundiaí e Embú não são derivados a partir de processos

FIGURA 79: DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA AS
ROCHAS METAMÓRFICAS DOS DIFERENTES DOMÍNIOS
E AS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS INICIAIS DOS RES-
PECTIVOS GRANITOIDES

de fusão parcial dos terrenos metamórficos nos quais são intrusivos, tendo em vista que tais pontos situam-se abaixo das curvas evolutivas dos terrenos, o que torna esta derivação incompatível geoquimicamente. Esse fato, pode sugerir que esses granitoides foram gerados a partir de fusões de crostas distintas daquelas que estão aflorando, ou seja que em profundidade ocorre um outro tipo de crosta continental, ali colocada através de uma forte a-

loctonia de terrenos metamórficos com superposição de crostas diferentes, ou então uma crosta composicionalmente distinta.

No caso do Domínio São Roque os corpos de Maiporã, Cantareira e Morro Azul situaram-se sobre ou pouco acima, da curva de evolução dos gnaisses de Igaratã, o que sugere que tais rochas formaram-se a partir de magmas que tiveram também uma contribuição destes gnaisses, fato este mostrado também pelos isótopos de Pb. De maneira similar, os granitóides do Domínio Costeiro situaram-se sobre as curvas evolutivas dos terrenos metamórficos nos quais são intrusivos, indicando que evoluíram a partir de processos de fusão parcial destes terrenos metamórficos.

6.2. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr e Pb COMPARATIVA ENTRE OS GRANITÓIDES INTRUSIVOS

A fim de se efetuar uma comparação em termos de composição isotópica de Sr e Pb entre os granitóides intrusivos nos diversos domínios da área em estudo, em especial dos domínios São Roque e Piracaia-Jundiaí, com os granitóides dos Tipos Caledonianos, Cordilheiranos e Andinos foram elaborados os diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representados respectivamente nas figuras 80, 81, 82 e 83.

A comparação entre os granitóides da área em estudo com os granitóides tipo Caledoniano é apenas ilustrativa, tendo em vista que Dupré e Allègre (1983) demonstraram que isotopicamente a nível de Sr e Pb o manto superior no oceano Índico e Atlântico Sul é claramente distinto daquele que ocorre na região do Atlântico Norte e Pacífico. Esta distinção do manto superior, caracterizada através de variação isotópica do MORB, deve-se provavelmente a heterogeneidades do manto inferior, como também a processos de contaminação crustal, por meio de rejeição deste material no manto, nas zonas de subducção. Portanto

devido a esta descontinuidade geoquímica, granitóides gerados nos dois domínios de forma similar, com envolvimento de material mantélico, podem apresentar características geoquímicas isotópicas distintas.

Os granitóides tipo Caledonianos ocorrem no norte da Inglaterra e Escócia e possuem composições isotópicas de Pb e Sr muito variáveis, o que indica terem se formado a partir de fontes diversas. Conforme HARMON et al. (1984) os maciços graníticos mais antigos, com idades superiores a 470 M.a., (denominados de "older" nos diagramas) formaram-se a partir de fusão parcial de metassedimentos. Por outro lado os corpos graníticos mais jovens possuem uma origem mais complexa, que pode envolver quatro fontes distintas, o manto superior ou fusão da crosta oceânica, sedimentos e metassedimentos da crosta superior e crosta continental inferior granulítica máfica.

Neste trabalho, para uma melhor comparação, dividiu-se os granitos tipo Caledonianos jovens conforme a sua gênese, em quatro regiões geográficas, a noroeste, nordeste, sudeste da Escócia e Norte da Inglaterra, aqui denominados respectivamente por GNW, GNE, GSW e GNING.

Os GNW intrudiram uma crosta continental estabilizada e formaram-se a partir de diferenciação do manto superior com contaminação da crosta superior. Os GNE, também ocorrem em ambientes tectonicamente estáveis e formaram-se a partir de processos de fusão parcial da crosta inferior. Os GSW formaram-se em ambientes de margem continental a partir de diferenciação do manto ou fusão da crosta oceânica e sofreram contaminação de metassedimentos da crosta continental. Finalmente os GNING, típicos também de ambientes de margem continental, formaram-se a partir de fusões parciais de sedimentos da crosta superior.

As composições isotópicas de Pb e Sr para os granitóides Caledonianos utilizadas nos diagramas das figuras 80, 81, 82, 83 foram compiladas de PANKURST (1974), HARMON et al.

(1984) e CLAYBURN et al. (1983).

Na figura 83, onde encontra-se o diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr configura-se o campo dos granitóides tipo Cordilheirano, cujas composições isotópicas de Sr foram extraídas de PETO e ARMSTRONG (1976) e LE COUTEUR E KLUIT (1976). Tratam-se de granitóides que apresentam características de um ambiente de margem continental, numa zona de transição entre crosta ensiálica e simática.

Os dados para a confecção dos campos para os granitóides do tipo Andino são provenientes do batólito da Costa no Perú, extraídos de MUKASA e TILTON (1985) e BECKINSALE et al. (1985).

Nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das figuras 80, observa-se que os granitóides do Domínio São Roque dividem-se em dois grupos, um com os pontos relativos ao maciço do Moinho, mais empobrecidos em Pb radiogênico e outro com os pontos do maciço de Cantareira e Morro Azul mais enriquecidos. Os pontos relativos aos granitóides de Bragança Paulista e Nazaré Paulista, formam um campo distinto dos maciços do Domínio São Roque e as amostras relativas ao primeiro corpo são mais ricas em ^{208}Pb que as amostras do granitóide de Nazaré Paulista, que por sua vez são mais ricas em ^{207}Pb , comportamento este, típico para rochas geradas a partir da crosta inferior e superior respectivamente.

As amostras relativas ao granitóide do Moinho parece relacionar-se com os granitos Caledonianos do tipo "older" e do tipo GNW, sugerindo que em sua formação teve componentes magmáticos provenientes do manto ou de fusão de crosta oceânica subductada e também da crosta continental superior.

Os pontos relativos ao granito de Morro Azul situaram-se no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ próximos ao campo relativo aos GNE Caledonianos, sugerindo uma fonte para seu respectivo magma parental da crosta inferior.

Fig. 80 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb PARA OS GRANITÓIDES

No diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da figura 81 observa-se que os pontos relativos aos granitóides dos Domínios São Roque e Piracaia-Jundiá definem campos distintos em relação aos isótopos de Pb, aqueles do primeiro domínio são mais enriquecidos em Pb radiogênico do que os do segundo, sendo a exceção os pontos do granitóide do Moinho que são mais empobrecidos. É interessante notar que o "trend" dos corpos intrusivos no Grupo São Roque é similar aos GNE Caledonianos, indicando uma derivação da crosta inferior para os granitóides estudados.

