

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

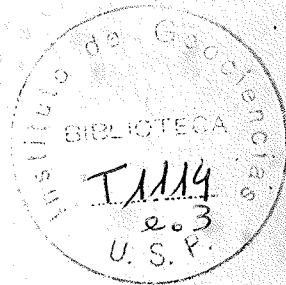


30900004604

O CINTURÃO DOM FELICIANO EM
SANTA CATARINA

Miguel Angelo Stipp Basei

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani



TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Umberto G. Cordani</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Gilberto Amaral</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Wilson Teixeira</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Lauro Nardi</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Reinhardt Fuck</u>	<u>[Signature]</u>

São Paulo
1985

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiv
I. INTRODUÇÃO	
1. Definição de Propósitos	1
2. Localização, Acesso e Feições Fisiográficas da Área Estudada	1
3. Evolução dos Conhecimentos	3
4. Agradecimentos	8
II. METODOLOGIA	
1. Estudos Geológicos Convencionais	11
2. Métodos Geocronológicos	12
<i>O Método Potássio-Argônio</i>	13
<i>O Método Rubídio-Estrôncio</i>	14
<i>O Método Chumbo-Chumbo</i>	15
<i>O Método Urânio-Chumbo</i>	16
3. Geologia Estrutural	16
<i>Nomenclatura das Dobras</i>	17
<i>Análise Estrutural</i>	18
III. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	
1. Terrenos Granulito-Migmatíticos	21
2. O Cinturão Dom Feliciano	23
IV. O ANTE-PAÍS DO CINTURÃO DOM FELICIANO	

	Pg.
1. O Complexo Granulítico de Santa Catarina	27
1.1. Características Gerais	27
1.2. Contexto Geológico-Estrutural do Trecho Luis Alves - Itajaí	29
2. Geocronologia	33
3. Evolução Tectônica	37
V. NÚCLEOS DE EMBASAMENTO	
1. Generalidades	39
2. Migmatitos da Serra do Cantagalo	39
2.1. Características Geológicas e Estruturais	39
2.2. Geocronologia	41
3. Ortognaisses de Presidente Nereu	42
3.1. Características Geológicas	42
3.2. Geocronologia	43
4. Faixa Ribeirão da Prata	43
4.1. Considerações Geológicas e Estruturais	43
4.2. Geocronologia	46
VI. DOMÍNIO INTERNO - COMPLEXO GRANITO MIGMATÍTICO	
1. Generalidades	48
2. Complexo Granito-Migmatítico	48
3. Enclaves Metassedimentares	51
4. Geocronologia	52

VII. DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO - GRUPO BRUSQUE	
1. Generalidades	55
2. Características Litoestratigráficas e Estruturais	55
2.1. Observações na Região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema	56
<i>Litoestratigrafia</i>	57
<i>Principais Traços Estruturais</i>	64
2.2. Aspectos Regionais	68
<i>Perfil Guabiruba-Nova Itália</i>	68
<i>Perfil Águas Frias-Indaiá</i>	71
3. Dobramentos Superpostos	74
<i>Características dos Redobramentos D_2 e D_3 no trecho Botuverá-Ribeirão do Cinema</i>	78
4. Considerações sobre Nomenclatura das Dobras e o Mecanismo de Deformação	83
5. Considerações sobre o Metamorfismo	87
6. Geocronologia	89
7. Algumas Conclusões	93
VIII. DOMÍNIO EXTERNO - GRUPO ITAJAÍ	
1. Generalidades	96
2. Litoestratigrafia	96
<i>Perfil Rio Encano</i>	98
<i>Perfis Ibirama-Faxinal</i>	100
3. Caracterização Estrutural	102
4. Geocronologia	104

5. Evolução Geológica	107
IX. O MAGMATISMO PRÉ-TECTÔNICO	
1. Generalidades	109
2. Rochas Básico-Ultrabásicas do Trecho entre Ribeirão do Cinema e Botuverã (SW-Brusque)	110
3. Outras Ocorrências	111
4. Geocronologia	112
X. O MAGMATISMO SIN A TARDI TECTÔNICO	
1. Generalidades	114
2. Suite Granitóide Valsungana	114
2.1. Características Litológicas e Estruturais	114
2.2. Geocronologia	116
3. Suite Granitóide Guabiruba	118
3.1. Características Litológicas e Estruturais	118
3.2. Geocronologia	121
4. Suite Granitóide São Pedro de Alcântara	122
4.1. Características Litológicas e Estruturais	122
4.2. Geocronologia	123
XI. O MAGMATISMO TARDI A PÓS-TECTÔNICO	
1. Generalidades	127
2. Suite Plutono Vulcânica Subida	127
2.1. Características Litológicas	127
2.2. Geocronologia	129

3. Suite Plutono Vulcânica Pedras Grandes	131
3.1. Características Litológicas	131
3.2. Geocronologia	133
XII. CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DO MAGMATISMO GRANITÓIDE E SEU POSICIONAMENTO TECTÔNICO	
1. Introdução	135
2. Discussão dos Resultados Geoquímicos e Isotópicos	137
3. Conclusões	143
XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS	146
1. Modelo de Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina	146
2. Quadro Cronoestratigráfico	149
BIBLIOGRAFIA	
APÊNDICES	
I. IDADES POTÁSSIO-ARGÔNIO	161
II. DADOS ANALÍTICOS RUBÍDIO-ESTRÔNCIO	164
III. DADOS ANALÍTICOS CHUMBO-CHUMBO	172
IV. DADOS ANALÍTICOS URÂNIO-CHUMBO	174
V. PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS DOBRAS DO GRUPO BRUSQUE NO TRECHO BOTUVERÁ-RIBEIRÃO DO CINEMA	178
VI. DADOS GEOQUÍMICOS DOS GRANITÓIDES DO CINTURÃO DOM FELICIANO (SC)	181
VII. PRANCHAS FOTOGRÁFICAS	185

ANEXO 1 - ESBOÇO GEOTECTÔNICO DA REGIÃO ENTRE BARRA VELHA E
FLORIANÓPOLIS (SC).

ANEXO 2 - MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DO TRECHO ENTRE BOTUVERA
E RIBEIRÃO DO CINEMA (SC).

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Compartimentação Tectônica da Porção Meridional do Brasil.	20
Figura 2 - Histograma K/Ar em Rochas Pré-Cambrianas de Santa Catarina.	26
Figura 3 - Características Geológico-Estruturais do Trecho entre Luis Alves e Itajaí.	30
Figura 4 - Determinações Radiométricas U-Pb, Pb-Pb e Rb-Sr em Rochas do Cráton Luis Alves (SC). Domínio do Ante-País.	34
Figura 5 - Dados Geológicos e Radiométricos dos Núcleos de Embasamento do Cinturão Dom Feliciano.	40
Figura 6 - Perfis Geológicos da Porção Setentrional do Cinturão Dom Feliciano (SC).	44
Figura 7 - Características Geológicas do Domínio Interno - Granitóides Foliados.	49
Figura 8 - Determinações Radiométricas nos Granitóides Foliados. Complexo Granito Migmatítico. Domínio Interno.	53
Figura 9 - Coluna Litoestratigráfica Esquemática do Grupo Brusque entre Botuverá e Ribeirão do Cinema (SC).	62
Figura 10 - Quadro Litoestratigráfico Esquemático do Grupo Brusque (SC).	62

	Pg.
Figura 11 - Dobramentos Superpostos no Grupo Brusque entre Botuverá e Ribeirão do Cinema.	63
Figura 12 - Características Geológico-Estruturais da Sequência Rio da Areia (Grupo Brusque, SC).	65
Figura 13 - Características Geológico-Estruturais do Grupo Brusque na Região Homônima (SC).	69
Figura 14 - Características Litológicas e Estruturais do Grupo Brusque a Sul do Batolito Valsungana.	72
Figura 15 - Dobramentos Superpostos em Metassedimentos do Grupo Brusque entre Botuverá e Ribeirão do Cinema (SC).	75
Figura 16 - Elementos Estruturais da Segunda Fase de Dobramento na Região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema.	77
Figura 17 - Elementos Estruturais da Terceira Fase de Dobramento na Região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema.	77
Figura 18 - Estereograma do Domínio I.	79
Figura 19 - Estereograma do Domínio II.	81
Figura 20 - Análise da Dobra 72 Segundo o Método de Isógonas.	84
Figura 21 - Análise da Dobra 76 Segundo o Método de Isógonas.	84
Figura 22 - Análise da Dobra 490 Segundo o Método de Isógonas.	85

Figura 23 - Análise da Dobra 791 Segundo o Método de Isógonas.	85
Figura 24 - Determinações Radiométricas em Metassedimentos do Grupo Brusque-Domínio Intermediário.	90
Figura 25 - Coluna Litoestratigráfica Esquemática. Grupo Itajaí (Região SW).	95
Figura 26 - Perfil Rio Encano (Grupo Itajaí)	99
Figura 27 - Perfil Ibirama-Faxinal da Água Fria.	99
Figura 28 - Dobramentos Superpostos no Grupo Itajaí-Domínio Externo.	103
Figura 29 - Determinações Radiométricas Rb/Sr nas Antefossa Molássica. Domínio Externo.	105
Figura 30 - Evolução Geológica Esquemática do Grupo Itajaí (SC).	108
Figura 31 - Determinações Radiométricas em Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos (Suites Valsungana e Guabiruba). Domínio Intermediário.	117
Figura 32 - Determinações Radiométricas em Granitóides Tardi-Tectônicos da Suite São Pedro de Alcântara. Domínio Interno.	124
Figura 33 - Dados Isotópicos Rb/Sr em Rochas do Magmatismo Tardi a Pós-Tectônico (Suite Pedras Grandes). Domínio Interno.	132
Figura 34 - Comparação da Relação Rb/Sr entre os Terrenos Antigos e o Cinturão Dom Feliciano (SC).	136

- Figura 35 - Mapa de Localização dos Granitóides Referidos no Texto. 138
- Figura 36 - Relações Químicas Contrastantes dos Granitóides do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. 138
- Figura 37 - Diagrama de Evolução do Sr para o Cinturão Dom Feliciano (SC). 141
- Figura 38 - Características Contrastantes do Magmatismo Granitóide do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. 144
- Figura 39 - Quadro Tectono-Estratigráfico do Magmatismo Granitóide do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. 145
- Figura 40 - Modelo de Subducção "A" Aplicado a Evolução do Cinturão Dom Feliciano (SC). 144
- Figura 41 - Quadro Cronoestratigráfico do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. 150

RESUMO

Com a aplicação de métodos convencionais (análise bibliográfica, trabalhos de campo e estudos petrográficos) incluindo (análise estrutural, litogeoquímica e geocronologia), foi possível elaborar-se uma síntese geológica, bem como propor-se um modelo de evolução geotectônica para os terrenos pré-cambrianos a eo-paleozóicos de parte do Estado de Santa Catarina.

Do ponto de vista tectônico, são identificadas duas entidades maiores: na porção oeste o Cráton Rio de La Plata e na região oriental, o Cinturão Dom Feliciano. O primeiro engloba os terrenos antigos, de alto grau metamórfico, que serviram de ante-país para o desenvolvimento do Cinturão. Para este último, que inclui os terrenos formados ou intensamente retrabalhados no Ciclo Brasileiro, é reconhecida, de SE para NW, uma compartimentação interna definida pelos domínios Tectônicos, Interno, Intermediário e Externo, respectivamente em facies meso, epi e anquizonal de metamorfismo. Essa polaridade metamórfica é compatível com a vergência tectônica NW do Cinturão.

O Domínio Interno representa as zonas profundas, atualmente expostas, do Cinturão, sendo caracterizado pela presença regional de migmatitos cortados pelas suites intrusivas São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes. No Domínio Intermediário predominam os metassedimentos do Grupo Brusque, metamorfisados e deformados polifasicamente, e cortados por inúmeros corpos granitoides intrusivos das Suites Valsungana e Guabiruba. O Domínio Externo é interpretado como uma antefossa molássica preenchida por um espesso pacote sedimentar, onde predominam turbiditos, associados a rochas magmáticas ácidas da Suite Plutono - Vulcânica Subida.

Foram identificadas para o Cinturão Dom Feliciano, quatro fases de deformação. A primeira delas, de idade e características geométricas desconhecidas é observada somente no Grupo

Brusque e ocasionalmente em paleossomas de migmatitos do Domínio Interno. As três outras são seguramente brasileiras com a segunda e a terceira possuindo orientação NE e vergência para NW. Estas fases estariam ligadas a um mesmo sistema compressivo direcionado contra o Cráton Rio de La Plata. A quarta fase processou-se em um nível estrutural superior, provocando inflexões, amplas e descontínuas, provavelmente relacionadas a movimentações transcorrentes ao longo dos grandes lineamentos pré-existentes. O Grupo Itajaí, no Domínio Externo, é afetado somente pelas duas últimas fases do cinturão.

A coluna litoestratigráfica proposta para o Grupo Itajaí apresenta em posição basal um pacote de arenitos arco-sianos, maciços e de cor marrom avermelhada que intercalam possantes lentes de conglomerados (Unidade Arenítica Inferior). Em posição de topo tem-se os termos síltico-pelíticos predominando largamente sobre as frações mais grosseiras (Unidade Síltica Superior). A sudoeste de Botuverá, na região mapeada neste trabalho, o Grupo Brusque é constituído por três unidades litoestratigráficas, assim constituídas da base para o topo: Sequência Botuverá, Sequência Ribeirão do Agrião e Sequência Rio da Areia. Nessa mesma ordem estratigráfica, tem-se uma nítida diminuição da fração detrítica de granulação grossa, com conseqüente aumento dos componentes mais finos até atingir-se uma sedimentação química onde predominam os níveis carbonáticos.

A granitogênese do Cinturão Dom Feliciano foi caracterizada, com base em relações de campo, idade e características petrográficas, em seis suites intrusivas. As mais antigas são as suites dos Granitóides Foliados e Valsungana, sincrônicas ao desenvolvimento da segunda fase de deformação. Tardios a esta, colocaram-se os granitóides das suites Guabiruba e São Pedro de Alcântara. Em condições tardi a pós-tectônicas ocorreu o magmatismo plutono-vulcânico das suites Pedras Grandes e Subida. As indicações adicionais litogeoquímicas e isotópicas permitiram classificar essa granitogênese como predominantemente crustal, definindo para as três primeiras suites uma afinidade ao tipo

"S", as suites São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes seriam do tipo "I" caledoniano e a Suite Subida do tipo "A".

Mais de uma centena de novas determinações radiométricas são apresentadas neste trabalho, tendo-se utilizado inclusive de metodologias ainda não disponíveis no país. Este é o caso das análises U-Pb em zircões e Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total. Esses resultados permitiram que fossem posicionados no tempo as principais épocas de colocação dos corpos granitóides e, por conseguinte, das fases deformacionais associadas. Desta forma, foram reconhecidos dois eventos tectono-magmáticos principais a nível do cinturão. O primeiro, datado em 650 ± 50 Ma., corresponderia ao implemento da 2a. fase de deformação com colocação sintectônica das suites Valsungana e Granitóides Foliados a 640 ± 20 Ma., e pouco mais tarde, dos granitóides das suites Guabiruba e São Pedro de Alcântara a 600 ± 20 Ma.. O segundo evento ocorreu a 560 ± 40 Ma. incluindo a terceira fase de deformação e a granitogênese tardia da suite Plutono-Vulcânica Pedras Grandes a 540 ± 20 Ma.. O magmatismo do tipo Subida é restrito ao Domínio Externo e precedeu um pouco ao metamorfismo de baixa intensidade do Grupo Itajaí, ocorrido a 535 ± 10 Ma.. As determinações K-Ar indicam que o resfriamento regional do Cinturão Dom Feliciano deu-se por volta de 500 Ma..

Finalmente, a evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina é interpretada com base em um modelo de subducção do tipo A, ocorrida durante o Ciclo Brasileiro. A esse processo estariam associadas todas as feições geológicas brasileiras (estruturais, metamórficas e magmáticas) observadas no Cinturão. São questionados os modelos anteriores que sugerem que o Domínio Interno do Cinturão poderia corresponder a raiz de um Arco magmático de idade brasileira.

ABSTRACT

A geological synthesis and a proposal for the geotectonic evolution of the precambrian to eopaleozoic terrains of the southern part of Santa Catarina state is presented. The methods utilized were conventional (field works, petrological studies and bibliographic analysis), including structural analysis, lithogeochemical and geochronological investigations.

Two main tectonic units are identified: the Craton Rio de La Plata at the western portion, and the Dom Feliciano Belt at the eastern part. The high-grade metamorphic terrains at the Rio de La Plata Craton, played the role of foreland during the D.F. Belt formation. For the D.F. Belt an internal compartmentation from SE to NW, is recognized defined respectively by the Internal, Intermediate and External tectonic domains, respectively in meso, epi and anquizonal metamorphic facies. This metamorphic polarity is compatible with the NW tectonic vergence of the D.F. Belt which includes the terrains formed or intensively reworked during the Brasiliano Cycle (800-500 Ma.).

The exposed deep zones of the D.F. Belt, are represented by the Internal Domain, characterized by the migmatites pierced by the São Pedro de Alcântara and Pedras Grandes granitic suites. The poliphasically metamorphosed and deformed metasediments of the Brusque Group, intruded by several granitoides of Valsungana and Guabiruba Suites, predominate. The External Domain is interpreted as a molassic foredeep, fulfilled with a thick sedimentary layer where turbidites, associated to acid magmatic rocks of the Plutono Vulcanica Subida Suite predominate.