Fig. 81 — DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA VARIAÇÃO DAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS DE Pb E Sr PARA GRANITÓIDES

A figura 82 representa um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, no qual pode ser observado que os pontos relativos aos maciços de Bragança e Nazaré Paulista situam-se dentro do campo definido para os granitóides do tipo Caledoniano, sendo o Bragança Paulista mais próximo do GNW e o Nazaré mais voltado para o tipo "older". O ponto relativo ao granito de Morro Azul, embora fora do campo dos Granitos Caledonianos possui uma composição isotópica mais próxima do tipo GNE, isto

é, gerados por fusão parcial da crosta continental inferior.

Fig. 82 - DIAGRAMA $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VERSUS RAZÃO $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ INICIAL PARA OS GRANITÓIDES

Finalmente no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr, encontra-se plotados os campos estabelecidos para os granitóides tipo Caledonianos GNE e GSW e tipo Cordilheiranos, e os pontos relativos às rochas graníticas intrusivas nos Domínios Costeiro, Embú, São Roque e Piracaia-Jundiá (figura 82).

Neste diagrama pode ser observado que os granitóides de Natividade da Serra relacionam-se com os GNE, já os de Caraguatatuba embora situados no mesmo "trend" estão fora do campo dos Caledonianos, sendo mais ricos em Sr. Os granitóides do Domínio Embú são correlacionáveis, a nível de Sr, com os GNE, com exceção do corpo de Mogi das Cruzes que é muito mais diferenciado. Os maciços graníticos intrusivos no Grupo São Roque apresen-

Fig. 83- DIAGRAMA $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ VERSUS Sr PARA GRANITÓIDES

taram comportamentos distintos no diagrama, conforme suas características petrológicas. Neste sentido as amostras do corpo de Cantareira e Moinho relacionam-se com os granitóides Cordilheira nos ricos em Sr, as do Maciço do Tico-Tico situam-se no campo dos GNE e pouco acima, e os pontos do granito de Morro Azul posicionam-se na parte inferior do campo do GNE, relacionando-se às amostras de maior teor de Sr.

Os granitóides do Domínio Piracaia-Jundiaí podem ser divididas em três grupos, o primeiro composto pelos corpos do Salmão, Itú e a parte mais diferenciada do maciço de Piracaia que situam-se dentro ou muito próximo do campo dos GNE, o segundo grupo constituído pelo corpo de Nazaré Paulista que possui um enriquecimento em Sr em relação aos GNE e maiores relações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação aos Cordilheiranos e o último grupo composto pelos corpos de Bragança Paulista e a parte monzonítica do corpo de Piracaia situa-se próximo ao campo dos granitos tipo Cordilheiranos.

A partir das comparações discutidas acima pode ser considerada uma tendência geral em se admitir que os granitóides de Morro Azul, Cantareira, Natividade da Serra, Embú-Guaçú, Tico-Tico, Salmão e Itú possuem composições isotópicas de Sr e Pb similares aos granitóides do tipo Caledoniano formados por processos de fusão parcial da crosta inferior. Algumas amostras do corpo granítico do Moinho, por sua vez, são comparáveis aos granitóides caledonianos do tipo "older", e do tipo GNW e outras aos granitos do tipo Cordilheirano. Este fato sugere que este corpo formou-se a partir de mistura complexa de magmas, com componentes diferenciadas do manto superior ou produzidos por subducção de crosta oceânica, que sofreram fortes contaminações de componentes provenientes tanto da base da crosta continental como de sua parte superior.

O maciço granítico de Bragança Paulista formado principalmente por processos de fusão parcial da crosta inferior pode também conter em seu magma parental componentes provenien-

tes do manto superior e/ou fusão de crosta oceânica. Já o grani-
tóide de Nazaré Paulista é comparável isotopicamente aos corpos
Caledonianos formados por fusão parcial de metassedimentos.

6.3. TRANSECTA DA CROSTA CONTINENTAL

Para a área em estudo, além das informações geo-
cronológicas e geológicas, existem também disponíveis mapas gra-
vimétricos de isovalores de anomalias Ar livre e de isovalores
de anomalia de Bouguer, na escala 1:500.000 executados pelas e-
quipes do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) e do Institu-
to Astronômico e Geofísico (IAG) da Universidade de São Paulo
sob os auspícios do Pró-Minério, vinculado a Secretaria de In-
dústria e Comércio e Ciência e Tecnologia do Estado de São Pau-
lo em 1987.

Através destes mapas, que constam das figuras 84
e 85, foi possível elaborar um perfil gravimétrico segundo a di-
reção SE-NW, mostrado na figura 86, que se estende das proximida-
des de São Sebastião até a Região de Amparo. A partir destes da-
dos foi elaborada uma modelagem preliminar para a crosta conti-
nental assumindo-se que os valores das gravidades no mapa Bour-
guer represente única e exclusivamente a distribuição de massas
no interior da crosta.

Neste sentido o perfil gravimétrico mostra para a
região próxima ao falhamento de Socorro anomalias de -70 a -90
milgals de amplitude de 15 a 20 km, que se correlaciona possivel-
mente aos terrenos do Domínio Amparo-Itapira, denotando um espes-
samento crustal. Na área do Domínio São Roque encontra-se outra
anomalia negativa entre -60 a -70 miligals que parece refletir
um pequeno espessamento crustal e finalmente entre a linha de
costa e o falhamento de Cubatão ocorre outra anomalia de aproxi-
madamente -30 a -60 miligals que pode indicar um adelgaçamento
da crosta continental em direção ao litoral, mas também pode su-
gerir uma diferença de densidade das rochas, tendo em vista que

Fig. 85- MAPA DE ISOANOMALIAS BOUGUER

a parte mais a sudeste da área é constituída por granulitos que geralmente apresentam anomalias gravimétricas positivas.

A partir do perfil gravimétrico acima e assumindo-se valores de espessura máxima da crosta continental de 40 km e de densidade média do manto superior de $3,3 \text{ g/cm}^{-3}$ e da crosta de $2,8 \text{ g/cm}^{-3}$, foi realizada, através do programa de algoritmo de Talwani et al. (1959) uma modelagem gravimétrica bidimensional (figura 86) para a crosta do perfil em questão. Através desta modelagem nota-se que abaixo do Domínio Piracaia-Jundiaí ocorre uma diminuição da espessura crustal de apenas 1 km e no âmbito do Domínio Costeiro, onde ocorre um forte gradiente gravimétrico, a crosta continental sofre um adelgaçamento da ordem de 5 km, explicado por um soerguimento de blocos causado por ação de falhamentos.