In the Dom Feliciano Belt, four deformational phases are identified, the first of which, of unknown age and geometrical characteristics, is only observed in the Brusque Group, and occasionally in migmatitic paleosomes of the Internal

Domain. Among the other three phases, which are brasilianas, the second and third exhibit NE orientation and NW vergence. These phases are connected to the same compressive system of stresses directed toward the Rio de La Plata Craton. The fourth phase, of upper structural level, causing discontinuous large inflections probably related to transcurrent movements along reactivated ancient lineaments. The Itajaí Group in the External Domain was affected only by the two last folding phases.

The lithostratigraphical column to the Itajaí Group, as proposed here, includes a basal lithosome of massive brownish red arcose sandstone with conglomerate lenses (Lower Sandstone Unit). At the top, siltic-pelitic rocks are predominant compared to the coarse grained fractions (Upper Siltic Unit). The Brusque Group at SW of Botuverá, is formed by the three following lithostratigraphic units from the bottom to the top: Botuverá, Ribeirão do Agrião and Rio da Areia Sequences. In the same stratigraphic order, is possible to see a clear decrease in the coarse grained detrital fractions and as a consequent increase of the thinner components up to the carbonatic levels predominance.

The granitogenesis of D.F. Belt, according to field relationships, age and petrographic characteristics is characterized by six intrusive suites. The Granitóides Foliados and Valsungana suites are sintectonic with respect to the second deformational phase, and earlier compared to the Guabiruba and São Pedro de Alcântara granitoid suites, whereas the Pedras Grandes and Subida suites were emplaced at late to post tectonic period. Additional isotopic and lithogeochemical data classify this granitogenesis as predominantly crustal, defining as "S" type the three first suites, "I" caledonian type the S.P. Alcântara and Pedras Grandes and "A" type the Subida suite.

Over a hundred new radiometric determinations, using several methods, some of which not yet available in Brazil, as U-Pb in zircon and Pb-Pb and Sm-Nd in whole rocks, are presented. The results allowed us to determine the emplacement epoch of gra

nitoids and consequently the associated deformational phases. Two main tectono-magmatic events are recognized: the first at 650 ± 50 Ma. corresponds to the development of a second deformational, phase with sintectonic emplacement of Valsungana and Granitoides Foliados suites at 640 ± 20 Ma., and later, at 600 ± 20 Ma. in correspondence to the emplacement of the Guabiruba and S. P. de Alcântara granitoid suites. The second event occurred at 560 ± 40 Ma. including the third deformational phase and the late granitogenesis of the Pedras Grandes Plutono Volcanic suite at 540 ± 20 Ma.. The Subida type of magmatism is only characteristic of the External Domain and preceded the very low-grade metamorphism of the Itajaí Group, which occurred at 535 ± 10 Ma. the cooling age of Dom Feliciano Belt indicated by K-Ar data, was around 500 Ma.

The geotectonic evolution of the Dom Feliciano Belt is here interpreted according to an "A" subduction model, which occurred in the Brasiliano Cycle. All the brasilian an age features (structural, metamorphic and magmatic) observed in the D.F. Belt are associated with this A subduction process. Previous models, suggesting that the internal domain of the D.F. Belt as roots of a Brasiliano Magmatic Arc have now become debatable with these newly obtained data.

I. INTRODUÇÃO

1. Definição de Propósitos

O objetivo inicial deste trabalho foi o de se efetuar um estudo geocronológico do Grupo Brusque e seu embasamento. Com o desenvolvimento da pesquisa, essa proposta foi sendo modificada até atingir-se a forma atual em que, baseado em elementos litoestratigráficos, estruturais, geoquímicos e radiométricos procura-se reconstituir os principais traços da evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

As pesquisas na região tiveram início em setembro de 1978 quando foi efetuada a primeira viagem do autor à região entre Luis Alves e Florianópolis. Até 1984 inúmeras outras expedições foram realizadas, tendo sido interrompidas durante o ano de 1980, quando foi efetuado um estágio na Université de Sciences et Techniques du Languedoc em Montpellier, França.

Após as primeiras etapas de campo, que tinham por objetivo um reconhecimento regional, foi escolhida a região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema (SW de Brusque) para um estudo de detalhe das relações litoestratigráficas e estruturais dos metamorfitos da Fm. Botuverá (Gr. Brusque), culminando com a elaboração de um mapa geológico dessa área.

É preocupação maior deste trabalho a integração dos resultados radiométricos com os dados de campo, onde após o reconhecimento dos eventos deformacionais tenta-se posicioná-los no tempo, através da datação dos minerais metamórficos neoformados ou, na maior parte dos casos, do magmatismo associado a esse evento.

2. Localização, Acesso e Feições Fisiográficas da Área Estudada

A região de interesse desse estudo está limitada

aos terrenos granito-metamórficos situados pouco a norte de Barra Velha-Luis Alves e sul de Florianópolis, perfazendo cerca 40% da área do Estado de Santa Catarina não recoberta pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná.

As principais cidades do trecho estudado são (em ordem decrescente de número de habitantes) Florianópolis, Blumenau, Itajaí, Brusque e Barra Velha. Inúmeras vilas e povoados menores existem por toda a região sendo em sua maioria resultado da colonização alemã e italiana cujas características raciais e culturais estão ainda marcantes na população. A colonização portuguesa restringiu-se preferencialmente à região litorânea.

O acesso mais importante está relacionado à estrada BR-101 que, correndo próxima ao litoral, corta toda a região no sentido Norte-Sul. Perpendicularmente a esta, têm-se algumas estradas asfaltadas que, com origem na BR-101, correm para oeste ligando-a às cidades de S. Amaro da Imperatriz, Nova Trento, Brusque e Blumenau-Rio do Sul. Uma rede de estradas vicinais interliga todas as principais localidades da região.

Na região podem ser caracterizadas três unidades geomorfológicas principais (Almeida, 1948), dispostas de leste para oeste: *Planícies Costeiras* que correspondem a depósitos aluvionares principalmente de origem marinha; *Serras Litorâneas* com orientação NE e altitudes média de 900 metros, tipificadas pelas serras do Tijuca, do Itajaí, do Taboleiro e do Cantagalo; *Planaltos Sedimentares* correspondendo às rochas da Bacia do Paraná constituindo, em geral, formas de relevo tabulares apresentando feições em cuestas, mesas e morros testemunhos, com superfícies aplainadas que, em média, se situam a altitudes ao redor de 900 metros.

A rede hidrográfica da região tem nos rios Cubatão, Biguaçu, Tijucas, Itajaí, Itajaí Mirim e Itapocu seus mais expressivos representantes. Todos têm nascentes a oeste, nos contrafortes da Serra Geral, e com exceção do Itajaí Mirim que é afluente do Itajaí, desaguam no Oceano Atlântico.

3. Evolução dos Conhecimentos

Os reconhecimentos geológicos do Estado de Santa Catarina tiveram início na primeira metade deste século, com os trabalhos pioneiros criando a maior parte das denominações utilizadas até nossos dias. E.B. Dutra (1926) foi o autor do primeiro trabalho regional em que foi definida a Série Itajaí. P.F. Carvalho e E.A. Pinto (1938) estudando grande parte do território catarinense criaram nas proximidades da cidade homônima, a Série Brusque, designando como tal a um conjunto de filitos, quartzitos e calcários que ocorreriam na região. Os mesmos autores correlacionaram a Série Itajaí à Série Camaquã (RS) e a Série Brusque às Séries Açungui (SP) e Porangóš (RS). R. Maack (1947) posicionou as rochas gnáissicas no Arqueano, a Série Brusque no eo-Algonquia no, a Série Itajaí no eo-Paleozóico e às rochas graníticas e riolíticas atribuindo uma idade caledoniana. F.K. Takeda (1960) observou que o metamorfismo das rochas ectiníticas da Série Brusque era de grau médio a elevado e que essas rochas estariam afetadas por pelo menos quatro tipos de granitos. L. Loczy (1966) indicou direções nordeste para a orientação das rochas da S. Brusque atribuído-lhes uma vergência noroeste. F.F. de Almeida (1967) associou a Série Brusque a um ortogeossínclino do ciclo Baikaliano, com presença marcante de granitóides sin a tardicinemáticos.

Utilizando-se dos resultados obtidos do mapeamento das quadrículas de Rio do Sul e Florianópolis, A. Schulz Jr. et al. (1969 e 1970) modificaram a denominação de Série Brusque para Grupo Brusque, incluindo dentro do mesmo os granitóides tipo Valsungana e Guabiruba, intrusivos nos metassedimentos. Para a região de Florianópolis esses autores agruparam as rochas graníticas ali existentes no Complexo Granítico Pedras Grandes.

L.F.F. de Albuquerque et al. (1971), mapeando as quadrículas de Blumenau e Joinville (1:250.000), foram os primeiros a caracterizar rochas do facies granulito a norte do Gr. Itajaí. J.M.V. Coutinho (1971) atribuiu aos metassedimentos do Gr. Brusque um metamorfismo facies xisto verde e, de maneira análoga ao Gr. Açungui (SP), sugeriu condições de sedimentação em ambien

te marinho nerítico. Y.Hasui et al. (1975) criaram a faixa de Dobramentos Tijucas que incluiria os metassedimentos do Gr. Brusque e seria limitada, respectivamente a norte e a sul, pelos maciços medianos de Joinville e Pelotas. P. F. T. Kaul (1976a) através do mapeamento da área abrangida pelo Projeto Brusque Serra do Tabuleiro, mantiveram as denominações de A. Shulz Jr. et al. (op.cit.) e sugeriram a possibilidade dos Grupos Brusque e Taboleiro definirem um único grupo com os metassedimentos da Fm. Botuverã (Gr. Brusque), representando uma cobertura preservada da migmatização generalizada que caracterizaria o Gr. Taboleiro. D. R. Trainini et al. (1978) substituíram a denominação de Gr. Taboleiro por Complexo Metamórfico Migmático e atribuíram ao Gr. Brusque uma evolução polifásica, retirando do mesmo os termos granitóides, englobando-os em duas suites distintas. L.C. Silva et al. (1978) apresentaram um estudo mais aprofundado sobre as relações entre o metamorfismo e as fases de deformação para o Gr. Brusque. L.A. Hartmann et al. (1979b) em continuação às pesquisas iniciadas em 1976 na região de Luis Alves, definiram o Complexo Granulítico de Santa Catarina. A.R.S. Fragoso Cesar (1980) criou, para o Escudo Uruguaio Sul Rio Grandense, o Cinturão Dom Feliciano que teria sua evolução relacionada ao ciclo Brasileiro, tendo como ante-país, em toda sua porção noroeste, o Cráton Rio de La Plata. Essa compartimentação estender-se-ia a Santa Catarina onde P.F.T. Kaul (1980) denominou de Cráton Luis Alves a essa porção do Cráton Rio de La Plata. Ainda em 1980, M.L.O. Moreira e M.P. Marimon apresentaram um estudo petrográfico e petroquímico das rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina onde predominariam enderbitos, noritos e ultramafitos, cuja origem atribuíram a uma derivação de uma suite ígnea calcoalcalina. Esses terrenos de alto grau foram regionalmente estudados no Projeto Timbó-Barra Velha, cujos resultados principais foram apresentados por L.C. da Silva e A.A. Dias (1981 b e c) em dois artigos, abordando a Geologia e a Evolução Geotectônica dessa região.

Modelos geodinâmicos envolvendo a teoria da tectônica de placas foram sugeridos para a evolução geológica do Cinturão Dom Feliciano. A.R.S. Fragoso Cesar et al. (1982 a e b) apresentaram um zoneamento petrotectônico, caracterizando, de SE para

NW, as associações de bacia frontal (Gr. Rocha no Uruguai), de arco magmático (terrenos granito-migmatíticos), de margem continental passiva e bacia marginal (incluindo aqui o Gr. Brusque) e de associações molássicas vulcano-sedimentares e plutônico - vulcano-sedimentares. Esses autores admitiram a subducção no Proterozóico Superior, de uma crosta oceânica que mergulharia para WNW sob os metassedimentos do Gr. Brusque. Esse modelo estaria de acordo com as propostas de H. Porada (1979) para a evolução integrada dos cinturões Damara (na África) e Ribeira (Brasil) e o de D. R. Trainini et al. (1978), que apresentaram uma evolução do tipo Cordilherano para o Proterozóico Superior em Santa Catarina. R. S. Issler (1982 e 1983) fez referências a uma crosta oceânica que mergulharia em sentido contrário ao dos modelos anteriores, contra o Cráton do Kalahari, África), com uma borda intensamente retrabalhada no ciclo Brasileiro, e sendo representada em Santa Catarina pelos terrenos granito migmatíticos a sul da Falha Major Gercino, porção esta que o autor denominou de Cráton Dom Feliciano. Nesse quadro o cordão de metavulcânicas básicas a ultrabásicas, que ocorre intercalado no Gr. Brusque, desde Ribeirão do Ouro até as proximidades de Botuverá, representaria porções obductadas de um assoalho oceânico e marcaria a zona de sutura. Esse mesmo autor relacionou os granitóides a duas micas do tipo Guabiruba, à fase de colisão continental.

L.C. da Silva (1983 a e b, 1984 a e b) apresentou uma reinterpretação para os terrenos pré-gondwânicos de Santa Catarina, propondo o termo Complexo Metamórfico Brusque em substituição ao já consagrado Grupo Brusque e diferenciando, dentro do mesmo, as seqüências metavulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" das seqüências sedimentares normais. As associações do primeiro tipo seriam preferencialmente caracterizadas pela presença de vulcanismo, seja ácido (metariolitos), básico (metabasaltos a metabasaltos variolíticos) ou ultrabásico (serpentinitos, xistos tremolíticos e outros). Esse mesmo autor interpretou os granitóides da Suite Valsungana como domos gnáissicos manteados e sugeriu que as rochas sedimentares do Grupo Itajaí pertenceriam a resquícios de uma cobertura plataformal do Proterozóico médio a superior e, portanto, com seu desenvolvimento dissociado da evo-

lução do Complexo Metamórfico Brusque (por ele posicionado no Proterozóico Inferior ou Arqueano). Ainda L.C. da Silva (1983 c e d) apresentou as cartas metalogenéticas das folhas Joinville e Florianópolis 1:250.000 e, sobre uma base geológica elaborada a partir de uma síntese dos mapeamentos efetuados pelos convênios DNPM/CPRM, discutiu as informações disponíveis para as ocorrências e os jazimentos minerais.

Recentemente, duas sínteses regionais foram apresentadas abrangendo toda a porção sul-sudeste do Brasil. H. Jost e L.A. Hartmann (1984) interpretaram essa região como sendo a porção sul da Província Mantiqueira, conforme a definição de Y. Hasui (1982), admitindo os metassedimentos do Gr. Brusque como integrantes da Faixa de Dobramentos Tijucas e associando os terrenos granito migmatíticos, a sul do mesmo, como pertencentes ao Bloco Florianópolis, que representaria um dos componentes tectônicos do Maciço de Pelotas. E.L. dos Santos et al. (1984) adotaram para o texto explicativo do mapa geológico do Brasil 2:500.000 uma interpretação para os terrenos pré-cambrianos a eo-paleozóicos dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, baseada no Cinturão Dom Feliciano que seria balizado a W pelo Cráton Rio de La Plata, este representando o ante-país para a evolução desses terrenos brasileiros.

O primeiro estudo isotópico regional efetuado em Santa Catarina foi realizado por C.A.S. Teixeira (1969), que apresentou inúmeras análises potássio-argônio em biotitas, anfibólios e rochas totais, em amostras de riolitos e granitóides, com os resultados indicando idades brasileiras no intervalo entre 320 a 570 M.a.. B. Minioli (1972), estudando a região de Barra Velha, caracterizou os principais tipos petrográficos ali existentes e efetuou um estudo pelo método K-Ar das rochas básico-ultra básicas, demonstrando que se tratava de uma região antiga, provavelmente arqueana, retrabalhada no Transamazônico e não afetada pelo ciclo Brasileiro. U.G. Cordani (1974) efetuou uma síntese das idades radiométricas existentes nas folhas Assuncion e Curitiba, sugerindo, para Santa Catarina, que a região de Barra Velha poderia representar uma área cratônica durante a orogênese Brasilei

ana e admitiu, baseado em dados K/Ar e Rb/Sr do vulcanismo que afetou os Grupos Itajaí e Castro, bem como na posição discordante dessas unidades estratigráficas sobre as rochas gnáissicas regionais, que a fase final de consolidação da plataforma Brasileira ter-se-ia dado no Ordoviciano. L.A. Hartmann et al. (1979b) apresentam uma isócrona Rb/Sr em rocha total, com idade de 2700 milhões de anos para as rochas granulíticas dos arredores de Luis Alves, atribuindo esse resultado à época do metamorfismo do facies granulito. As idades K/Ar ao redor de 1800 m.a. estariam relacionadas a um evento termotectônico transamazônico. P.F.T. Kaul e W. Teixeira (1982), ainda para região de Luis Alves, apresentam uma síntese dos dados Rb/Sr e K/Ar obtidos em rochas granulíticas das áreas de L.Alves, Serra Negra (PR) e Itatins (SP). Para a primeira região foi obtido um leque de isócronas de referência no intervalo entre 3100 a 1880 milhões de anos. Esse comportamento foi atribuído, pelos autores, à evolução policíclica dessa região arqueana. M.A.S. Basei e U.G. Cordani (1984 a e b) efetuaram uma síntese da evolução geológica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, relacionando as principais épocas de colocação de rochas granitóides às fases de deformação do cinturão e admitindo o zoneamento tectônico apresentado por A.R.S. Fragoso Cesar (op.cit.). M.H.F. Macedo et al. (1984) efetuaram um estudo mineralógico e isotópico em amostras de siltitos do Gr. Itajaí concluindo, através do índice de cristalinidade das illitas que teria havido um evento anquimetamórfico regional ao redor de 560 milhões de anos e sugeriram uma idade em torno de 590 milhões de anos para a sedimentação dessa unidade estratigráfica.