Considerando-se os fatores acima e sempre levando-se em conta as características geológicas dos terrenos procedeu-se a elaboração de um modelo bidimensional para a crosta continental da área em estudo que é reproduzido na Transecta Esquemática da figura 87. Nesta Transecta pode ser observado que os terrenos dos Domínios Piracaia-Jundiaí e São Roque estão sobre as rochas do Domínio Itapira-Amparo, conforme reportado por CAMPOS NETO et al. (1984) quando se refere à estruturação regional desta área condicionada pela Nappe de Cavalgamento Socorro-Guaxupé que posiciona as rochas do Complexo Socorro sobre as litologias os Grupos Amparo e Itapira, constituindo um espessamento crustal, por nós estimado em torno de 40 km. Além disso pode também ser notado que no âmbito do Domínio Costeiro, a crosta continental inferior encontra-se hoje exposta, sugerindo que esta porção sofreu um soerguimento, com porções crustais sendo basculadas em forma de escamas, produzindo conseqüentemente uma crosta continental mais fina.

O perfil de idades K-Ar da figura 87 mostra claramente que a faixa relativa ao Domínio Costeiro e zona adjacente no Domínio Embú permaneceu quente mais tempo que as demais por-

Fig.86-PERFIS DIVERSOS ENTRE AS REGIÕES DE AMPARO E SÃO SEBASTIÃO

a - Mapa geológico

b - Transecta

Fig.87- TRANSECTA DA CROSTA CONTINENTAL ENTRE AS REGIÕES DE AMPARO E S. SEBASTIÃO

LEGENDA DAS FIGURAS 86 E 87

SEDIMENTOS FANEROZÓICOS

GRANITÓIDES INTRUSIVOS

FAIXAS BLASTOMILONÍTICAS

ROCHAS ORTOGNÁISSICAS

TERRENOS METAMÓRFICOS

METAMORFISMO DE BAIXO GRAU

METAMORFISMO DE MÉDIO GRAU

METAMORFISMO DE ALTO GRAU

FALHAMENTOS

ções crustais até 450 M.a., sugerindo que a última grande movimentação da crosta continental na área ocorreu na região do Domínio Costeiro.

6.4. TAXAS DE ACREÇÃO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL DURANTE O PRÉ-CAMBRIANO

Com base nos dados isotópicos de Sr e Pb, no mapa de distribuição de idades de formação de rochas da figura 73 e na "Transecta" da figura 87, onde espessuras de crosta continental e de seqüências geológicas ali incluídas são estimadas, calculou-se o volume de rochas geradas expostas atualmente em função do tempo geológico. Esse cálculo de volume, expresso em porcentagem proporcional, levou em consideração além das idades as características litológicas dos conjuntos analisados, o que implica em formas geométricas e profundidades distintas para cada seqüência geológica.

Cumpre assinalar que as proporções aqui estimadas referem-se a formação de rochas e não de adição crustal, que é definida como o fluxo de material proveniente do manto superior e incorporado a crosta continental. No nosso caso existem rochas geradas a partir de processos de diferenciação do manto superior, que caracterizam eventos de acreção continental, mas a grande maioria das rochas estudadas foram geradas a partir de processos de retrabalhamento de crosta pré-existente, o que implica em alguma acreção de material, mas principalmente na regeneração de porções crustais mais antigas formando novas rochas.

Neste sentido os cálculos estimativos de proporções de formação das rochas aflorantes, conforme mostrado na figura 88 sugerem que 3% formou-se em épocas anteriores a 3,0 b. a., 7% no arqueano tardio e início do Proterozóico Inferior, 8% durante o ciclo Transamazônico, 30% entre 1500 e 1300 M.a., 8% no final do Proterozóico Médio e 42% no Proterozóico Superior. Torna-se claro ao observar-se a figura em questão que os dois principais períodos de formação de rochas situam-se dentro dos

intervalos de tempo 1500-1300 M.a. e 700-500 M.a.. A curva acumulativa de geração de rochas mostra que a partir do proterozóico médio a proporção de formação de rocha foi muito maior do que durante o arqueano e proterozóico inferior, na área do presente trabalho.

Fig. 88- VOLUMES DE GERAÇÃO DE ROCHAS EM FUNÇÃO DE TEMPO GEOLÓGICO PARA A ÁREA EM ESTUDO

Os estudos das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e dos diagramas de evolução isotópica do Sr dos conjuntos de rochas metamórficas, como visto anteriormente, sugerem que no final do ciclo orogênico Transamazônico praticamente toda a crosta continental da região em estudo já estava formada, sendo que durante o Proterozóico Médio, alguma acreção continental pode ter ocorrido, de tal forma, que a grosso modo podemos considerar uma curva de crescimento continental em função do tempo geológico como mostrada na figura 89. Esta curva é similar àquela estimada por Veizer e Jansen (1979) para o crescimento crustal a nível mundial.

Fig. 89 - CURVA DE ACREÇÃO CONTINENTAL HIPOTÉTICA PARA A PORÇÃO SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Embora o Proterozóico Superior foi o período no qual grande quantidade de material ígneo foi introduzido na crosta superior, na região em estudo, ele não constituiu a época principal de formação de crosta, porque os granitóides brasilianos foram formados principalmente a partir de materiais provenientes de crosta continental reciclada.

6.5. MODELO DE EVOLUÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL NO PROTEROZÓICO MÉDIO E SUPERIOR

Os processos de evolução geodinâmica da crosta continental da área em questão durante o Proterozóico Médio e Superior, tem sido intensamente discutido por vários autores, como por exemplo CARNEIRO et al. (1974), HASUI & SADOWSKI (1976), CAMPOS NETO (1985), HASUI et al. (1975), CAMPOS NETO E VASCONCELOS (1986) entre outros. Nos últimos anos, com o grande avanço nos conhecimentos geofísicos, geoquímicos, paleomagnéticos, isotópicos e geológicos tem sido possível uma melhor compreensão destes processos.

Vários modelos geotectônicos tem sido propostos para explicar o desenvolvimento crustal durante o Proterozóico Médio e Superior e a adoção de um dos modelos que explique de uma forma coerente a evolução da crosta dependem de certos aspectos filosóficos de quem os adota, que tendem a direcionar a escolha para um modelo mobilista ou fixista.

O estudo da geoquímica isotópica do Sr e do Pb, sugere que na área em estudo os processos de retrabalhamento crustal predominaram em relação aos processos de acreção continental, conforme demonstrado no item anterior, através do desenvolvimento de cinturões móveis ensiálicos.

Apesar das dúvidas existentes com relação à manutenção do regime de tectônica de placas no início do Proterozóico Médio, o modelo de evolução crustal aqui adotado será analisado sob o prisma das teorias mobilistas, tendo em vista que com o resfriamento contínuo e gradual da Terra e com o conseqüente decréscimo de fluxo térmico, muito provavelmente nesta época, a crosta continental tornou-se mais espessa e mais rígida, diferenciando-se mais fortemente da crosta oceânica. Esta última, por sua vez, vai progressivamente aumentando a sua densidade, devido ao decréscimo de temperatura e aumento de espessura, o que vai tornando fisicamente possível os processos de subducção, ocorrendo portanto, movimentos similares aos da tectônica de placas.