4. Agradecimentos

O desenvolvimento deste projeto somente foi possível graças a colaboração recebida do pessoal do Centro de Pesquisas Geocronológicas, principalmente do Prof. Dr. Koji Kawashita responsável pela quase totalidade das análises espectrométricas e dos técnicos de laboratório Jorge e Elmano Gouveia de Almeida, Claudio dos Santos, Ivone e Helen Sonoki, Decio D. Rosas, J. Roberto de Medeiros, Margarida Martins e Liliane Petronilho. A todos esses amigos do CPGeo queremos deixar nossos agradecimentos pela indispensável ajuda recebida durante as etapas em que a pesquisa foi ali desenvolvida. Igualmente estendemos nossos agradecimentos aos colegas do CPGeo Profs. Wilson Teixeira e Colombo C.G. Tassinari, e geólogo Oswaldo Siga Jr. (RadamBrasil) por toda a colaboração recebida, e pelas incansáveis discussões a cada novo resultado. O Sr. Claudio Comerlatti, Assistente Técnico e a Sra. Claudete Salinas, Secretária do CPGeo por nos prestarem inestimável ajuda administrativa durante os períodos de solicitação dos auxílios financeiros para os trabalhos de campo, prestação de contas dos mesmos e datilografia dos relatórios e do texto final da tese.

Nossos sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani que sempre nos orientou num clima cordial onde imperaram a liberdade e a crítica científica, imprescindíveis para a realização deste trabalho.

Durante os trabalhos de campo fomos auxiliados em duas oportunidades por estudantes do 5º ano do curso de Geologia, do IGUSP. Em especial agradecemos ao ex-aluno Marcelo Rossi que durante vários meses nos auxiliou diretamente no tratamento dos dados coletados. Pelos mesmos motivos agradecemos à ajuda recebida do aluno Paulo Santarem que dedicou-se à elaboração dos dados estruturais da região de Botuverá.

Em algumas das viagens contamos com a colaboração dos professores do Instituto de Geociências, Dr. Thomas Fairchild, Dr. Mario C. Campos Neto e Marcos E. da Silva, e também dos geólogos Oswaldo Siga Jr., Eduardo Barbour e E. Dea Barbour. A todos esses colegas nossos agradecimentos pelo auxílio recebido.

O Professor Roland Trompette muito nos ajudou na compreensão dos ambientes deposicionais e das relações litoestratigráficas do Grupo Itajaí. Ao colega Mario C. Campos Neto agradecemos as sugestões acerca dos aspectos estruturais e litoestratigráficos do Grupo Brusque.

Os Professores, F. Hervé (Univ. do Chile), F. Alves, G.A.J. Szabo e Sandra Furtado (UFSC), muito nos ajudaram nas descrições petrográficas. Pelos mesmos motivos agradecemos a inestimável colaboração do geólogo R.M. de Montalvão (Proj. Radambrasil), e do Prof.Dr. R. Trown (UFRJ). O Prof. F. Alves foi o responsável pelas fotomicrografias apresentadas.

O Professor Dr. Brian Fryer (Memorial University of Newfoundland) realizou inúmeras análises químicas das amostras de rochas da região. Durante o período de coleta foram muito proveitosas suas sugestões acerca da petrogênese das rochas granitoides visitadas. Somos igualmente gratos a Dra. M.S.M. Mantovani pelas análises químicas de alguns granitoides da região.

Durante nossa permanência em Montpellier (França) fomos orientados pelo Prof.Dr. J.Lancelot e recebemos inestimável colaboração dos Profs. J. Ducrot, H. Delaboisse, J. Briquet e dos colegas estagiários, Axel Tegtmeyer e Ayo Tubosun. Em Oxford (Inglaterra) foram efetuadas as análises Pb-Pb sob a coordenação dos Drs. P.N.Taylor e S. Moorbath e com indispensável ajuda do Sr. R. Goodwin.

Aos geólogos do DNPM de Florianópolis João Awdziej e C.A. Porcher nosso muito obrigado pelas discussões mantidas durante todo o transcorrer da pesquisa e pelo inestimável empréstimo de mapas e fotografias aéreas da região.

Aos colegas da CPRM de Porto Alegre e em especial aos geólogos Douglas Trainini e Silvio Krebs, o autor agradece as sugestões e a ajuda recebida nos inúmeros contatos mantidos na etapa inicial desta pesquisa. Igualmente agradece aos colegas do Projeto Radambrasil da base de Florianópolis, Roberto Issler e Pedro Kaul, com quem sempre mantivemos longas conversas sobre a geologia de Santa Catarina.

O autor agradece a equipe de desenho do Instituto, Sta. Itacy Kroehner e Sr. Paulo C.O. Santos, ao setor gráfico chefiado pelo Sr. Jayme Alves da Silva e aos Srs. Claudio Hopp e Paulo Diakou do setor de laminação, pela ajuda recebida. Ao Técnico Reynaldo P. Castellon que colaborou na preparação das inúmeras figuras aqui apresentadas e ao desenhista Carlos Sabagg que foi o responsável pela confecção da maioria dos diagramas isocrônicos, nosso agradecimento pela cooperação recebida.

O Conselho Nacional de Pesquisa facultou-nos durante o transcorrer dos estudos uma bolsa de pesquisador, bem como permitiu-nos os estágios nas Universidades de Montpellier e Oxford. A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, através dos auxílios n.ºs 79/171 e 81/1465-4, concedeu-nos recursos financeiros para o desenvolvimento das pesquisas de campo.

Ao amigo geólogo Adelino dos Santos Neto e família nossa gratidão pela forma gentil e hospitaleira com que sempre nos receberam, sempre quando passávamos por Florianópolis.

II. METODOLOGIA

Neste capítulo será discutida a metodologia utilizada nos estudos efetuados pelo autor para a confecção deste trabalho. A discussão será desenvolvida em três partes, uma vez que, em função da ênfase dada aos estudos geocronológicos e estruturais, estas atividades serão discutidas separadamente.

1. Estudos Geológicos Convencionais

As sucessivas etapas pelas quais passou essa pesquisa podem ser assim sequenciadas:

- Análise bibliográfica para seleção das publicações que apresentassem estudos geológicos de interesse para a região a ser estudada.

- Viagem de reconhecimento das principais unidades geológicas pré-cambrianas de Santa Catarina. Foram utilizados, para tal, os mapas geológicos disponíveis e, como base topográfica para orientação em campo, as folhas plani-altimétricas do IBGE na escala 1:50.000.

- Análise das imagens de radar, ampliadas na escala 1:100.000, e também de imagem de satélite Landsat, canal 7, na escala 1:250.000.

- Preparação de um esboço geológico para a região entre Barra Velha e Santo Amaro da Imperatriz na escala 1:400.000, a partir da síntese dos mapas geológicos na escala 1:50.000.

- Confecção de perfis geológicos transversais a orientação das estruturas, com a finalidade de se verificar as relações espaciais entre as diferentes unidades e reconhecer-se, ao longo dessas seções, o empilhamento litoestratigráfico e a complexidade estrutural das diferentes unidades litológicas. Paralelamente, foram efetuadas coletas de amostras para análises petrográ-

ficas e geocronológicas

- Trabalhos de laboratório para estudo das lâminas delgadas ao microscópio e início dos trabalhos analíticos para as determinações radiométricas.

- Cartografia geológica da parte do Grupo Brusque, entre Botuverá e Ribeirão do Cinema, visando um estudo em mais detalhe da Fm. Botuverá. O procedimento obedeceu às técnicas rotineiramente empregadas nesses casos, iniciando-se com a confecção de um mapa fotogeológico preliminar a partir de fotografias aéreas infravermelho coloridas, na escala 1:45.000. As pesquisas de campo desenvolveram-se com inúmeros retornos à área onde foram visitados cerca de 400 afloramentos. Finalmente, foi elaborado o mapa geológico do trecho analisado com apoio complementar do estudo de 92 lâminas de rochas.

- Caracterização, na região mapeada, da deformação polifásica do Grupo Brusque, com identificação da orientação, do estilo e da cronologia relativa das sucessivas fases de dobramentos superpostos.

2. Métodos Geocronológicos

Dispõe-se para o Pré-Cambriano e eo-Paleozóico de Santa Catarina de inúmeras idades radiométricas, sendo que a quase totalidade delas, ainda inédita, foi obtida durante o transcorrer desta pesquisa. A maioria das análises refere-se a determinações K-Ar em minerais isolados, e Rb/Sr em rocha total que foram integralmente obtidas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Dispõe-se, também, de resultados U/Pb em zircões e Pb/Pb em rocha total, que foram obtidos, respectivamente, no Laboratoire de Géochimie Isotopique da Université des Sciences et Techniques du Languedoc em Montpellier na França e no Age Laboratory da Universidade de Oxford na Inglaterra, durante estágios efetuados por este autor.

As interpretações geológicas dos resultados radiométricos obedeceram às particularidades específicas de cada metodologia. Neste estudo, as interpretações efetuadas seguiram as técnicas apresentadas por Cordani (1980), e Basei e Kawashita (1981).

A preparação de todas as amostras escolhidas para serem datadas seguiram a rotina dos laboratórios do CPGeo até a fase de britagem. A partir desse ponto receberam tratamento diferenciado em função do método a ser utilizado. Para as análises K-Ar os concentrados minerais, nas granulações de 60/100 e 100 - 150 meshes, foram obtidas através do separador isomagnético Frantz, com eventual emprego de bromofórmio e da placa vibratória. Já as amostras para análises Rb/Sr e Pb/Pb foram pulverizadas em moinhos de bola, antes de atacadas quimicamente. Para o método Rb-Sr é, ainda, possível fazer-se uma escolha anterior ao ataque químico, baseada na relação Rb/Sr obtida a partir da dosagem desses elementos por fluorescência de Raios X. Os concentrados de zircões, monazitas e esfenos, utilizados nas análises do método U/Pb, foram efetuados no laboratório de Montpellier e basearam-se na susceptibilidade magnéticas e na densidade específica desses minerais, sendo utilizado o separador magnético Frantz e os líquidos pesados bromofórmio, iodeto de metileno e licor de Clerici (com densidades aproximadas de 2,87, 3,3 e 4,1 g/cm³ a 20°C, respectivamente). O concentrado final de zircões, que viria a ser atacado, foi obtido por triagem manual a lupa binocular, onde foram separados dos minerais ocasionais que passaram por todo esse processo.

O Método Potássio-Argônio

As análises radiométricas foram efetuadas conforme as técnicas descritas por Amaral et al. (1966), com algumas modificações. Os resultados estão listados no Apêndice I.

As dosagens de potássio em duplicatas foram feitas por fotometria de chama em aparelho Micronal modelo B262. As extrações de argônio, foram efetuadas por fusão da amostra em

linhas de alto vácuo, com pressões da ordem de 2×10^{-7} mm Hg. Para as análises isotópicas utilizou-se um espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds, empregando-se "spikes" enriquecidos em argônio 38, em quantidades da ordem de 1×10^{-3} ccSTP. Os erros analíticos do argônio condicionaram-se à qualidade do registro espectrométrico, à precisão da dosagem do K e à quantidade de Ar⁴⁰ atmosférico. As constantes utilizadas nos cálculos de idades seguiram as normas propostas por Steiger e Jäger (1977):

$$\lambda_{\beta}^{40K} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{tot}}^{40K} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Ar}^{40} / \text{Ar}_{\text{atm.}}^{36} = 295,5$$

$$\text{K}^{40} = 0,1167\% \text{ K}_{\text{tot.}}$$

O Método Rubídio-Estrôncio

A maioria das determinações é referente a essa metodologia encontrando-se listada no Apêndice II. Todas as análises foram efetuadas no CPGeo-USP. No âmbito do laboratório, a seleção das amostras a serem analisadas é realizada a partir da relação Rb/Sr, sendo escolhidas as amostras que proporcionem os valores mais diferentes possíveis. A dosagem do Rb e Sr foi efetuada por fluorescência de Raios X, utilizando-se de um aparelho Philips com tubo de Mo (ocasionalmente também em tubos de Rodio ou Tungstênio), tendo-se como referência os padrões internacionais PCC1, GSP1 e DTS-1. Para as amostras selecionadas, efetuou-se dosagens quantitativas com correções específicas de background. Para valores entre 50 e 500 ppm, os erros estimados são da ordem de 2%. Para teores fora desse intervalo, é utilizada a técnica de diluição isotópica (com "spikes" enriquecidos em Rb⁸⁷ e Sr⁸⁴), segundo técnicas descritas por Kawashita (1972).

As amostras são atacadas quimicamente em "beckers" de teflon, com HF e HClO₄ a quente, durante 12 horas. O Rb e o Sr são, então, separados por passagens de solução em resinas do tipo Dowex 50W-X8, 200-400 mesches em meio clorídrico. As análises espectrométricas foram obtidas a partir da deposição em monofilamento e com adição de H₃PO₄, utilizando-se de um aparelho Varian MAT tipo TH5 de fonte sólida. Para as amostras mais recentes, já se dispunha, no CPGeo, de um sistema de aquisição e processamento automático, mediante um microcomputador HP9825B, acoplado "on line" com o espectrômetro (K.Kawashita et al. 1983).

Todos os valores da razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ foram normalizados para a relação Sr⁸⁸/Sr⁸⁸ = 0,1194. As demais constantes utilizadas nos cálculos foram (Steiger e Jäger, 1977):

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

$$\left(\text{Rb}^{85} / \text{Rb}^{87} \right)_N = 2,5076 \pm 0,0037$$

O Método Chumbo-Chumbo

As análises isotópicas por esse método foram efetuadas em 24 amostras no Age Laboratory da Universidade de Oxford, sob a coordenação dos Profs. S. Moorbath e P.N.Taylor em junho/julho de 1984. As amostras foram levadas, pelo autor, já pulverizadas e, a partir daí, foi seguida a rotina do laboratório inglês. Cerca de 200 miligramas de amostras são atacadas em bombas de Teflon com Hf concentrado. A separação do Pb é realizada em microcolunas de teflon com resina aniônica AG1X8, em meio-bromídrico. Os concentrados são depositados em monofilamentos de Rhenio, com a adição de ácido fosfórico e sílica gel.

As medidas isotópicas de Pb foram obtidas em espectrômetro automatizado, de fonte sólida, VG Isomass 54E. As técnicas de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos, acham-se descritos em P.N.Taylor et al. (1980). Os dados obtidos encontram-se relacionados no apêndice III.

O Método Urânio-Chumbo

Foram estudadas cerca de 50 amostras de concentra- dos de zircões, esfenos e monazitas. Todas as análises foram efe- tuadas pelo autor, durante o ano de 1980 e início de 1981, no Labo- ratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Montpellier II na França, sob a orientação do Prof. Dr. J. Lancelot. Os resultados obtidos encontram-se listados no Apêndice IV.

Cerca de 1 a 3 mg de zircões são dissolvidos em bombas de teflon, em meio fluorídrico, a temperatura de 200°C. O urânio e o chumbo são separados em microcolunas preenchidas por resinas aniônicas tipo Dowex AG1X8, de 200 a 400 mesh, de acordo com o processo descrito por Tatsumoto (1970) e Manhès et al. (1978). O Pb foi depositado em um filamento simples de Rhenio com ácido fosfórico e sílica gel. Para o urânio foi utilizado filamento sim- ples de óxido de tântalo. As análises isotópicas foram realizadas em um espectrômetro de massa tipo CAMECA modelo TSN 2065 semi-au- tomático, acoplado "on line" a um microcomputador. Os erros fo- ram calculados de acordo com o programa desenvolvido por Ludwig (1980): Os brancos variaram entre 100 a 200 10^{-9} g. A monazita foi dissolvida usando as mesmas bombas utilizadas para os zircões, po- rém em meio H_2SO_4 . O esfeno foi dissolvido em beakers de teflon com uma mistura de HF e HNO_3 .

As constantes de decaimento, utilizadas, foram as recomendadas por Steiger and Jäger (1977):

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

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

3. Geologia Estrutural

A terminologia empregada e as técnicas utilizadas

para a análise estrutural, em diversas áreas do Cinturão Dom Feliciano, e em particular na região mapeada, são discutidas brevemente a seguir.

Nomenclatura das dobras

A terminologia básica, empregada na designação das dobras, baseou-se em C.R. Van Hise (1894) que reconheceu dois tipos fundamentais de dobras: dobras paralelas, concêntricas ou flexurais, e dobras similares ou de cisalhamento. As primeiras possuem uma espessura, medida ortogonalmente às superfícies adjacentes, sempre constante (dobras isópacas) enquanto que a espessura medida paralelamente ao plano axial é sempre maior, conforme se afasta da zona de charneira. Para as dobras do segundo tipo, a espessura paralela ao plano axial é constante e a espessura ortogonal varia, decrescendo à medida que se afasta da charneira. J.C. Ramsay (1962 e 1967) aprimorou esses dois tipos fundamentais, estabelecendo uma classificação puramente descritiva. Baseia-se no comportamento das isôgonas de mergulho, que representam linhas que ligam os pontos de igual inclinação de duas superfícies adjacentes. Através do comportamento das linhas isogônicas, pode-se determinar as relações entre os arcos interno e externo de uma camada dobrada. J.C. Ramsay (1967) mostrou que existem 3 tipos fundamentais de dobras:

- dobras da classe 1 - a curvatura do arco interno é sempre maior do que a do arco externo;

- dobras da classe 2 - a curvatura do arco interno é igual a do arco externo;

- dobras de classe 3 - a curvatura do arco interno é sempre menor do que o arco externo.

A terminologia acima referida foi empregada principalmente no exemplo das amostras, sobre as quais foi efetuado um estudo em detalhe da classificação e do mecanismo de defor

mação atuante.

Análise Estrutural

O objetivo da realização de uma análise estrutural é o de se reconhecer as características geométricas das deformações a que uma região foi submetida. Para tal utilizam-se os elementos estruturais que permitem a visualização espacial dessas deformações. Os dobramentos identificados são, então, caracterizados em função de suas particularidades, tais como a atitude do eixo e do plano axial da dobra, o estilo, sua simetria axial, o caráter cilíndrico ou não de dobramento e outras feições adicionais.

O conceito da superposição de estruturas é baseado no princípio de que materiais submetidos a um esforço podem se dobrar e, se a natureza e orientação dos incrementos de deformação mudarem, eles poderão ser redobrados com atitudes axiais diferentes das originais. Como na natureza o processo de deformação é progressivo, é possível que os corpos rochosos possam sofrer regimes alternados de esforços, dependendo de sua posição em relação à estrutura maior. Com isso são geradas feições de superimposição que não são facilmente distinguíveis das produzidas por fases distintas separadas no tempo (Hobbs et al. 1976, Ramsay 1967).

O termo fase de deformação (dobramento) deve ser aplicado ao evento responsável pela geração, em um certo intervalo de tempo da história da deformação de uma região, de um conjunto de estruturas, e não deve ser confundido com fase ou ciclo orogênico que tem um significado cronoestratigráfico.

Os padrões de interferência, resultantes das superposições de dobramentos, são denominados de figuras de interferência podendo ser caracterizadas em todas as escalas, desde regional até o nível microscópico. Deve-se ressaltar que as dimensões das estruturas superpostas devem ser proporcionais, para que as figuras de interferência possam ser reconhecidas. A caracterização dessas figuras no campo nem sempre é tarefa fácil, pois deve-se consi

derar que as formas bidimensionais geradas podem ter qualquer orientação espacial, e que a forma com que ela se apresentará no afloramento dependerá de sua intersecção com a superfície topográfica.

J.C. Ramsay (1962 e 1967) propõe um sistema de classificação das formas resultantes da interferência de dois dobramentos superpostos que foi utilizado neste estudo. Essa classificação consta, basicamente, de três tipos fundamentais:

- Tipo 1: produz caracteristicamente um padrão conhecido como "caixa de ovos" ou "domos e bacias". É produzido pela intersecção de dois esforços com direções axiais transversais;

- Tipo 2: conhecido como "bumerangue" ou "cogumelo". Como no caso anterior, aqui também o redobramento dá-se com eixo b_2 cinemático, já que Ramsay (op.cit.) considera o segundo evento como sendo um cisalhamento simples, oblíquo ao eixo do primeiro dobramento. O aparecimento de uma interferência do tipo 1 ou 2 é condicionado pela posição do plano axial do primeiro dobramento;

- Tipo 3: redobramento co-axial ou em "laços". Para que esse tipo de interferência seja gerada é necessário que haja uma coaxialidade entre os eixos dos dois dobramentos.

Os estudos estruturais em Santa Catarina, basearam-se nos conceitos anteriormente expostos. A cronologia relativa dos eventos foi elaborada no campo, utilizando-se para tal as relações entre as diferentes superfícies que se cortavam (S_0 , S_1 , S_2 ... com os números maiores indicando sempre as estruturas mais jovens), bem como da caracterização da fase da dobra observada, realizada a partir da identificação da superfície dobrada e das estruturas menores a ela associadas.

Para o tratamento estatístico dos elementos planares e lineares, foi utilizado o diagrama de igual área de Schmidt Lambert, com a representação estereográfica polar realizada sempre no hemisfério inferior.

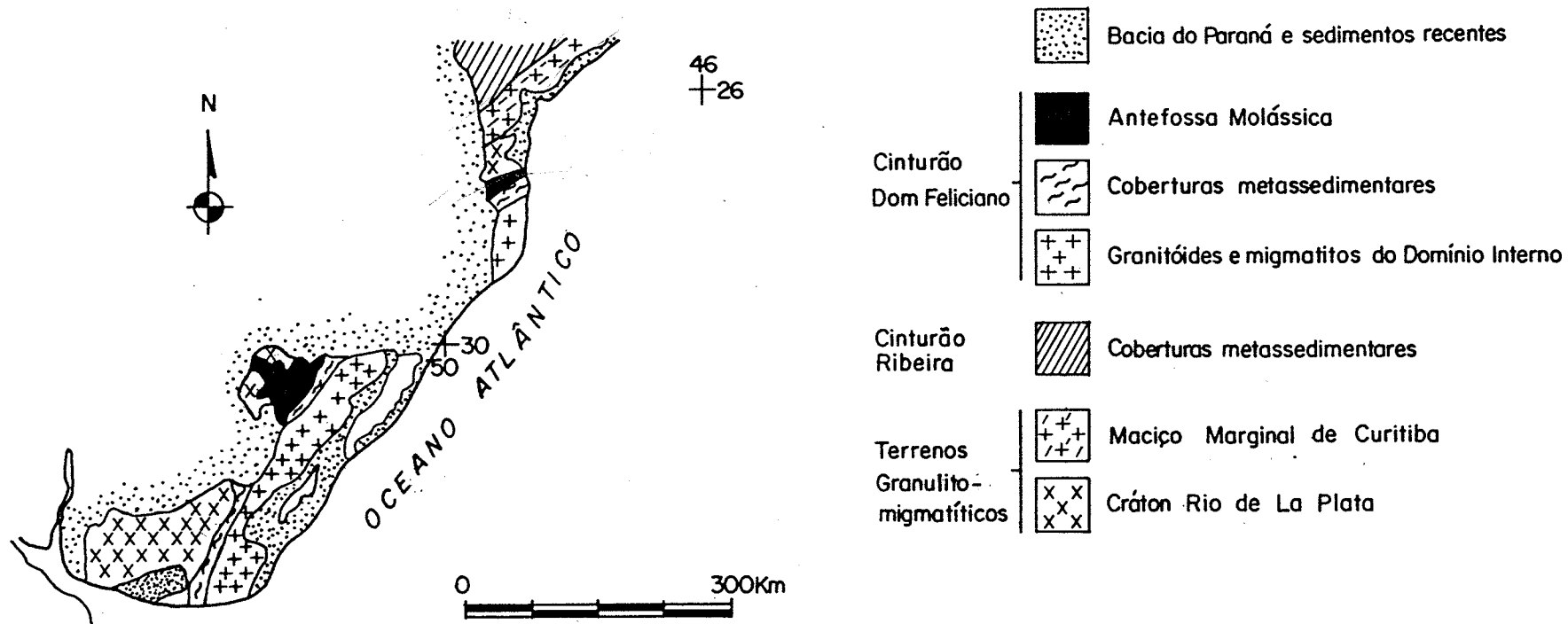


Fig.1 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO MERIDIONAL DO BRASIL

III. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Na Figura 1 é apresentado um esboço geotectônico do sul-sudeste brasileiro, destacando-se quatro unidades tectônicas maiores: Porção Sul do Cinturão Ribeira, Terrenos Granulito-Migmatíticos, Cinturão Dom Feliciano e a Bacia do Paraná. Ao presente estudo interessam em particular os terrenos granulito-migmatíticos e o Cinturão Dom Feliciano.

1. Terrenos Granulito-Migmatíticos

Os terrenos granulito migmatíticos são constituídos, em sua maior parte, por rochas de médio a alto grau metamórfico que, no Paraná e em Santa Catarina, afloram entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, tendo sido, por esta razão, denominadas por Y. Hasui e colaboradores (1975) de Maciço Mediano de Joinville. Apresentam uma complexa estruturação interna que pode, grosso modo, ser agrupada em duas unidades maiores: Maciço Marginal de Curitiba e Cráton Rio de La Plata, o primeiro representando os terrenos formados e ou retrabalhados no ciclo Brasileiro e o segundo as áreas poupadas por esse evento.

O Maciço Marginal de Curitiba (Campos Neto, em preparação) englobaria os terrenos imediatamente a sul do Cinturão Ribeira, apresentando como limite norte, nos estados de São Paulo e Paraná, os falhamentos de Lancinha-Ribeira e Itariri. O falhamento de São Francisco do Sul separaria a porção costeira, que pertenceria ao Maciço dos terrenos interioranos, que seriam integrantes do Cráton Rio de La Plata. Regionalmente, o Maciço Marginal de Curitiba é constituído por gnaisses e migmatitos diversos, com restos de cobertura metassedimentar afetados por intrusões de granitóides, onde se destacam os núcleos ultrabásicos-granulito-charnoquíticos de Pien, Serra Negra e Itatins. Esses núcleos representariam terrenos menos afetados pelo intenso retrabalhamento que afetou todo o Maciço. Essa superimposição brasileira é caracterizada estruturalmente por resultados radiométricos em rochas metamórficas que se distribuem desde o Arqueano até o Prote

rozóico Superior.

O limite sul do Maciço Marginal é ainda impreciso sob o ponto de vista geológico e geocronológico, sendo aqui sugerido que o mesmo deva localizar-se nas proximidades de Pien, pois, daí para sul, a migmatização brasileira é cada vez menor, predominando associações granulíticas compatíveis com as observadas regionalmente. Estas associações ocorrem, em particular, na região de Luis Alves, onde foram incluídas por Hartmann et al. (1979b) no Complexo Granulítico de Santa Catarina. Entretanto, a presença de rochas granitóides intrusivas e seqüências vulcano sedimentares brasileiras, conferem a essa área, uma diferença marcante em relação aos terrenos situados mais a sul, onde, como já enfatizado, essa atividade é inexistente. Haraly et al. (1982) indicaram na região de Corupá uma anomalia gravimétrica, endossando a sugestão de Kaul (1980) de que essa área poderia representar um importante divisor geotectônico. Entretanto, é opinião do autor que esse lineamento represente somente o limite sul da reativação brasileira, que teria afetado toda a porção norte do Cráton Rio de La Plata e que a anomalia ali observada não teria, por exemplo, a importância de um acidente geotectônico do porte de uma sutura entre dois blocos continentais. Para o autor, o limite sul do Maciço Marginal de Curitiba seria gradacional envolvendo toda a área entre Pien e Corupá que representaria a zona de transição deste para o Cráton Rio de La Plata (Cráton Luis Alves em Santa Catarina).

O Cráton Rio de La Plata recebeu esta denominação em função de representar terrenos antigos de idade arqueana a proterozóica inferior poupados da superimposição termo-tectônica brasileira, e que serviram de ante-país para a evolução do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980). Esses requisitos são perfeitamente observados em Santa Catarina onde, mesmo nas proximidades do cinturão brasileiro, as litologias do Complexo Granulítico que o constituem, além de não terem sido aquecidas durante esse episódio, também não foram afetadas por rochas granitóides desse ciclo, feições estas comuns na porção gaúcha correspondente, que teria, portanto, um comportamento típico de Maciço Marginal.

Nesse quadro, os terrenos granulito- migmatíticos mostrariam uma intensa migmatização brasileira em sua porção norte, que decresceria para sul, até que, em Santa Catarina, esta tornar-se-ia inexistente na região limítrofe ao Cinturão Dom Feliciano. Por esta razão é, aqui, sugerida a possibilidade dos terrenos granulito-migmatíticos terem ocupado, como uma entidade única, todo o espaço entre os dois cinturões e que, durante a evolução brasileira, sua porção norte ter-se-ia comportado como um Maciço Marginal ao Cinturão Ribeira e sua porção sul como ante-país para a evolução do Cinturão Dom Feliciano e, portanto, não tendo sido afetada por este.

2. O Cinturão Dom Feliciano

Até recentemente, o quadro geotectônico do sudeste brasileiro era interpretado dentro da evolução geral da orogênese Brasileira. Estudos mais recentes corroboraram as primeiras sugestões acerca da idade do metamorfismo e da granitogênese das faixas de dobramento, e os novos dados estruturais evidenciaram as vergências tectônicas desses cinturões. Apoiado nesses resultados, Fragoso Cesar (1980) definiu o Cinturão Dom Feliciano nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, individualizando-o da chamada "Faixa Ribeira".

Os terrenos pertencentes a esse cinturão mostram um zoneamento metamórfico marcante, com as porções mais internas situadas a sudeste e uma vergência tectônica em sentido oposto, para noroeste, contra o ante-país representado pelo Cráton Rio de La Plata. As estruturas estão orientadas para NE com caimentos preferencialmente para SE.

O mapa geotectônico (Anexo 1) apresenta uma seção completa do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, que tem uma largura de exposição de, aproximadamente, 130 quilômetros, desde o litoral até a ante-fossa molássica no seu limite norte, e com os metassedimentos do Grupo Brusque ocupando cerca de 40 kms desse domínio. Pode-se verificar uma compartimentação tectônica

interna ao Cinturão, caracterizada por associações litológicas distintas que refletem seus diferentes ambientes geradores. Três grandes domínios podem ser definidos, de sudeste para noroeste, sempre delimitados, entre si, por falhamentos e constituídos por terrenos granito-migmatíticos, coberturas metassedimentares do facies xisto verde a anfibolito, e supracrustais anquimetamórficas, representando, respectivamente, os domínios interno, intermediário e externo (descritos em detalhe nos capítulos VI, VII e VIII).

O *Domínio Interno* distribui-se do litoral até o lineamento de Major Gercino, que representa importante zona de falhamento inverso, que o separa do domínio intermediário. É caracterizado pela ocorrência regional de rochas granitóides foliadas, associadas a migmatitos, provavelmente representando zonas profundas do Cinturão Dom Feliciano, agora expostas. Nesses terrenos não são conhecidas exposições de rochas do embasamento como também são restritas as ocorrências de tetos pendentes da cobertura supracrustal (o melhor exemplo é dado pelos metassedimentos da Fm. Queçaba, na região homônima).

O *Domínio Intermediário* é caracterizado pela presença das rochas metassedimentares do Grupo Brusque, distribuídas entre o lineamento de Major Gercino, a sul, e a borda alóctone do mesmo grupo, a norte, cavalgando, na região frontal sudoeste, as litologias do Grupo Itajaí e no restante os gnaisses da Faixa Ribeirão da Prata. O metamorfismo é do tipo bário de baixa P/T, regionalmente no facies xisto verde a anfibolito, aumentando desde noroeste, onde predomina a zona da clorita, para sudeste onde atinge paragêneses com andaluzita, granada e biotita. São frequentes as intrusões de granitóides das Suites Valsungana e Guabiruba, sendo, na primeira, comum a ocorrência de grandes maciços granodioríticos foliados e, na segunda, pequenos stocks de granitóides isotropos. Em vários locais são observadas exposições de um embasamento siálico com ortognaisses e migmatitos predominantemente nas ocorrências da Serra do Cantagalo, de Presidente Nereu e da Faixa Ribeirão da Prata onde, neste último tem-se uma marcante cataclase superimposta sobre rochas mais antigas e a presença generalizada de granitóides alaskíticos e quartzo diorito isotropos.

O *Domínio Externo* é caracterizado pelos metassedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí, que preenchem a antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano, instalada sobre as litologias retrabalhadas da borda sul do Cráton Rio de La Plata. Trata-se de espesso pacote sedimentar, com predominância de turbiditos, e que se encontra afetado pelas últimas fases de dobramento que atingiram o Grupo Brusque. Uma importante manifestação magmática de caráter ácido ocorre associada, iniciando-se na forma de tufos e brechas vulcânicas, intercaladas nos metassedimentos e passando, posteriormente, a diques e derrames riolíticos. A atividade é finalizada pela intrusão do granito Subida.

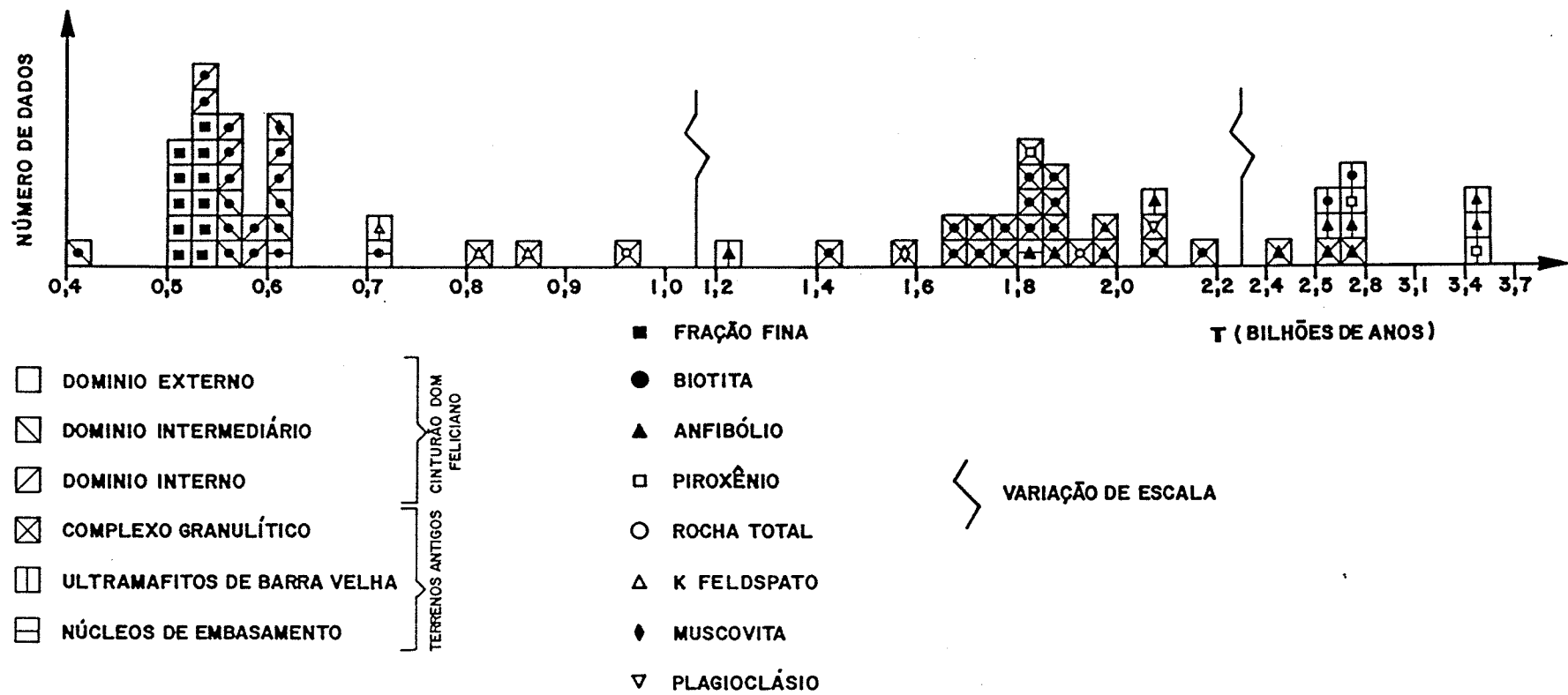


FIGURA 2 - HISTOGRAMA K/Ar EM ROCHAS PRÉ CAMBRIANAS DE SANTA CATARINA.