Apesar do grande número de dados geocronológicos, geoquímicos, geofísicos e de geologia estrutural atualmente disponíveis não se pode, ainda, estabelecer um modelo geotectônico único para a evolução da crosta continental da região sudeste do Estado de São Paulo, que satisfaça a todos os pesquisadores e portanto vários modelos evolutivos igualmente possíveis podem ser propostos e todos eles são passíveis de críticas. Além disso o fato dos terrenos pré-cambrianos estudados serem alóctones e suas posições geográficas e espaciais atuais não corresponderem às suas respectivas posições no Proterozóico Médio e Superior, dificulta muito a elaboração do modelo de evolução crustal.

Entre os modelos geodinâmicos que explicam de uma forma coerente os dados radiométricos reportados neste trabalho, adotamos o esquema evolutivo mostrado na figura 90. Dentro deste modelo, no final do Proterozóico Inferior, em torno de 1,8 G.a., ter-se-ia iniciado em uma bacia do tipo "back arc" distensiva a deposição de seqüências sedimentares diversas em margens continentais, constituídas por metapsamitos, metapelitos e sedimentos químicos. Associado a esta sedimentação teria ocorrido vulcanismos de vários tipos, inclusive do tipo toleítico de fundo oceânico, onde um pequeno mar (tipo mar vermelho) começa a existir. Esse conjunto vulcanossedimentar originaria o pacote inferior do Grupo São Roque. A evolução desta bacia do tipo "back arc" estaria associada a subducção de crosta oceânica, conforme mostrado na figura 90a, sendo que o arco magmático e o respectivo plutonismo calco-alcalino crono-correlato não foram ainda caracterizados, talvez por terem sido deslocados pelos falhamentos transcorrentes posteriores que afetaram a área, ou por estarem recobertos pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Entre 1400 e 1200 M.a. essas rochas sofreriam um forte movimento compressivo, metamorfizando a seqüência vulcanossedimentar e consumindo parte da crosta oceânica, provocando o surgimento de granitóides intrusivos produzidos por fusão parcial na base da crosta inferior. Esta compressão seria causada pelo início do choque do continente São Roque com o continente Itapira-Amparo (figura 90b). Nesta colisão a litosfera oceânica mais densa da parte frontal do continente Itapira-Amparo mergulha entrando em subducção. A continuidade deste movimento convergente, já dentro do intervalo de tempo 1100-800 M.a., (figura 90c) a crosta Itapira-Amparo seria puxada, pelo manto litosférico mais denso, para abaixo da crosta Piracaia, causando subducções intracontinentais, retrabalhamento do embasamento, empurrões e a formação da Nappe de Cavalgamento Socorro-Guaxupé.

Assim como naturalmente a crosta oceânica ou o manto litosférico tendem a mergulhar para o interior da Terra, a crosta continental Itapira-Amparo, mais leve, tende, sob o efei-

Fig. 90 - MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

to das forças de Arquimedes a subir e a boiar e a abducção da crosta torna-se muito mais lenta. O continente Itapira- Amparo não pode, portanto, ser absorvido por uma subducção pura e simples, seu choque provoca importantes tectonismos nas margens continentais de ambos os lados, gerando deformações dúcteis e metamorfismos, bem como granitos de anatexia gerados por fusão parcial da crosta continental inferior e superior.

Neste mesmo período de tempo, ocorreria em II (figura 90c) um processo distensivo que provocaria delaminação do manto litosférico sub-crustal e o desenvolvimento de um sistema de grabens na crosta continental onde depositariam-se sedimentos, que posteriormente formarão os xistos do Domínio Embú.

Entre 750 e 550 M.a. novamente ocorrem movimentos convergentes, associados a processos de subducção do Tipo A que irão provocar formação de granitos crustais, metamorfismos, e fusões parciais, com vários fragmentos da crosta continental sendo comprimidos e subindo em forma de escamas através das zonas de fraqueza, gerando empurrões e encurtamentos crustais, até que, no final de todo o processo, a resistência dos terrenos se torna grande demais e então os falhamentos de empurrão se transformam em zonas de transcorrência, formando faixas fortemente cisalhadas, posicionando lado a lado terrenos distintos entre si.

Esta grande compressão seria causada pelo choque de duas grandes massas continentais, relacionadas ao fechamento do Oceano Adamastor, cuja zona de sutura encontra-se fora da área do presente estudo.

O final de todo o processo geodinâmico teria ocorrido no Domínio Costeiro, entre 500 e 450 M.a., sugerido pelas idades K-Ar em micas, que poderia coincidir ou não com o soerguimento do bloco Costeiro, que seria submetido a processos erosionais e hoje, expondo a sua infra-estrutura (Crosta Continental Inferior).

O processo de uma subducção do tipo A quasi-continua desde 900 até 550 M.a. na região em estudo, no sentido de NW para SE é admitida pelo fato dos granitóides intrusivos apresentarem, de uma forma geral, idades desde 900 M.a. em Bragança Paulista até 550 M.a. em Caraguatatuba, já no Domínio Costeiro, conforme pode ser visto no mapa da Figura 74 e no esquema da figura 91.

Na área contígua a do presente estudo, no lado africano, ocorrem as seqüências supracrustais da parte norte do segmento NS do Cinturão Damara e as rochas do embasamento antigo retrabalhadas no ciclo orogênico Pan-Africano (Brasiliano). Para essa região da África vários modelos geodinâmicos para explicar sua evolução crustal foram propostos na última década e envolvem processos de subducção, tanto do tipo A com fusão parcial de crosta continental, como do tipo B com conseqüente consumo de crosta oceânica.

Neste sentido os principais modelos geotectônicos propostos para o Cinturão Damara são o aulacogênico de Martim e Porada (1977), o da delaminação da litosfera sub-crustal de Kröner (1982), os que envolvem fechamentos e subducções de grandes crostas oceânicas de Barnes e Sawyer (1980) e subducção de um oceano estreito de Miller in Martin (1983).

Além disso Porada (1979) admitiu que tanto o Cinturão Ribeira na América do Sul como o Damara e o Gariep na África constituiriam a denominada "Orogênica Damara-Ribeira" interpretada como um sistema orogênico-aulacogênico. A evolução desta orogenia iniciar-se-ia com um sistema de rifteamento continental, tríplice, formando grabens em torno de 1,0 b.a.. Após esta fase ocorreria a separação continental, uma abertura de oceano e o deenvolvimento de geossinclíneo de margem continental ao longo de duas massas separadas. Durante o final do Proterozóico Superior ocorreria, então, o fechamento do proto-oceano Atlântico, causando a colisão da placa com o proto-Cinturão Ribeira com a placa portadora dos proto-cinturões Damara e Gariep, tendo esta última

entrado em subducção e sendo consumida. A maior parte das rochas do sistema Ribeira e Damara resultaram desta colisão, com uma sutura mergulhando em direção a oeste e localizada em algum lugar do oceano Atlântico.