IV. O ANTE-PAÍS DO CINTURÃO DOM FELICIANO

O termo Cráton Rio de La Plata foi proposto por Almeida et al. (1973) para se referir a terrenos antigos, expostos em diversas localidades da Argentina e Uruguai. Frago-so Cesar (1980) estendeu-o ao Escudo Sul Riograndense, incluindo também os terrenos de alto grau, aflorantes a norte do Grupo Itajaí em Santa Catarina. Esse mesmo autor reconheceu, no Rio Grande do Sul, além das associações tipo "greenstone belts" englobadas por terrenos granito-gnáissicos de alto grau, extensas coberturas vulcano sedimentares brasileiras, das quais somente os "greenstones belts" não são conhecidos na porção cratônica catarinense.

Para Santa Catarina, o autor comprovou a propriedade do emprego do termo Cráton, com referência aos terrenos a norte do Cinturão Dom Feliciano, por tratar-se de uma região estável desde o final do Proterozóico Inferior, não aquecida durante o evento brasileiro, conforme bem o demonstram as diversas datações efetuadas pelo método K/Ar, cujos resultados mais jovens agrupam-se significativamente no intervalo entre 2000 e 1700 milhões de anos (Figura 2). Ainda para Santa Catarina, e de modo similar ao observado no Rio Grande do Sul, pode-se comprovar ter o Cráton Rio de La Plata atuado como ante-país para as deformações do cinturão, que mostra ao menos em duas de suas fases de dobramento uma clara vergência rumo ao Craton. Inúmeros empurrões evidenciam um deslocamento de massa em direção a essa região estável, colocando os metassedimentos do Grupo Brusque sobre litologias do Grupo Itajaí, que já repousa sobre granulitos do domínio cratônico.

1. O Complexo Granulítico de Santa Catarina

1.1. Características gerais

Várias citações de rochas do facies granulito (Al

buquerque et al. 1971, Minioli 1972, Girardi et al. 1974 e Hartmann 1976) precederam a criação do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al. 1979b), empregada para as rochas metamórficas do facies granulito e anfibolito que ocupam extensa área no norte de Santa Catarina.

Regionalmente são reconhecidas rochas gnáissicas de origem orto e parametamórfica com restos preservados de rochas metassedimentares (formações ferríferas, quartzitos) e ígneas (anortositos, gabros, piroxenitos e anfibolitos). Localmente os corpos de ultramafitos evoluem para mega boudins até se tornarem, como no caso da região de Barra Velha, a litologia principal. Os gnaisses quartzo feldspáticos são as rochas predominantes, sendo constituídos por quartzo e plagioclásio, tendo como máficos o hiperstênio, hornblenda e a biotita titanífera. Ocasionalmente há, de modo subordinado, microclínio. Os acessórios comuns são zircão, apatita, rutilo e magnetita (Foto 1e). A textura em geral é gnáissica cataclástica, localmente granoblástica. Os ultramafitos apresentam textura granoblástica (Foto 1f) tendo como minerais predominantes ortopiroxênio, diopsídio e hornblenda. Subordinadamente aparecem plagioclásio e biotita.

A ocorrência conspícua do hiperstênio caracterizaria, regionalmente, o metamorfismo de alto grau (facies granulito de Hyndmann 1972, zona regional do hiperstênio de Winckler 1977, entre outros) que teria afetado o Complexo, precedendo um metamorfismo igualmente regional do facies anfibolito e outro, localizado em zonas de falha, do facies xisto verde. Essa evolução polimetamórfica é atestada por todos os estudos petrográficos efetuados da região (Minioli 1972, Hartmann et al. 1979a, Moreira e Marimon 1980, Hartmann 1981, Silva e Dias 1981c, Silva 1984b) que, de modo claro, reconhecem as paragêneses de alto grau e caracterizam para as mais jovens uma origem a partir da retrogressão dos granulitos.

Uma derivação de rochas ígneas é, na opinião do autor, a mais provável origem de grande parte das rochas do Complexo, incluindo-se aqui os gnaisses quartzo feldspáticos e os

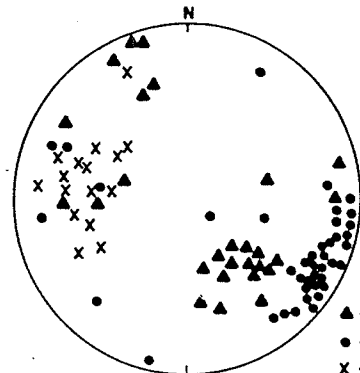
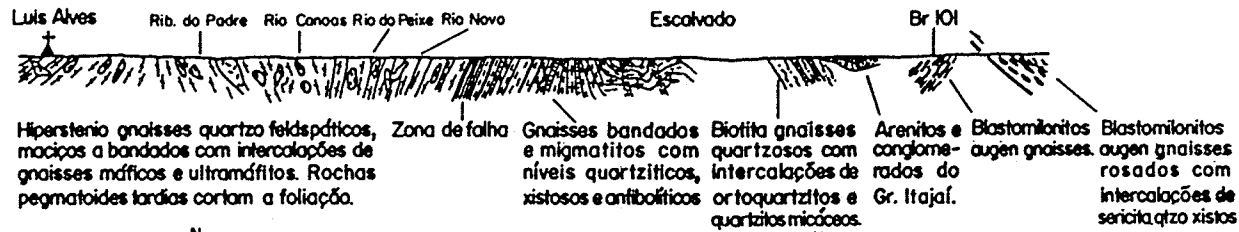
ultramafitos. Além das evidências petrográficas, tais como texturas ígneas preservadas e plagioclásios zonados, a principal indicação de se tratarem de ortognaisses advém do comportamento geoquímico dessas rochas que mostram-se muito homogêneas, com inúmeros elementos indicando "trends" bem definidos; em relação a variações do teor em sílica, comportamento este mais afeito às rochas ígneas. Outro indicativo da origem ígnea são as baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais, obtidas na maioria das rochas estudadas.

1.2. Contexto Geológico-Estrutural do trecho Luis Alves - Itajaí

No perfil da Figura 3a, estão representadas as características geológicas do trecho entre Luis Alves e Itajaí. Basicamente seis associações litológicas podem ser individualizadas de NW para SE com: hiperstênio-gnaisses-quartzo-feldspáticos, gnaisses e migmatitos bandados, biotita-gnaisses-quartzosos, blastomilonito-augen-gnaisses, além de protomilonitos-augen-gnaisses e arenitos e conglomerados do Grupo Itajaí. Os quatro primeiros pertenceriam ao Complexo Granulítico de Santa Catarina, do Cráton Rio de La Plata e os dois últimos seriam respectivamente o embasamento retrabalhado e os sedimentos da Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano.

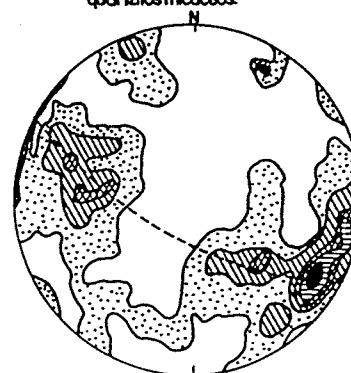
Nos arredores de Luis Alves e até pouco a sul de Rio Novo, as rochas granulíticas ali existentes mostram-se com aspecto variável, predominando hiperstênio-gnaisses-quartzo-feldspáticos de granulação média a grosseira e com coloração cinza médio. Ora são rochas maciças com uma incipiente foliação, ora são bandadas com uma marcante foliação paralela às bandas gnáissicas, alternando níveis gnáissicos com diferentes teores de quartzo e minerais máficos, e bandas granoblásticas quartzo feldspáticas, além de frequentes lentes máficas. Quando a rocha é maciça, o aspecto migmatítico é ressaltado, com as porções quartzo feldspáticas caracterizando o leucossoma envolvente dos "schollens" máfico e ultramáficos, que em vários locais mostram-se em típicas estruturas agmatíticas (Fotos 1a e 1b). Intercalações métricas

Fig. 3a - PERFIL GEOLÓGICO DO COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA, LUIS ALVES-ITAJAÍ



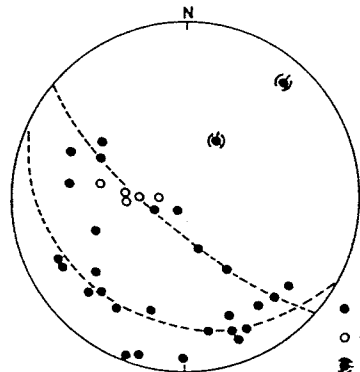
- ▲ - Gnaiesses quartzo feldspáticos
- - Gnaiesses bandados
- X - Biotita gnaiesses quartzosos

Fig. 3b - Atitude da foliação S1 em diferentes litologias do perfil acima



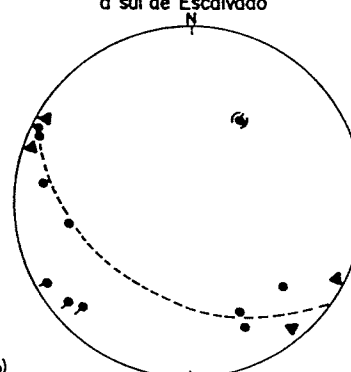
- Bn + 1 - N30E/19° (construído)
- max. - N30E/73NW
- Total de atitudes - 88

Fig. 3c - Comportamento de foliação S1 desde Luis Alves até os biotitas gnaiesses a sul de Escalvado



- - Foliação S1
- - Xistosidade S1+1 (PA)
- Bn+1 - N41E/15° (construído)
- N27E/60°

Fig. 3d - Análise do dobramento Dn+1 em migmatitos do pto SCMD172



- ▲ - Superf. de transposição S1+1
- - Foliação S1
- Bn+1
- Bn+1 - N31E/45° (construído)

Fig. 3e - Análise do dobramento Dn+1 em migmatitos do afloramento SCMB172

Fig. 3 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO ESTRUTURAIS DO TRECHO ENTRE LUIS ALVES E ITAJAÍ

de corpos ultramáficos são observados, sendo, em geral, uma rocha maciça, foliada, cortada por veios pegmatíticos de granitóides quartzo feldspáticos a biotita e anfibólio. Veios pegmatóides, tardios à foliação, afetam localmente os gnaisses quartzo-feldspáticos (Foto 1c). Mesmo nessas rochas onde predominam plagioclásios anti a mesopertíticos podem ser observadas coronas de anfibólio e biotita, envolvendo restos de piroxênio, o que sugere uma relação genética entre essas rochas e o metamorfismo do facies granulito. São frequentes, nas encostas dos morros, blocos e matações arredondados conferindo à região um aspecto semelhante aos terrenos graníticos.

A sul de Rio Novo, até Escalvado, e após um contacto por falha, predominam os gnaisses bandados migmatizados, que alternam níveis decimétricos a métricos de gnaisses quartzo-feldspáticos granoblásticos, em geral rosados, com anfibólio-biotita-gnaisses, quartzitos, bandas anfibolíticas e localmente biotita - xistos. O aspecto bandado é predominante a não ser na porção sul onde a migmatização é mais característica. O leucossoma é claro, constituindo, em geral, bandas quartzo-feldspáticas-tonalíticas, foliadas que afetam o mesossoma gnáissico cinza médio a escuro. Cordões de melanossomas de biotita e anfibólio desenvolvem-se no contato entre as bandas (foto 1d). Após um trecho coberto por aluviões recentes, é observado um pacote de biotita gnaisses quartzosos (que intercala ortoquartzitos e quartzitos micáceos, localmente a fuchsita) sotoposto a arenitos e conglomerados do Grupo Itajaí, dos quais está separado por uma discordância angular e erosiva.

Nas proximidades da BR-101, ocorrem boas exposições de um blastomilonito augen gnaisse cinza esbranquiçado, com porfiroblastos envoltos por faixas recristalizadas de quartzo e anfibólio (Fotos 1geh). Essas litologias dão lugar, após contato por falha de cavalgamento, a protomilonitos augen gnaisses rosados e sericita quartzo xistos filoníticos, pertencentes à Faixa Ribeirão da Prata, que se constitui no embasamento do Cinturão Dom Feliciano, retrabalhado no ciclo Brasileiro.

Desta forma, são reconhecidas (Figura 3a) litologias relacionadas ao Cinturão Dom Feliciano e ao Cráton Rio de La Plata. Para este último, sugere-se um zoneamento metamórfico, com os terrenos do facies granulito predominando desde o norte de Luis Alves até as proximidades de Rio Novo, daí para sul expõem-se as litologias do facies anfibolito, ambas possivelmente relacionadas a um mesmo evento metamórfico. Além disso, é possível que os biotita-gnaisses-quartzosos correspondam às porções superiores dos gnaisses bandados, preservados da migmatização.

Regionalmente, e em particular no perfil estudado, é observada uma foliação que nas rochas maciças é incipiente (chegando mesmo a ser de difícil identificação), mas que na maior parte das rochas é bem desenvolvida. Essa foliação S_n é, em geral, caracterizada pelo alinhamento paralelo dos minerais máficos, e corresponde ao bandamento dos níveis gnáissicos e dos migmatitos estromáticos. Trata-se da única foliação reconhecida regionalmente nessas rochas, não tendo sido caracterizada nenhuma foliação metamórfica pretérita a ela.

Na Figura 3b pode ser verificado o comportamento geral da foliação S_n , observando-se nos biotita-gnaisses-quartzosos uma atitude muito regular com direções NE, e caimentos ao redor de 50° para SE. Nos hiperstênio-gnaisses-quartzo-feldspáticos e nos gnaisses bandados, a orientação NE é predominante, mas com caimento para NW, sendo que nos primeiros os mergulhos são moderados, passando a subverticais nos gnaisses bandados. Na Figura 3c pode-se verificar uma concentração máxima de S_n com atitude $N30E/73NW$ e uma forte sugestão do dobramento regional D_{n+1} com eixo $N30E/19^\circ$. Esse dobramento foi melhor caracterizado no afloramento SCMB 172, em migmatitos da região de Escalvado. Nesse local é observada uma dobra métrica afetando o bandamento S_n onde é observada uma xistosidade plano axial, caracterizada pelo desenvolvimento de biotitas e mais localmente anfibólio. As medidas de S_n , efetuadas ao longo da superfície dobrada, indicaram duas guirlandas D_{n+1} que seriam produto de medidas efetuadas ao longo de S_n no intrado e extrado da dobra. Ambas evidenciam o dobramento cilíndrico dessa foliação com os polos da xistosidade

S_{n+1} caindo sobre a guirlanda, que admite o eixo B_{n+1} N41E/15°. Este valor é bastante coincidente com o obtido regionalmente (Figura 3d). Ainda no afloramento SCMB 172, e em posição lateral à dobra analisada, foram efetuadas algumas medidas da foliação S_{n+1} de transposição e da própria superfície dobrada S_n , que tratadas em separado, caracterizaram o dobramento D_{n+1} com orientação NE e eixo N31E/45° (Figura 3e).

O fato de não ter sido observada nenhuma indicação no trecho Luiz Alves-BR-101, de um dobramento posterior a fase D_{n+1} , e a constância com que aparecem os vestígios dessa fase sugerem que a mesma seria a única fase de dobramento regional que teria afetado a foliação S_n . Entretanto, esse quadro estrutural, que caracteriza uma foliação S_n , que não admitiria, regionalmente, uma foliação pretérita, e que seria afetada por uma única fase de dobramento posterior, é no mínimo, surpreendente em se considerando a inequívoca evolução policíclica desses terrenos, devendo representar uma feição particular da evolução estrutural da região. É bem provável que esse esquema, montado para esse perfil, não possa ser aplicado regionalmente ao Complexo Granulítico de Santa Catarina.

2. Geocronologia

O estudo radiométrico do Cráton Rio de La Plata, foi concentrado principalmente nos arredores de Luiz Alves por já se conhecer, nessa região, algumas idades arqueanas (Hartmann et al. 1979b). Nessa área foram efetuadas determinações adicionais pelos métodos Pb-Pb e Rb-Sr em rocha total, U-Pb em zircões, esfenes e monazitas, e K-Ar em biotitas e anfibólios.

As análises K-Ar indicaram idades entre 2,8 e 1,4 bilhões de anos, com um agrupamento significativo ao redor de 1,8 bilhões de anos. São resultados interpretados como indicativos, no geral, do resfriamento do Ciclo Transamazônico. Essas cifras confirmam os valores anteriores (Minioli 1972 e Hartmann et al. 1979b) e reforçam o fato desta área ter sido preservada da superimposi-

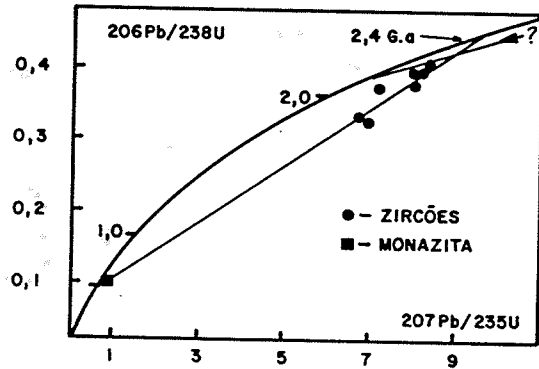


FIGURA 4a - U/Pb EM ZIRCÕES DOS GRANULITOS DE LUIS ALVES (SCMB 174)

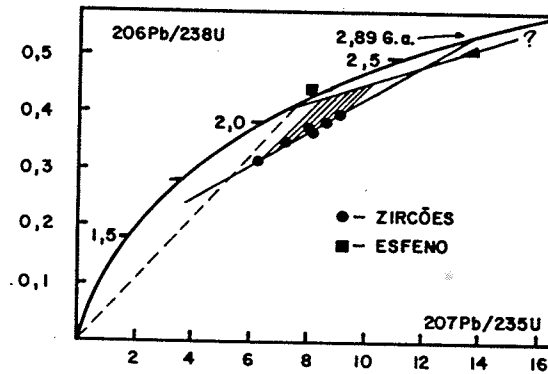


FIGURA 4b - U/Pb EM ZIRCÕES DOS MIGMATITOS DA REGIÃO DE LUIS ALVES (SCMB 172)

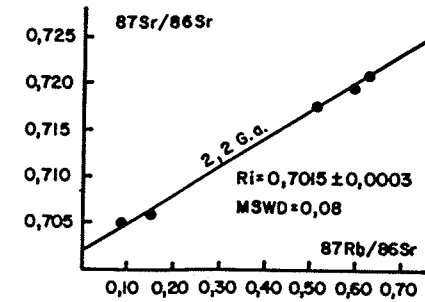


FIGURA 4c - ISÓCRONA Rb/Sr EM GRANULITOS RE-TRABALHADOS ENTRE INDAIAL E BLUMENAL (BR470)

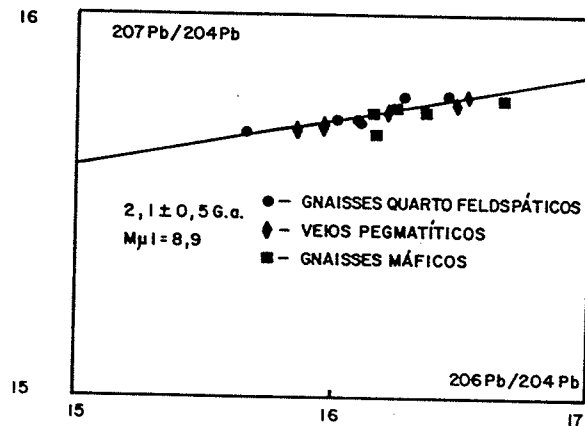


FIGURA 4d - ISÓCRONA Pb-Pb EM ROCHA TOTAL EM AMOSTRAS DE GRANULITOS DE LUIS ALVES (SCMB 1103)

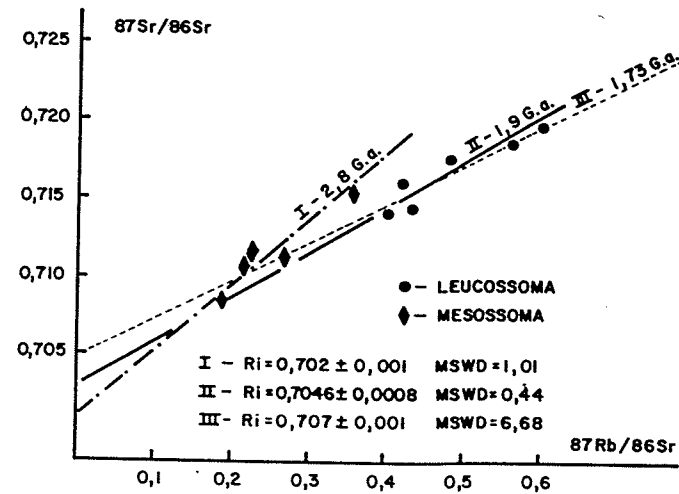


FIGURA 4e - ISÓCRONA Rb/Sr NOS MESMOS MIGMATITOS DATADOS POR U/Pb (SCMB 172)

FIGURA 4 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS, U-Pb, Pb-Pb e Rb-Sr EM ROCHAS DO CRATON LUIS ALVES (SC) DOMÍNIO DO ANTE-PAÍIS

ção termal do ciclo Brasileiro, particularidade esta única em toda a porção sul oriental do Brasil. O histograma da Figura 2, mostra o padrão contrastante dos valores K-Ar, obtidos em amostras do Cráton e do Cinturão Dom Feliciano.

As determinações Rb-Sr anteriores evidenciaram idades entre 2,7 e 1,8 b.a. (Hartmann et al. 1979b, Kaul e Teixeira 1982). As primeiras, ainda que de modo preliminar, foram referidas por esses autores à época do metamorfismo do facies granulito. Neste trabalho foram efetuadas duas outras isócronas, uma delas em granulitos do trecho entre Blumenau e Indaial, indicando idade de 2,2 b.a. (Figura 4c). Já a segunda, em migmatitos a sudeste de Luis Alves (Figura 4e) apresentou, para um único afloramento, idade de 2,8 b.a. para os mesossomas, e nos leucossomas um valor de 1,9 b.a.. Essas idades transamazônicas, apesar das baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais, são interpretadas como produto da superimposição desse ciclo sobre rochas mais antigas, as quais em muitos locais teriam sofrido uma anatexia com consequente geração de migmatitos. As baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais seriam decorrentes do fato dessas rochas apresentarem teores baixos em Rb e altos em Sr, com uma razão média Rb/Sr da ordem de 0,02, comum para os terrenos granulíticos de idade arqueana, empobrecidos em Rb.

O método U-Pb em zircões forneceu, com exceção de alguns valores K-Ar da região de Barra Velha, os resultados mais antigos obtidos no Cráton. Esse estudo concentrou-se em dois afloramentos no trecho entre L. Alves e Itajaí, tendo sido datados os granulitos quartzo feldspáticos (Figura 4a, Fotos 1a, b e c) e os migmatitos estromáticos (Figura 4b, Foto 1d). Em ambos os casos, a origem arqueana dessas rochas é indicada pela posição e pelo grau de discordância dos zircões em relação à curva Concórdia. É possível, entretanto, que as idades dos interceptos superiores, respectivamente de 2,40 e 2,87 b.a., não tenham uma significação geológica precisa pois, curiosamente, em ambos os afloramentos não foram observadas as idades transamazônicas evidenciadas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar nas mesmas rochas. Uma explicação possível teria a de que o evento Transamazônico, apesar de gerar migmatitos, não teria sido suficientemente forte para rejuvenescer completamente os zir-

cões, provocando, entretanto, o desequilíbrio isotópico verificado. É, portanto, provável que a posição atual dos zircões seja uma combinação de sucessivas modificações introduzidas pelos episódios que atuaram na área, devendo ser interpretada dentro de um polígono de crises (Alegre 1967) com vértices próximos a 2,2; 2,6 e maior do que 3,0 b.a.. Uma indicação de atuação do evento Transamazônico é fornecida pelo esfeno da amostra SCMB 172, que apesar da imprecisão, pois o ponto se situa acima da curva Concórdia (perda de U?), forneceu uma idade convencional da ordem de 2,1 b.a.. Após o evento tectônico Transamazônico, os zircões teriam sofrido, por difusão, uma perda contínua do Pb radiogênico até atingirem a posição atual. Igualmente difícil é a interpretação dos interceptos inferiores, pois em ambos os casos os valores obtidos são mais jovens do que as idades K-Ar. Para os granulitos (SMCB 174) foi analisado um único cristal de monazita que forneceu a idade de 0,57 b.a.. Tal valor é atribuído a um evento de retrometamorfose hidrotermal, localizado, do facies xisto verde e de baixa temperatura, que teria gerado além da monazita muito epidoto.

As análises Pb-Pb em rocha total foram efetuadas em um único afloramento de granulitos quartzo-feldspáticos, na cidade de Luis Alves. Trata-se de um gnaiss bandado (SMCB 1103, Fotos 1a-c) onde podem ser observados três tipos litológicos predominantes: hiperstênio-granulitos foliados, bandas e "schollens" máficos igualmente foliadas e bolsões quartzo-feldspáticos pegmatóides e isótopos. A isócrona Pb-Pb efetuada não apresentou uma boa dispersão nas abscissas, com uma concentração dos valores Pb^{206}/Pb^{204} ao redor de 16, introduzindo, desta forma, uma grande imprecisão na determinação da idade. O resultado de 2,1 b.a., apesar do erro elevado da ordem de 25% (2σ), reforça, entretanto, a importância do ciclo Transamazônico na evolução geológica da região. É, todavia, o fato dos 16 pontos analíticos representantes das diferentes litologias se alinharem sobre a mesma reta (Figura 4d), sugerindo desta forma uma contemporaneidade, ou até mesmo uma cogeneticidade entre essas rochas, o elemento mais interessante obtido com o estudo dos isótopos do Pb. Outra indicação importante foi fornecida pelo alto valor do μ_1 (U^{235}/Pb^{204}), da ordem de 8,9 que indica claramente que essas rochas não teriam sido incorporadas à crosta nessa

época, confirmando assim as indicações obtidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb de uma idade originalmente arqueana para as mesmas.

3. Evolução Tectônica

O volume de dados disponíveis demonstra, de maneira clara, que o Complexo Granulítico de Santa Catarina teve uma evolução policíclica e polifásica. Esses dados, ainda que em número não suficiente para definir, de modo preciso, toda a história geológica desse segmento cratônico, permitem que se esboce um quadro evolutivo regional

A idade da integração à crosta, do material ígneo original, que após um metamorfismo de facies granulito viria a se constituir no litotipo regional predominante, é ainda imprecisa. O valor de 2,8 b.a. (U-Pb em zircões e Rb-Sr em mesossomas de migmatitos) deve ser entendido como a idade mais jovem possível para essa diferenciação. A época do metamorfismo granulítico é igualmente imprecisa, sendo sugerido o intervalo entre 2,6 e 2,2 b.a. (Rb-Sr em rocha total) como o mais provável. É possível que o pico do metamorfismo de facies granulito tenha se dado há 2,4 b.a. (U-Pb em zircões) e que este evento tenha sido seguido por um metamorfismo de idade transamazônica (Rb-Sr em rocha total e K-Ar em minerais), que foi o responsável regionalmente por uma retrogressão das paragéneses granulíticas ao facies anfibolito, bem como pelo desenvolvimento da xistosidade e do bandamento observado nas rochas do Complexo. Nesse modelo, o evento Transamazônico apresentaria um zoneamento, sendo mais intenso a sul, inclusive com geração de migmatitos, e mais brando a norte, onde se manifestaria através do retrabalhamento dos granulitos da região de Luis Alves.

Uma hipótese alternativa seria a de se atribuir ao Transamazônico também o metamorfismo de facies granulito, com o facies anfibolito podendo representar o estágio final de equilíbrio de um metamorfismo progressivo de alto grau, ou então um evento tardio do mesmo ciclo. Neste caso o zoneamento metamórfico teria sentido inverso ao sugerido na hipótese precedente, com a região

de L. Alves representando as porções anidras que atingiram um facies granulito, enquanto que, mais a sul, o teor em água seria maior, com conseqüente geração de migmatitos em facies anfibolito .

Após o término dos fenômenos relacionados ao ciclo Transamazônico, a região estabilizou-se, caracterizando-se, a partir de então, uma entidade geotectônica com afinidades cratogênicas. Essa calma foi perturbada somente no final do Proterozóico Superior, quando sua borda sul sofreu o reflexo do desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano, com reativações localizadas ao longo de falhas e fraturas, e instalação da Antefossa Molássica do Grupo Itajaí.

O quadro abaixo representa uma síntese da evolução aqui proposta. Ele deve ser entendido como uma interpretação preliminar de dados geológicos e geocronológicos não conclusivos.

Fenômeno	Características	Idade (b.a.)
Magmatismo precursor	Provável acreção em diferentes ocasiões de material do manto à crosta. Constituição das associações bimodais.	> 2,6
Metamorfismo regional de facies granulito	Metamorfismo regional de facies granulito e anfibolito. Desenvolvimento das paragêneses a ortopiroxênio. Expulsão dos elementos incompatíveis (Th, U, Rb, K...).	2,4 ± 0,2
Metamorfismo regional de facies anfibolito	Metamorfismo regional de facies anfibolito com migmatização e desenvolvimento do bandamento gnáissico (Sn) e instalação de veios e bolsões pegmatóides terminais. Redobramentos Dn+1.	2,1 ± 0,1
Estabilização tectônica	Alçamento e resfriamento regional sugeridos pelas determinações radiométricas K-Ar em micas.	1,8 ± 0,1
Reativações localizadas	Retrometamorfismo em facies xisto verde, localizado em zonas de falha, com desenvolvimento de processos hidrotermais. Evento de curta duração e baixa temperatura.	0,6 ± 0,1

V. NÚCLEOS DE EMBASAMENTO

1. Generalidades

Várias ocorrências de núcleos de embasamento do Cinturão Dom Feliciano, são conhecidas em toda sua extensão. São rochas siálicas com exposição de gnaisses de provável origem ígnea, e de composição tonalítica a granodiorítica. Sua identificação, em relação às rochas do Cinturão, é feita em função de características estruturais, metamórficas, geocronológicas e geoquímicas.

São em número de três as exposições principais, com os migmatitos a sul de Camboriú representando as exposições mais internas, os gnaisses de Tirivas II próximos a Presidente Nereu em posição intermediária, e as rochas ortognáissicas e cataclásticas da Faixa Ribeirão do Prata as mais externas. Esta última representaria, em grande parte, um retrabalhamento de rochas da borda sul do Cráton Rio de La Plata.

Em todos os núcleos foram obtidas idades radiométricas pré-brasileiras com valores Transamazônicos ou mesmo mais antigos. Outro elemento em comum é o valor da razão Rb/Sr que, apesar de mais alta, é compatível com os resultados observados em gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina e francamente diferentes das razões conhecidas no Cinturão Dom Feliciano.

2. Migmatitos da Serra do Cantagalo

2.1. Características geológicas e estruturais

A sul de Camboriú, no Morro do Boi, trecho da Serra do Cantagalo cortado pela BR-101, tem-se boas exposições de rochas migmatíticas representantes do embasamento do Cinturão Dom Feliciano, afetadas por um granito cinza claro, inequigranular, a duas micas e sem foliação, integrante da Suite Guabiruba, de idade brasileira.

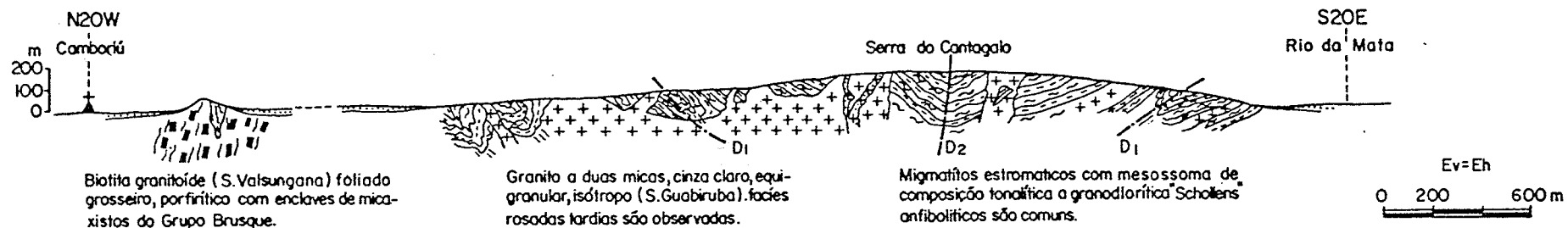


Fig.5a - PERFIL GEOLÓGICO EM MIGMATITOS DO TRECHO CAMBORIÚ-ITAPEMA

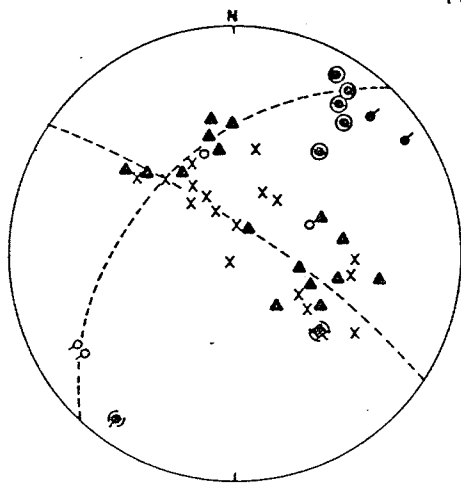


Fig.5b-Redobramentos brasileiros em migmatitos do embasamento. Serra do Cantagalo.