As evidências isotópicas obtidas até o momento para a área em estudo, discutidas no Capítulo anterior, sugerem fortemente que os processos geodinâmicos vinculados ao Proterozóico Superior que atuaram na região envolveram processos de subducção do tipo A. Neste quadro o modelo proposto por Kröner (1982) para a evolução do Cinturão Damara baseado na tensão e rifteamento da crosta continental, seguido por delaminação e mergulho do manto litosférico e um posterior encurtamento e fechamento crustal, envolvendo tanto rochas de cobertura como de embasamento em processos de retrabalhamento seria mais coerente com os dados existentes do lado brasileiro.

Fig.91—SITUAÇÃO GEOLÓGICA E REGIME DE ESFORÇOS A 550-500 m.a.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES SOBRE AS METODOLOGIAS RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS

Com relação às conclusões de caráter metodológico-interpretativos podemos considerar as que se seguem:

- os granitóides da região objeto deste estudo são muito homogêneos em relação aos isótopos de Pb, não permitindo a obtenção de isócronas Pb-Pb em rocha total em amostras de mesmo afloramento. Neste caso deve ser tentada análises em amostras de afloramentos distintos, mas geologicamente correlacionáveis. No caso da aplicação da metodologia Rb-Sr nos granitóides homogêneos tem que haver muita cautela em se utilizar amostras de afloramentos distintos, porque nesta região ocorrem corpos graníticos que exibem diferentes valores de razões iniciais em seu interior, se as amostras interpretadas em um mesmo diagrama isocrônico forem provenientes de partes do corpo com razões iniciais distintas a idade obtida não terá significação geológica.

- a aplicação da metodologia Pb-Pb em feldspatos provenientes dos granitóides intrusivos se mostrou muito útil na caracterização das fontes magmáticas destes corpos.

- ao se datar rochas migmatíticas pela metodologia Rb-Sr consegue-se melhores resultados trabalhando-se com dois conjuntos distintos sempre que possível, um com amostras onde predominam materiais leucossomáticos e outro onde predominam materiais melanossomáticos. Depois estes dados são tratados em um diagrama de mistura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$, onde constata-se os conjuntos estão homogeneizados isotopicamente, caso não estejam as amostras são interpretadas em diagramas isocrônicos distintos e geralmente aqueles relativos às amostras leucossomáticas indicam a idade da migmatização e as melanossomáticas podem indicar a idade do paleossoma ou idade híbrida entre o paleossoma e a migmatização.

- na região em estudo, de caráter claramente policíclica, o método U-Pb em zircões é a melhor metodologia a ser empregada quando se busca determinar a época de cristaliza-

ção primária das rochas, metamórficas.

- os plagioclásios provenientes de rochas metabásicas, quando datados pelo método K-Ar possuem uma tendência a a apresentar problemas de excesso de Ar radiogênico, indicando idades mais antigas do que as reais.

- no caso dos metabasitos de Pirapora do Bom Jesus e Jaraguá foi tentada a aplicação da metodologia Rb-Sr em rocha total, mas as amostras não apresentaram Rb, ou quando forneciam algum teor era muito baixo, dentro do "background" do aparelho. Portanto, para este tipo de rocha a metodologia radiométrica Sm-Nd é a mais indicada para se obter a idade de diferenciação do manto destas rochas.

- através da regressão de curvas de evolução isotópica do Sr de granitóides crustais pouco diferenciados, pode-se obter idades mínimas da crosta que foi fundida, com significação geológico interessante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAU, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE JR., F.S.de; BATOLLA JR., F.; FERREIRA, F.J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C.da S.; DRUMOND, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINTO Fº., W.D.; ADDAS, W. 1974a - Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Rel.Final, CPRM/DNPM, São Paulo, 4 v.
- ALGARTE, J.P.; CUNHA, H.C.da S.; DAITX, E.C.; CHIEREGATI, L.A.; CAVALCANTE, J.C. - 1974b - Geologia da Folha de São Paulo (Parcial). An. XVIII Congr.Bras.Geol., 4:339.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. IGUSP, 7:45-80.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. -1966 - Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, 30: 159-189.
- ARDEN, J.W. & GALE, N.H. - 1974 - New electrochemical technique for the separation of lead of trace levels from natural silicates. Analytical Chemistry, 46:2.
- ARMSTRONG, R.L. - 1968 - A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. Rev.Geophysics, 6, p.175-199.
- ARTUR, A.C. - 1980 - Rocha metamórficas dos arredores de Itapira-São Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada no Instituto de Geociências, 193 p.
- ARTUR, A.C. - 1988 - Evolução Policíclica da Infra- Estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 231 p.

- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos superimpostos na Região de Itapira (SP): Caracterização e Cronologia. Atas II Simp.Reg.Geol., SBG, Rio Claro, 1:59-70.
- BARNES, S.J. & SAWYER, E.W. - 1980 - An alternative model for the Damara Mobile Belt: Ocean Crust Subduction and Continental Convergence. Precamb. Research., 13:297-236.
- BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; FIGUEIREDO, M.C. H. - 1986 - Geologia da Folha Amparo 1:50.000, Pró-Minério-SICCT, São Paulo, 109 p.
- BECKINSALE, R.D.; FERNANDEZ, A.W.S.; BROOK, M.; COBBING, E. J. ; TAYLOR, W.P.; MOORE, N.D. - 1985 - Rb-Sr Whole-Rock Isochron and K-Ar Age Determinations for the Coastal Batholith of Peru, p. 177-202. In: Magmatism at a Plate Edge, The Peruvian Andes. Pitcher W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.Y.; Beckinsale, R.R., Editores, New York.
- BELL, K. & BLENKINSOP, J. - 1978 - Reset Rb-Sr whole-rock systems and chemical control. Nature, 273:552-554.
- BERNAT, M.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; KINOSHITA, H. - 1975 - A Utilização do Reator Nuclear para a Determinação da Idade de Rochas: o Método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$. Rev.Ciênc.Cult. 27(10): 1126-1132.
- BISTRICHI, C.A. - 1982 - Geologia do Sinclínório de Pirapora, SP. Dissertação de Mestrado apresentada no Instituto de Geociências, 91 p.
- BRIQUEU, L. & LANCELOT, J.R. - 1979 - Rb-Sr Systematics and Crustal Contamination Models for Calc-Alkaline Igneous Rocks. Earth Planetary Science Letters, 43:385-396.
- CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A.; GIMENEZ FILHO, A. - 1983 - Quadriculas Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia. 1.^a Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000 SICCT-Pró-Minério, p. 137-153.

- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. - 1983 - A Importância dos Falhamentos Transcorrentes na Configuração do Pré-cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). Atas 4º Simp. Reg. Geol., São Paulo, p. 79-90.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO-CESAR, A.R.; SOUZA, A.P. - 1983 - Geologia das Folhas de Piracaia e Igaratá. In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Pró-Minério, São Paulo, p. 55-79.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELOS, A.C.B.C. - 1984a - A Nappe de Cavalcamento Socorro (SP-MG). An. XXXIII Congr.Bras.Geol. SBG, Rio de Janeiro, 4:1809-1822.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. - 1984b - Os Granitóides da Região de Bragança Paulista, SP. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, p. 2854 - 2868.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1985 - Geologia das Folhas de São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista), 1:50.000. Rel. IGUSP/Pró-Minério, inédito, 123 p.
- CAMPOS NETO, M.C. & VASCONCELOS, A.C.B.C. - 1986 - Geologia da Faixa Alto Rio Grande (São Paulo e Sudoeste de Minas Gerais). Rel.FAPESP, inédito, 127 p.
- CARNEIRO, C.D.R. - 1977 - Geologia e Evolução Geológica da Folha São José dos Campos, São Paulo. Inst.Geoc.Univ. São Paulo. Dissertação de Mestrado, 106 p.
- CARNEIRO, C.D.R. - 1983 - Análise Estrutural do Grupo São Roque, na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências, 152 p.
- CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.; THOMAZ FILHO, A. - 1974 - Esboço da Diferenciação Tectônica do Pré-Cambriano Superior do Sul-Sudeste do Brasil. XVIII Congr.Bras.Geol. SBG, Porto

Alegre. Bol. Esp. nº 1, p. 698-700.

- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L. - 1984 - Contribuição ao Estudo da Litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais, SP. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, p. 3212-3226.
- CARNEIRO, C.D.R.; COUTINHO, J.M.V.; SUEMITSU, A.; RODRIGUES, E. P. - 1984a - Relações Geométricas e Temporais de eventos Magmáticos no Grupo São Roque, a Partir da Descoberta de Rochas Metavulcânicas e da Aplicação de Critérios Estruturais. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, p. 3196-3211.
- CARNEIRO, S.R.R. - 1987 - Estudo Geocronológico das rochas do Grupo Itapira e de seu Magmatismo Granítico sintectônico. Rel.FAPESP, Proc.nº 85/3777-4, inédito.
- CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. - 1974 - Geologia da Folha de Santos, parcial. In: An. XXVIII Congr.Bras.Geol., Porto Alegre, 4:227-246.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí. Rel.Fin.Geol. - MME-DNPM, Ser.Geol., Sec.Geol.Bas., nº 2, Brasília.
- CHAPMAN, H.J. - 1978 - Geochronology and Isotope Geochemistry of Precambrian Rocks from Northwest Scotland. Unpublished D. Phill.Thesis, Oxford University, p. 255.
- CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; CHIODI FILHO, C. - 1982 - Projeto Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. Rel.Final. SICCT-Pró-Minério /CPRM, São Paulo, 2v - mapas.
- CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G. de; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; RAMALHO, R.; BATOLLA JR., F. - 1983 - Geologia e Recursos Minerais das Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. 1ª Jornada sobre a Carta Geoló

- gica do Estado de São Paulo em 1:50.000 - Pró-Minério, p. 8-26.
- CLAYBURN, J.A.P.; HARMON, R.S.; PANKURST, R.J.; BROWN - 1983 - Sr, O and Pb Isotope Evidence for Origin and Evolution of Etive Igneous Complex, Scotland. *Nature*, 303:492-497.
- CONDIE, K.C. - 1982 - Plate Tectonics and Crustal Evolution. *Pergamon Press*, 2^a ed., 310 p.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinações de Idade K-Ar em Rochas do Grupo Açungui. *An. XXV Congr. Bras. Geol.*, Curitiba, p. 219-233.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo Geocronológico pelo Método Rb-Sr de Rochas Graníticas Intrusivas no Grupo Açungui. *An. XXV Congr. Bras. Geol.*, São Paulo, p. 105-110.
- CORDANI, U.G.; & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as Determinações Geocronológicas Existentes para as Regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. DNPM, Rio de Janeiro, p. 175-208.
- COUTINHO, J.M.V. - 1955 - Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. *Fac. Fil. Ci. Letr.*, 186, *Mineralogia*, nº 13, p. 5-55.
- COUTINHO, J.M.V. - 1971 - Pré-Cambriano ao Sul da Cidade de São Paulo. In: *XXV Congr. Bras. Geol.*, SBG, São Paulo. *Bol. Esp.* nº 2, p. 53-62.
- COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *Bol. Inst. Geoc.*, São Paulo 3(1):5-99.
- COUTINHO, J.M.V. - 1980 - Relações Litológicas e Estruturais da Bacia de São Paulo com o Pré-Cambriano circunvizinho. In: *Mesa Redonda sobre Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo*, ABGE, São Paulo, p. 15 - 23.

- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P.T.Y. - 1982 - Geologia e Petrologia da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque, na Serra de Itaberaba-SP. An. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, 2:624-640.
- DE PAOLO, D.J. - 1980 - Source of Continental Crust Neodymium Isotopic Evidence from Sierra Nevada and Peninsular Ranges. Science, 209, p. 684-687.
- DERBY, O.A. - 1878 - Geologia da Região Diamantina da Província do Paraná no Brasil. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro, 3: 89-98.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. - Plumbotectonics. The Phanerozoic. In: Barnes L. (Editor). Geochemistry of Hydrothermal ore deposits: Wiley Interscience Publication N.Y., p. 22-70.
- DUPRÉ, B. & ALLEGRE, C. - 1983 - Pb-Sr Isotopic Variation in Indian Ocean Basalts and Mixing Phenomena Nature, 303, p.142-147.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrência da Facies Granulito ao Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes em Dependência da Estrutura Orogênica: hipóteses sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Cienc., 40: 215-229.
- EBERT, H. - 1971 - Observações sobre a Litologia e Subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com Sugestões à Tectônica Geral do Geossinclínio Açungui. An. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, 1:131-146.
- EBERT, H. & BROCHINI, M.F. - 1968 - Estudos Estratigráficos e Geocronológicos no Escudo Cristalino Brasileiro. Rev. Ciênc. e Cult., 20(31):621-625.
- ELLERT, R. - 1964 - Geologia da Região de Mairiporã, SP. Tese de Livre-Docência na Cadeira de Geologia Apresentada na Fac. Fil. Ciênc. Letr. Univ. São Paulo, inédita, 75 p.