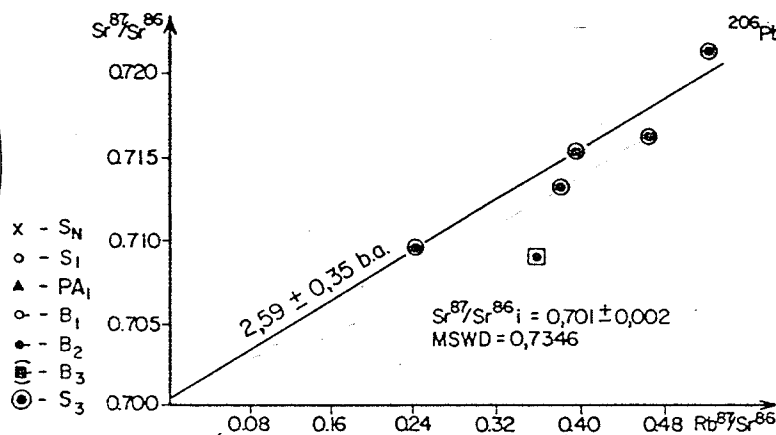


Fig.5c-Isócrona Rb-Sr em rocha total de migmatitos do perfil acima
⊙ Ponto não utilizado nos calculos.

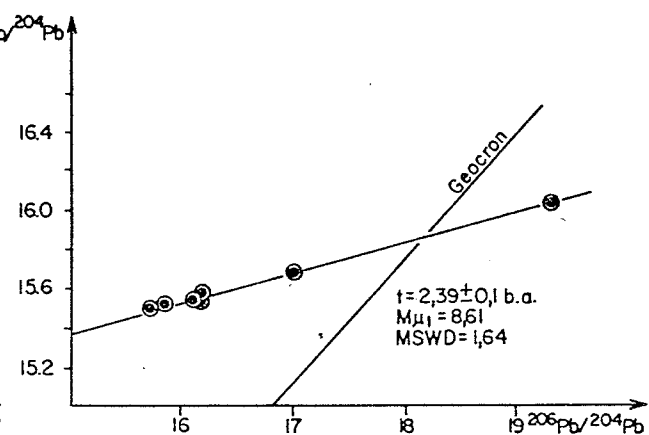


Fig.5d-Determinações Pb-Pb em rocha total de ortogneisses. proximidades de Presidente Nereu (pto. 45 da fig. 1)

Fig. 5 - DADOS GEOLÓGICOS E RADIOMÉTRICOS DOS NÚCLEOS DE EMBASAMENTO DO CINTURÃO DOM FELICIANO.

Nos migmatitos que constituem esse embasamento, predomina um mesossoma cinza médio, granoblástico, de composição granodiorítica a anfibólito que, juntamente com um leucossoma quartzo feldspático branco, evidenciam estruturas migmatíticas diversas (predominam as do tipo estromático dobrada). São frequentes "schollens" de anfibólitos de tamanhos diversos.

O bandamento estromático S_n é uma estrutura pré-brasileira onde verifica-se dobras apertadas, isoclinais, com a foliação S_1 plano axial. Esse bandamento está intensamente dobrado pelas fases brasileiras, com o desenvolvimento de dobras isoclinais, onde tem-se, nos níveis máficos, uma reorientação das dobras isoclinais, onde tem-se, nos níveis máficos, uma reorientação das micas, plano axialmente a essas dobras. Tais estruturas são observadas ao longo de todo o perfil da Serra de Cantagalo (Figura 5a), onde a estrutura maior é uma grande sinforma da 2a. fase brasileira, com orientação axial $S_{36W}/11^\circ$. O fato desse dobramento ser cilíndrico sugere que o mesmo tenha encontrado a superfície S_1 em posição subhorizontal.

O estereograma da Figura 5b mostra, de maneira clara, que os planos axiais e a xistosidade S_1 (a ele paralela) acompanham o comportamento da superfície S_n , evidenciando que ambos foram redobrados conjuntamente. A superposição da fase 3 é caracterizada pela dispersão traduzida nos polos das superfícies dobradas pela fase 2, tendo orientação axial $S_{47E}/47^\circ$. No campo, esta fase é verificada em inúmeros afloramentos, mostrando-se em dobras normais com uma clivagem plano-axial, que afeta as foliações precedentes.

2.2. Geocronologia

Foi efetuado um estudo radiométrico nesses migmatitos, sendo obtida a idade de $2,59 \pm 0,35$ bilhões de anos, através de uma isócrona Rb/Sr em rocha total (Figura 5c, Ponto 39). Esse valor é interpretado como representativo da idade de formação desses migmatitos, e demonstra uma idade proterozóica inferior a Arqueana para o embasamento do Grupo Brusque.

Uma única idade K/Ar em biotita do mesmo afloramento, datado pelo método Rb/Sr, indicou um valor de 604 ± 8 m.a., sugerindo que essa área foi aquecida a, pelo menos, 300°C , durante a evolução brasileira. Esse fato concorda com as observações de terreno, com essas rochas apresentando um acentuado comportamento plástico com dobramentos por "ecoulement", e onde a própria superfície dobrada se introduz no plano axial das dobras que as afetam. Nesse contexto, o granito que se introduz nesses migmatitos é interpretado como originário da fusão dessas rochas em zonas profundas. Um elemento adicional que corrobora essa hipótese é o fato do granito de Nova Itália, que tem as mesmas características, ter demonstrado, através da tipologia e do comportamento isotrópico dos zircões, ser um granito crustal, palingeneticamente oriundo de rochas do embasamento do cinturão.

3. Ortognaisses de Presidente Nereu

3.1. Características geológicas

A leste de Presidente Nereu, ocorre pequena exposição de rochas ortognáissicas, que foram definidas por Trainini et al. (1978), como Complexo Metamórfico Migmático Indiferenciado. Estas rochas estão em contato tectônico com as litologias do Grupo Brusque e expõem-se em vales profundos ao longo dos rios.

São rochas de composição quartzo dioríticas - granodioríticas, maciças a bandadas, em geral com textura granoblástica. Ocorre, de forma generalizada, uma porfiroblastese feldspática rósea, bem como granitos róseos, igualmente foliados. Todo o conjunto mostra uma orientação marcante, em grande parte de origem cataclástica. É comum essas rochas se apresentarem intensamente epidotizadas.

As características litológicas e estruturais dessas rochas permitem que se faça uma correlação entre elas e as observadas na Faixa Ribeirão da Prata, podendo, a ocorrência do Presidente Nereu, representar a exposição mais a sudoeste dessa mesma Faixa.

3.2. Geocronologia

Foi efetuada uma isócrona Pb-Pb, em rocha total, que indicou uma idade de $2,39 \pm 0,1$ bilhões de anos (Figura 5d). Nessa isócrona foram utilizadas seis amostras, de um mesmo afloramento, de um ortognaisse quartzo diorítico do facies anfibolito, que apresentava alguma sericitização dos plagioclásios e ligeiro fraturamento dos minerais. Adicionalmente, foi, também, analisado um gnaisse granodiorítico de um afloramento próximo.

A idade obtida, com ótima qualidade analítica, reforça a hipótese da existência de um embasamento siálico antigo, sob os metassedimentos do Grupo Brusque. O valor de 2,39 b.a. está situado próximo ao limite Proterozóico Inferior-Arqueano, devendo representar a época do metamorfismo do facies anfibolito, conforme já comentado. O alto valor do $\mu 1$ (de 8,61) indica que esse material já teria uma atividade crustal em época anterior à idade obtida, reforçando, consideravelmente, a interpretação de uma colocação do material ígneo, provavelmente no Arqueano, com posterior metamorfismo há 2,4 b.a. atrás.

4. Faixa Ribeirão da Prata

4.1. Considerações geológicas e estruturais

A Faixa Ribeirão da Prata foi definida por Borba e Lopes (1983) como uma zona de intensa granitogênese, constituída por gnaisses, granitos de anatexia, riolitos, rochas piroclásticas, cataclasitos e metassedimentos. Ela seria uma redefinição da proposta inicial de Silva e Dias (1981c) que consideravam essa zona como produto de um rejuvenescimento de rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, através de processos de cisalhamento desenvolvidos ao longo de grandes zonas de falhamentos transcorrentes.

No presente trabalho, essa Faixa é considerada como resultante de um retrabalhamento das litologias do complexo Granulítico na borda sul do Cráton Rio de La Plata, com intensa produ-

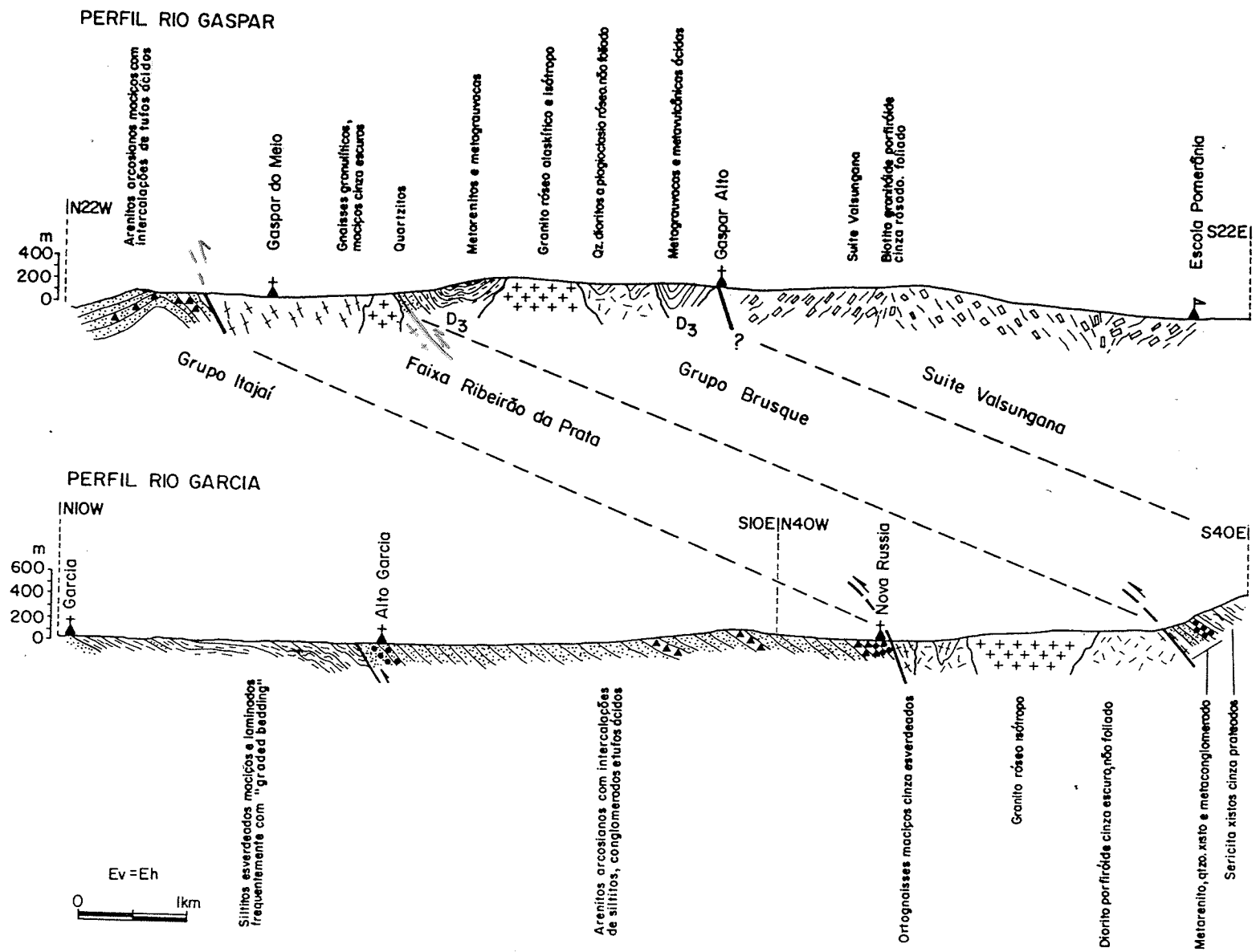


Fig. 6 - PERFIS GEOLÓGICOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO CINTURÃO DOM FELICIANO (SC)

ção de granitos e dioritos isótopos. O seu desenvolvimento vincula-se ao início do Ciclo Brasileiro, relacionando-se com grandes falhas inversas, com sentido de deslocamento de sudeste para noroeste que, reativadas no final da orogênese, colocariam o Grupo Brusque sobre as litologias da Faixa Ribeirão da Prata e esta sobre os sedimentos do Grupo Itajaí.

Os perfis da Figura 6, referem-se à Faixa, na região entre o Grupo Itajaí e os metassedimentos do Grupo Brusque. Em ambos, a terminação sul do Grupo Itajaí faz-se por arenitos arcoseanos, maciços, "bordô", com intercalações de tufos ácidos esverdeados a violáceos. Estes, após uma falha inversa, são sobrepostos por gnaisses retrabalhados cinza escuro, maciços, que estão afetados por granitos róseos, alaskíticos, faneríticos, equigranulares, médio a grosseiros, isótopos e geralmente bastante fraturados. São, também comuns, dioritos cinza escuros, maciços, não foliados, com facies porfirítico.

No perfil do rio Garcia, após uma falha inversa com algumas dezenas de metros de espessura, a Faixa Ribeirão da Prata é capeada pelos metassedimentos do Grupo Brusque, que tem, em posição basal, um conjunto de quartzitos e quartzo xistos com pequena intercalação de um nível microconglomerático monomítico, com seixos de quartzo leitoso, passando, então, para sericita xistos prateados.

No perfil do rio Gaspar, o contato sul da Faixa está mascarado pela colocação de um granito alaskítico, róseo e isótopo. Corpos semelhantes a este, juntamente com um quartzo diorito a plagioclásios róseos, isótopos, afetam os metassedimentos. Estes últimos são constituídos, na base, por ortoquartzitos maciços, quartzitos finos placóides e quartzo xistos, com intercalações restritas de quartzitos passando a metarritmitos com níveis de quartzitos feldspáticos e sericita xistos alterados. Após um trecho com rochas ígneas intrusivas, voltam os metassedimentos com xistos pelíticos finos, esverdeados, e metagrauvas alterados, que têm, em posição basal, xistos maciços finos, muito foliados, com pontuações de quartzo e de feldspatos róseos, milimétricos (meta-rioli-

tos?). Esses metassedimentos definem duas calhas sinformais tendo como superfície dobrada uma foliação de "strain slip" S_2 definindo dobras normais D_3 com ligeira vergência para noroeste.

Na parte sul do perfil do rio Garcia entra-se no domínio da Suite Valsungana, representada por um biotita granito porfiróide, branco a rosado, com megacristais centimétricos de microclina numa matriz grosseira com biotita, quartzo e plagioclásio. Esse granito mostra-se foliado com a xistosidade mostrando-se em diferentes atitudes.

Os granitos róseos alaskíticos que afetam a Faixa Ribeirão da Prata, bem como os que cortam o Grupo Brusque são aqui relacionados no contexto regional à Suite Subida (discutida mais adiante), sendo muito parecidos com o litotipo representativo dessa Suite que ocorre no alto curso do rio Itajaí cortando os sedimentos do Grupo Itajaí.

4.2. Geocronologia

Dispõe-se somente de duas determinações K-Ar para toda a Faixa Ribeirão da Prata. Uma delas em anfibólitos extraídos de um ortognaisse (Ponto 43 no Anexo 1) que não mostra sinais de cataclase podendo, portanto, representar uma área poupada do retrabalhamento, a idade obtida foi de 1823 ± 27 m.a.. Esse valor é interpretado como resfriamento do ciclo Transamazônico e indica que essa área, apesar da proximidade dos metassedimentos do Grupo Brusque, não teria sido aquecida suficientemente durante o Brasileiro para permitir escape de argônio.

A outra amostra, uma biotita neoformada durante o processo de cataclase indicou a idade de 708 ± 11 m.a. (Ponto 42 no Anexo 1). A rocha é um protomilonito - augen gnaisse, no contato (por falhamento inverso) da Faixa Ribeirão da Prata com o Complexo Granulítico, que nesse local forneceu em anfibólito 2,8 b.a.. Esse dado reforça a conclusão anterior de que a

área não foi aquecida regionalmente durante o Brasiliano, mas que teria sofrido um intenso retrabalhamento, localizado nas zonas de falha.

É provável que o valor de 708 milhões de anos relaciona-se à idade dos falhamentos e, por conseguinte, do desenvolvimento da Faixa Ribeirão da Prata. Esta cifra estaria em acordo com a idade máxima, estimada para a sedimentação do Grupo Itajaí (ver adiante), que preencheria uma calha instalada, em parte, sobre as litologias da Faixa. É possível, também, que este valor date o início do processo de subducção, ao qual a Faixa poderia estar relacionada.

VI. DOMÍNIO INTERNO - COMPLEXO GRANITO MIGMATÍTICO

1. Generalidades

A porção interna do Cinturão Dom Feliciano, constituiu-se do Complexo Granito-Migmatítico. Equivale a uma redefinição do Complexo Metamórfico Migmatítico de Trainini et al. (1978), tendo como limites sul e oeste os sedimentos da Bacia do Paraná. A zona de Falha Major Gercino faz seu limite norte com os metassedimentos do Grupo Brusque. Sua porção oriental atinge a região litorânea onde divide com as rochas granitóides intrusivas as exposições de rochas cristalinas que ocorrem em meio aos sedimentos costeiros.