- FAURE, G. - 1977 - Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, N.Y., 464 p.
- FERREIRA DA SILVA, A.T.S.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINHO FILHO, W.D. - 1977 - Projeto Santos-Iguape. Rel.Final. Geologia, DNPM-CPRM, São Paulo, vol.1.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BERGMANN, M.; PENALVA, F.; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Ocorrência de *pillow-lavas* no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. Ciências da Terra (2):6-8.
- FIORI, A.P. - 1979 - Análise Estrutural de Dobramentos Superpostos, Região de Pouso Alegre-Machado, MG. Tese IGUSP, São Paulo, 200 p.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.da; CAMPOS, D.A.; TOSATO, P.-1979- Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). In: Schobbenhaus Fº. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, Brasília, p. 1-174.
- FRASCÁ, M.H.B.de O.; COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; YAMAMOTO, J.K.; ZAINÉ, J.E.; BRAGA, T.O.- 1987- Estudo Petrográfico-Litoquímico da Sequência Vulcanossedimentar de Itaberaba. 6º Simp.Reg.Geol., SBG, Rio Claro, Resumos, p. 4.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. - 1979 - Geochemistry of Charnockites from São Paulo State, Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 42, p. 311-320.
- GATTO, L.C.S.; RAMOS, V.L.S.; NUNES, B.T.A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H.B.; MAURO, C.A.; ALVARENGA, S.M.; FRANCO, E.M.S.; QUIRICO, A.F.; NEVES, L.B. - 1983 - Geomorfologia in: Levantamento dos Recursos Naturais, v.32. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, p. 305-384.
- GOMES, C.B. - 1962 - Contribuição ao Conhecimento dos Anfibolitos da Região de Jaraguá, SP. Bol. Soc. Bras. Geol., 11(1): :57-78.

- GOMES, C.B.; OOSTERWYCK-GASTUCHE, M.C.V.; DUTRA, C.V. - 1972 - Anfibólitos do Corpo Anfibolítico do Jaraguá-SP. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 2(4):236-259.
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F. - 1889 - Seção Geológica in: São Paulo. Comissão Geographica e Geológica. Rel. p. 21-34.
- GROSSI-SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. - 1983 - Síntese Geológica da Folha Socorro, São Paulo. 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Pró-Minério SICCT, p. 109-134.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q.; ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb-Sr e K-Ar na Região Sul de Minas Gerais e Leste de São Paulo. Atas 2º Simp.Reg.Geol., Rio Claro, 1:71-86.
- HARMON, R.S.; HALLIDAY, A.N.; CLAYBURN, J.A.P.; STEPHENS, W.E. - 1984 - Chemical and Isotopic Systematics of the Caledonian Intrusions of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. Phil.Trans. R. Soc.Land. A-310, p. 709-742.
- HARPER, C.T. - 1970 - Graphical Solutions to the Problem of Radiogenic Argon-40 loss from Metamorphic Minerals. Eclogae Geol. Helv., Basle, 63(1):119-140.
- HASUI, Y. - 1975 - Evolução Polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. Bol. IGUSP, 6:95-108.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. An. XXIII Congr.Bras.Geol., Salvador, p.101-134.
- HASUI, Y. & HAMA, M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo Método K-Ar. Rev.Bras.Geoc., SBG, São Paulo, 2:18-24.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev.Bras.Geoc., São Paulo, 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. - 1976 - Considera-

- ções sobre a Estratigrafia do Pré-cambriano na Região de São Paulo. Bol. IGUSP, São Paulo, 9:107-113.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. - 1976 - Evolução Geológica do Pré-Cambriano na Região Sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras.Geoc., 6(3):180-200.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1978 - Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. An. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, 6:2594-2604.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1981 - O Embasamento Pré-cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Pró-Minério / PROMOCET, 1: 12-45.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira - Setor Central. In: F.F.M.de Almeida e Y.Hasui (Edit.). O Pré - Cambriano do Brasil, 1ª Edição, São Paulo, p. 308-344.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT) - 1984 - Projeto Ouro Tapera Grande. Pesquisa de detalhe, São Paulo. Rel. nº 20715 - IPT, 3 v.
- JANASI, V.A. - 1986 - Geologia e Petrologia do Maciço Monzodiorítico-monzonítico de Piracaia-SP. Dissertação de Mestrado apresentada no Inst.Geoc.Univ.São Paulo, 281 p.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1985 - Avaliação das Informações Disponíveis para os Granitóides do Estado de São Paulo. An. V Simp.Reg.Geol., São Paulo, p. 1-11.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1987 - Petrogenesis of the Monzonitic-monzodioritic Piracaia Massif, State of São Paulo, Southern Brazil. Extended Abstracts. Intern. Symp. Gran. Assoc. Mineral., p. 215-216.

- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. - 1983 - Geologia e Evolução Geológica do Grupo São Roque na Região da Serra de Itaberaba (SP). In: Simp.Reg.Geol., 4, São Paulo. Atas, p. 113-126.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. - 1986 - Petrogenesis do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque-SP. An. XXXIV Congr. Bras.Geol., Goiânia.
- KAWASHITA, K. - 1969 - Um Sensível Espectrômetro de Massa de Fonte Sólida e sua Aplicação nas Análises de K, Rb e Sr. Dissertação de Mestrado apresentada no Inst.Geoc.Univ.São Paulo.
- KAWASHITA, K. - 1972 - O Método Rb-Sr em Rochas Sedimentares, Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas, São Paulo, Tese de Doutorado apresentada no Inst.Geoc.Univ.São Paulo, 111 p.
- KAWASHITA, K.; SATO, K.; SONOKI, I. - 1983 - Um Sistema de Aquisição e Processamento de Dados "on line" em um Espectrômetro de Massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO - IGUSP). Rel.Interno, 14 p.
- KINOSHITA, H. - 1976 - Aplicabilidade do Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em Rochas Policíclicas. Dissertação de Mestrado apresentada no IGUSP, p. 63.
- KRONER, A. - 1982 - Rb-Sr Geochronology and Tectonic Evolution of the Pan-African Damara belt of Namíbia-SW África. An. Journ. Sci. 282: 1471-1507.
- LAZZARI, M.L. - 1987 - O Metabasito de Pirapora do Bom Jesus - SP. Dissertação de Mestrado apresentada no Inst.Geoc. Univ.São Paulo, 96 p.
- LE COUTEUR, P.C.; KLUIT, D.J.T. - 1976 - Rb-Sr Ages and a Profile of Initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ Ratios for Plutonic Rocks Across the Yukon Crystalline Terrane. Can. Jour. Earth Sic., 13:319-330.

- 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, Berlim, p. 913-945.
- MARTIN, H. & PORADA, H. - 1977 - The Intracratonic Branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of Geodynamic Models. Precambr.Research, 5: 311-338.
- MELCHER, C.G.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. - 1973 - Geologia e Petrologia das Rochas Metamórficas e Graníticas Associadas do Vale do Ribeira de Iguape. Rev.Bras.Geoc. 3(2): 97-123.
- MINIOLI, B. - 1971 - Determinações Potássio-Argônio em Rochas Localizadas no Litoral Norte do Estado de São Paulo. An.Acad. bras.Ciênc., 43(2):443-448.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. - 1981 - Isotopic Evidence for Continental Growth in the Precambrian. In: Kröner, A. (ed.). Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Amsterdã, p.491-525.
- MORAES REGO, L.F. - 1933 - Contribuição ao Estudo das Formações Pré-devonianas de São Paulo. Inst.Astron.Geogr. da USP, 43p.
- MUKASA, S.B. & TILTON, G.R. - 1985 - Zircon U-Pb ages of Super - Units in the Coastal Batholith, Peru, p.203-207. In: Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes-Pitcher W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.Y.; Beckinsale, R.R., Editores, New York.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O. - 1943 - Geologia do Brasil. Min. Agric., Rio de Janeiro, 2, p. 206-228.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; CAMPOS, E.G.-1985- Projeto Atibaia - Geologia da Quadrícula de Atibaia 1:50.000. Rel.Final. Pró-Minério-SICCT, Rio Claro, p. 117.
- PANKHURST, R.J. - 1974 - Rb-Sr Whole Rock Chronology of Caledonian Events in Northeast Scotland. Geol.Soc.of Am. Bull. 85: 345-350.

- PENALVA, F. & HASUI, Y. - 1970 - A intrusão granítica dos Morros Grande e do Tico-Tico, Município de Caieiras-SP. An. Acad. bras. Ciênc., 42(4):725-730.
- PETO, P. & ARMSTRONG, R.L. - 1976 - Strontium isotope study of the composite batholith between Princeton and Okanagan Lake. Can. J. Earth Sci. 13, p. 1577-1583.
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African Brasiliano cycle in Namibia (SW-África) and Brazil as interpreted in terms of Continental collision. Tectonophysics, 57 - p. 237-265.
- ROSIER, G.F. - 1965 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Bol.Div.Geol.Min. DNPM, Rio de Janeiro, nº 222.
- SADOWSKI, G.R. - 1974 - Tectônica da Serra de Cubatão, São Paulo - Inst.Geoc. USP. Tese de Doutorado, 159 p.
- SADOWSKI, G.R. & MOTIDOME, M.J. - 1985 - O Complexo Piaçaguera no Estado de São Paulo. Atas 5º Simp.Reg.Geol., SBG, 1:147 - 158.
- SILVA, A.T.S.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINTO FILHO, W.D. - 1977 - Projeto Santos-Iguape. Rel. Final Geol. São Paulo, CPRM/DNPM, v.1.
- SOBREIRO NETO, A.F.; PAIVA FILHO, A.; MORTATI, J.L.; BITAR, O. Y. - 1983 - Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP).1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Prô-Minério-SICCT, p. 31-52.
- STEIGER, R.H. e JAEGER, E. - 1978 - Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the geologic time scale, studies in geology, Michigan-USA, (6):67-72.

- TALWANI, M.; WORZEL, J.L.; LANDISMAN, M. - 1959 - Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophys. Research*, 64, p. 49-59.
- TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; DE KIKUCHI - 1985 - Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque, SP. 5º Simp.Reg.Geol., Atas, 1:201-248.
- TASSINARI, C.C.G. & TAYLOR, P.N. - 1987 - Sr and Pb isotope evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil. *Extended Abstracts. Int. Symp. on Gran. and Assoc. Mineral.*, p. 189-192.
- TASSINARI, C.C.G.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K. - 1988 - Sr and Pb isotope evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 17(4):519-523.
- TAYLOR, P.N.; MOORBATH S.; GOODWIN, R.; PETRYKOWSKI, A.C.- 1980 - Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archean continental crust: Pb isotopic evidence from the Later Archean Gneiss of West Greenland. *Geoch. Cosmoch. Acta* 44: 1437-1453.
- TAYLOR, P.N.; JONES, N.W. & MOORBATH, S. - 1984 - Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks - *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A* 310: 605-625.
- TORQUATO, J.R.F. - 1974 - Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP - 243 p.
- VANDOROS, P. & FRANCO R.R. - 1966 - Determinação de idade de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr - *An. Acad. Bras. de Ciênc.*, 38(2): 289-292.

- VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G. & CORDANI, U.G. - 1986 - Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque - An. do XXXIV Cong. Bras. de Geol., 3: 1399-1405 - Goiânia.
- VASCONCELOS, A.C.B.C. - 1984 - Litoestratigrafia, estruturas, metamorfismo e relações estratigráficas da Região de Ouro Fino - Santa Rita de Caldas, MG. Relatório FAPESP (inédito).
- VEIZER, J. & JANSEN, S.L. - 1979 - Basement and sedimentary recycling and continental evolution - J. Geol., 87: 341-370.
- VLACH, S.R.F. - 1985 - Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba SP - - Dissertação de mestrado apresentada no IG-USP - 253 p.
- VLACH, S.R.F. & KAWASHITA, K. - 1984 - Isócronas Rb-Sr da Suite Intrusiva de Morungaba, SP - XXXIII Cong. Bras. de Geol.- Resumos p. 158-159 - Rio de Janeiro.
- VLACH, S.R.F. & CORDANI, U.G. - 1985 - A sistemática Rb/Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. - pré print - Apresentado no "Workshop" sobre granitogênese e mineralizações associadas - Caruaru - Pernambuco.
- WERNICK, E. - 1972a - Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o Maciço de Morungaba. Leste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc., 2: 129-138.
- WERNICK, E. - 1972b - A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Escola de Eng. de São Carlos. Bol. Geol., 16: 110 p.
- WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à estratigrafia do pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Rev. Bras. Geoc., 8(3): 206-216 - São Paulo.

- WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An. Acad. Bras. Ciênc.. Rio de Janeiro, 50: 338-352.
- WERNICK, E. - 1979a - Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira. Atas do Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1: 101-117, SBG.
- WERNICK, E. - 1979b - O magmatismo granitóide das regiões de dobramento nordeste e sudeste do Brasil. Rev. Bras. Geoc., 9(2):122-139, São Paulo.
- WERNICK, E. - 1982 - Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do Brasil - Anais do XXXII Cong. Bras. Geol. - Salvador - p. 490-499.
- WERNICK, E. - 1984 - Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. An. do XXXII Cong. Bras. Geol., p. 2902-2918, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. - 1976 - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rochas do bloco Jundiaí e regiões adjacentes - Rev. Bras. de Geoc., 50(3): 125-135.
- WERNICK, E. & GOMES, C. de B. - 1977 - Geoquímica de maciços graníticos da região de Ribeira. Parte III: considerações petrológicas. An. Acad. Bras. Ciênc. 49(1): 157-169, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. Rev. Bras. Geoc. 8(2): 113-133, São Paulo.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. Atas, SBG, p. 50-62.

WILLIAMSON, J.H. - 1968 - Least-Squares fitting of a straight line
-Canadian Journal of Physics, 46, p. 1845-1847.

ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. - 1981 - Plumbotectonics - The model -
Tectonophysics, 75: 135-162, Amsterdam.

ZARTMAN, R.E. - 1984 - Lead, strontium and Neodymium isotopic characterization of mineral deposits relative to their geologic environments. Metallogensis and mineral ore deposits, 12: 83-106.

Anexo I - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS RADIOMETRICAMENTE