Por se tratar de uma região com nítido predomínio de rochas de mesozona, com granitóides e migmatitos afetados por diversas suites granitóides tardias, Trainini et al. (op.cit.) e Frago Cesar et al. (1982) a consideraram como raiz de um arco magmático.

2. Complexo Granito-Migmatítico

O termo *Granitóides Foliados*, está sendo empregado para se referir as rochas granitóides, em geral com estruturas migmatíticas e sempre com uma xistosidade bem definida que, abstraindo-se dos granitóides isotropos tardios, se constituem na litologia predominante do Complexo Granito-Migmatítico. Nesses granitóides migmatíticos o material leucossomtico,  sem dvida, o constituinte preferencial não sendo possível a cartografia, nesse nível de detalhe, de áreas onde a percentagem da mesossoma superasse o primeiro. Esse leucossoma tem composição preferencialmente quartzo monzonítica, coloração cinza clara;  granoblástico e inequigranular a porfirítico, com megacristais centimétricos de feldspatos brancos a rosados, localmente granatfero. A foliação é sempre facilmente identificável, localmente de origem cataclástica, e sendo paralela ao bandamento conferido a rochas por veios quartzo feldspáticos esbranquiçados folia-

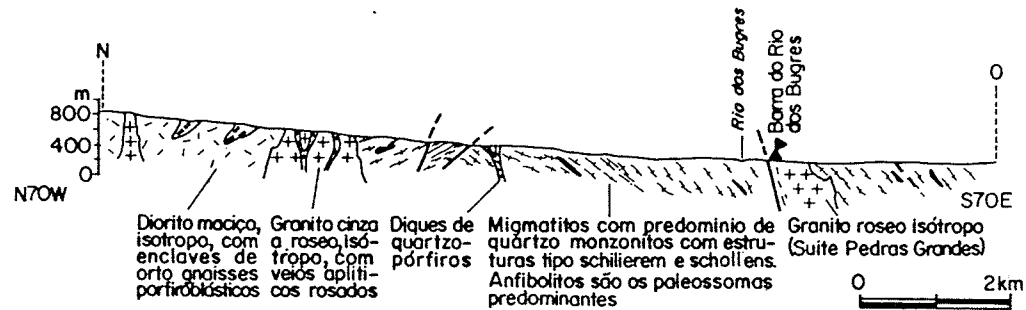


Fig.7a-PERFIL BARRA DO RIO DOS BUGRES-RIO DAS ANTAS

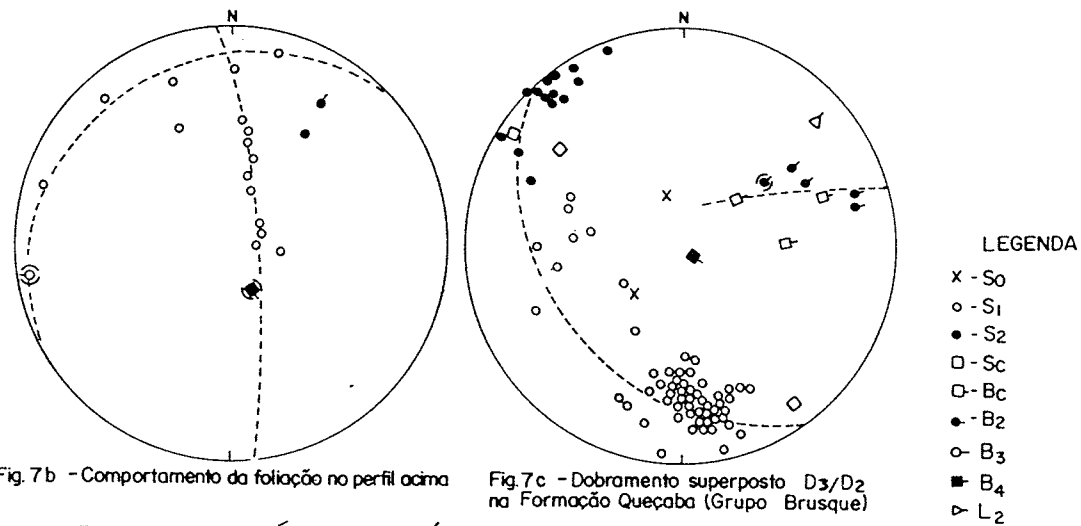


Fig. 7b - Comportamento da foliação no perfil acima

Fig.7c - Dobramento superposto D₃/D₂ na Formação Queçaba (Grupo Brusque)

Fig.7 -CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO INTERNO-GRANITÓIDES FOLIADOS

dos, tardios ao leucossoma regional (Foto 5d).

O mesossoma (paleossoma) mostra-se restrito, geralmente observado em estruturas tipo "schollens" tendo como litotipos principais anfibolitos, hornblenda gnaisses e biotita gnaisses xistosos. Subordinadamente ocorrem gnaisses calcossilicáticos, gnaisses porfiroblásticos e quartzo xistosos feldspáticos. Esses paragnaisses, poderiam representar a supra-estrutura do cinturão, talvez equivalentes em posição mais interna do Grupo Brusque, e preservados da anatexia que teria gerado as rochas granitóides foliadas que os encaixam.

O perfil elaborado entre Barra do Rio dos Bugres e Rio das Antas (Figura 7a) no sudeste de Rancho Queimado mostra em toda sua porção inicial um predomínio dos granitóides migmatíticos descritos acima. Próximo a Barra do Rio dos Bugres, essas rochas são cortadas por um granito róseo, grosseiro, equigranular, alaskítico e isótropo. Mais adiante e após uma mega estrutura antiformal esses migmatitos, são novamente afetados por um granito cinza a rosado, isótropo que mostra frequentes veios aplíticos rosados. Esses granitóides fazem parte da Suite Pedras Grandes e o último corta também os dioritos e quartzo dioritos que predominam na porção noroeste do trecho estudado. Estes são rochas cinza escuro a preto, maciças, isótropas, localmente porfiríticas que apresentam enclaves de ortognaisses porfiroblásticos cinza médio e grosseiros. Os dioritos, por analogia com os que ocorrem na região de Rio do Matias devem pertencer a Suite São Pedro de Alcântara.

A foliação no leucossoma é a principal e em geral a única feição planar observada nessas rochas. Nos mesossomas essa mesma foliação é uma superfície S2 de transposição ou "Strain-Slip" que afeta uma xistosidade pretérita (S1) que localmente está dobrada tendo-a como plano axial. Verifica-se em escala de afloramento que a foliação no leucossoma está perturbada por dobras amplas, quase cilíndricas, tardias, com orientação axial S32E/75° (B4) e que a antiforma medida ao longo de todo o perfil delinea uma estrutura cilíndrica com eixo B3, S85W/10°, (Figura 7b).

A foliação regionalmente observada nos granitóides migmatíticos é correlacionada à S2 do Grupo Brusque. Em função desse elemento estrutural bem como das idades radiométricas obtidas, essas rochas são posicionadas como tardias a primeira fase ou mesmo sincrônicas à segunda, e geneticamente relacionadas ao importante encurtamento crustal ocorrido nessa época.

3. Enclaves Metassedimentares

Dentro do Domínio Interno podem ser observados dois grandes enclaves de rochas metassedimentares que através de contato por falha estão embutidos nas rochas granitóides regionais. Essas rochas foram reconhecidas por Trainini et al. (op. cit.) que as denominaram de Formação Queçaba, correlacionando-a ao Grupo Brusque onde estariam em posição de topo, acima portanto da Formação Botuverá.

Neste trabalho admite-se que essas rochas poderiam, representar equivalentes "flyshoides" e em posição mais interna, da supraestrutura metassedimentar do Cinturão Dom Feliciano. Sua preservação da intensa erosão a que toda essa região foi submetida dever-se-ia ao fato de ocuparem duas calhas tectônicas.

Foram feitas observações somente na cunha oeste, entre Barra do Rio dos Bugres e Rio do Cubatão, este último a oeste da localidade de Queçaba. Neste trecho pode-se observar um pacote sedimentar constituído preferencialmente por pelitos, siltitos e grauvacas, que submetido a um metamorfismo de facies xisto verde inferior, produziram ardósias, quartzitos e sericita-quartzitos. Filitos prateados carbonosos, metaritmitos e metagrauvacas, são também frequentes.

A coluna litoestratigráfica elaborada ao longo do perfil acima, sugere que os filitos carbonosos e rítmicos estariam em posição basal com os últimos preferencialmente sobre os primeiros. Estes passariam gradualmente em direção ao topo, com o aumento na importância dos níveis quartzosos, aos sericita-quartzos.

xistos, metagrauvas e quartzitos micáceos que predominam na porção norte do perfil. Ainda na porção norte um corpo de quartzo diorito, isótropo, cinza médio equigranular e com uma largura mínima de 10 metros secciona os metassedimentos com direção aproximada N15E.

A superfície preferencial dos metassedimentos é uma foliação S_1 que é paralela a ligeiramente oblíqua ao acamamento S_0 (Foto 3h). Ela encontra-se, de modo generalizado, cortada por uma clivagem S_2 que evolui localmente para uma foliação de "strain slip" (Foto 3i). Nota-se em praticamente todos os afloramentos uma clivagem de crenulação que afeta todo o conjunto.

Na análise estrutural efetuada com os dados obtidos ao longo do trecho entre Barra do Rio dos Bugres e Rio Cubatão pode ser verificado (Figura 7c) que as superfícies S_1 e S_0 estão afetadas por um dobramento cilíndrico, com orientação N39E/50° (B_2). Esta dobra é caracterizada no campo como uma mega-estrutura sinformal com caimento para nordeste, evidenciada pela distribuição das superfícies S_1 e admitindo uma superfície S_2 plano axial. Essa fase é retomada por um redobramento posterior com orientação 46/34° (B_3), conforme sugerido no estereograma pela dispersão da foliação S_1 e dos eixos B_2 .

4. Geocronologia

O estudo geocronológico nos granitóides foliados, concentrou-se no trecho entre Santo Amaro da Imperatriz e Barra do Rio dos Bugres. Foram realizadas análises Rb-Sr em rocha total, U-Pb em zircões e esfeno além de K-Ar em minerais isolados.

O resultado U-Pb obtido em um único afloramento de um granitóide foliado (SCMB208, Ponto 9 no Anexo 1) indicou uma idade de 620 ± 16 milhões de anos (Figura 8c). Foram analisados um concentrado de esfeno e quatro de zircões. Estes últimos, apesar de discordantes, concentraram-se próximos ao intersepto superior, sendo a idade interpretada como de cristalização

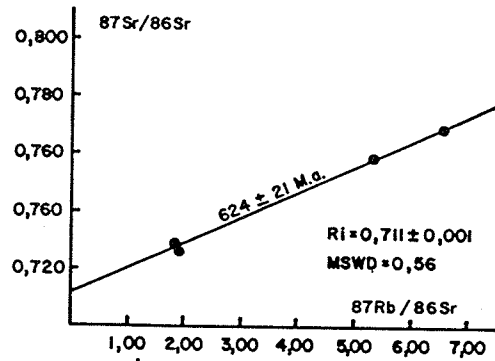


FIGURA 8a - ISÓCRONA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DOS GRANITÓIDES FOLIADOS PTO. SCMB 10.

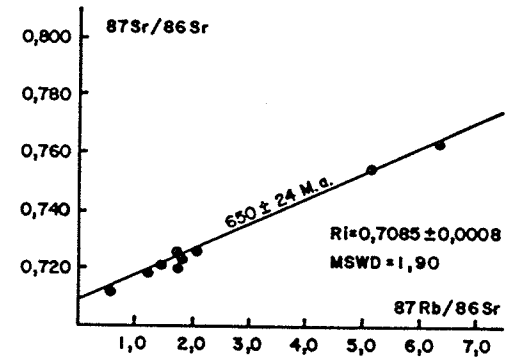


FIGURA 8b - ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA OS GRANITÓIDES FOLIADOS DE STO. A. IMPERATRIZ.

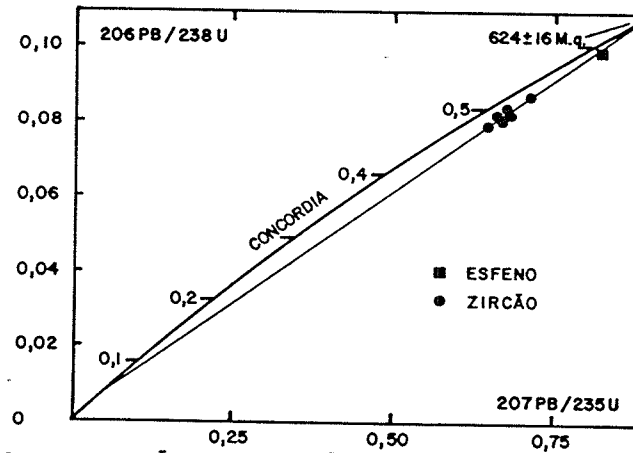


FIGURA 8c - DETERMINAÇÕES U/Pb EM ZIRCÕES E ESFENO. AFLORAMENTO SCMB 208.

FIGURA 8 - DETERMINAÇÕES RADIO MÉTRICAS NOS GRANITÓIDES FOLIADOS. COMPLEXO GRANITO MIGMATÍTICO. DOMÍNIO INTERNO

dos zircões em épocas próximas à idade de colocação do corpo. Esse resultado descartará a possibilidade desse granitóide migmatítico representar o retrabalhamento de rochas antigas, reforçando a hipótese do mesmo ter sua origem ligada a anatexia de metassedimentos do Cinturão.

Os dados Rb-Sr em rocha total (Figuras 8a e b) através das razões Sr^{87}/Sr^{86} obtidas, sugerem, igualmente, uma origem não mantélica para essas rochas. O valor de 0,720 é compatível com os observados para os granitóides crustais. A própria mineralogia, que não raro encontra-se a duas micas e com granada, reforça essa hipótese. As idades obtidas, seja na isócrona do afloramento SCMB 10 (Figura 8c, ponto 8), ou mesmo, na isócrona de referência (Figura 8b, Pontos 7, 8 e 9), indicaram valores de 624 ± 21 e 650 ± 24 milhões de anos, perfeitamente compatíveis, dentro do erro analítico, com a idade U-Pb. Já as idades K-Ar corroboram o padrão geocronológico brasileiro, indicando valores entre 550 e 600 milhões de anos, referindo-se ao resfriamento das porções internas do Cinturão.

Quanto à Formação Queçaba, não se dispõe, no momento, de análises radiométricas, sendo seu posicionamento, no Brasileiro, efetuado indiretamente através das correlações geológicas com o Grupo Brusque.

VII. DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO - GRUPO BRUSQUE

1. Generalidades

Carvalho e Pinto em 1938 referindo-se a filitos, quartzitos e calcários da região de Brusque criaram a denominação de Série Brusque posteriormente redefinida como Grupo Brusque por Schulz et al. (1969 e 1970) que acrescentaram aos metassedimentos os granitos do tipo Guabiruba e Valsungana.

Trainini et al. (1978) mantiveram a denominação de Grupo Brusque mas distinguiram os granitos em duas suites. Silva e Dias (1981a) propuseram o abandono dessa designação litoestratigráfica e definiram o Complexo Metamórfico Brusque. Apesar da inadequação do termo "Grupo" Brusque, para referir-se a rochas metamórficas polifasicamente deformadas, sem uma seção tipo, essa denominação também será aqui utilizada em função da mesma já estar consagrada na terminologia geológica local.

O Grupo Brusque ocorre segundo uma faixa com cerca de 40 km de largura, separado em duas porções pelo granito Valsungana. Limita-se a sul com os terrenos granito-migmatíticos através da faixa milonito-blastomilonítica linear de Major Gercino. A norte é balizado em quase toda sua extensão pela Faixa Ribeirão da Prata, com sua porção noroeste cavalcando Grupo Itajá. Sua fronteira oeste é delimitada pelos sedimentos da Bacia do Paraná que o recobrem em discordância. É constituído preferencialmente por metassedimentos representados por meta-pelitos, metapsamitos e meta-carbonáticas com intercalações de calcossilicáticas e metabásicas, estando regionalmente no facies xisto verde a anfibolito de metamorfismo.

2. Características Litoestratigráficas e Estruturais

As considerações litoestratigráficas que serão aqui apresentadas são preliminares e baseiam-se no mapeamento de u

ma área restrita e em inúmeros perfis litológico-estruturais efetuados transversalmente às exposições do Grupo Brusque. Todo empilhamento litoestratigráfico sugerido usa como referência uma foliação S2 que é, regionalmente, uma superfície de transposição dentro da qual se paralelizam as estruturas anteriores, sejam as de origem sedimentar - S_0 , sejam as superfícies estruturais pretéritas - S_1 . De maneira análoga, as espessuras apresentadas foram medidas ao longo dos perfis e devem ser entendidas como espessuras aparentes, indicativas da possança da unidade.

2.1. Observações na região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema

A região entre Botuverá e Ribeirão do Cinema foi escolhida para um estudo litoestratigráfico e estrutural do Grupo Brusque por representar o trecho onde esses metassedimentos estão melhor expostos e também por estes se apresentarem menos afetados pelo magmatismo. Várias características litológicas previamente conhecidas, tais como a ocorrência das rochas vulcânicas máficas e a grande quantidade de rochas carbonáticas também foram decisivas para essa escolha.

Os estudos de semi detalhe efetuados no trecho acima permitiram que fosse elaborado um mapa geológico preliminar para essa região. Os depósitos aluvionares recentes foram em quase sua totalidade fotointerpretados, sendo poucas as observações de campo. Nas coberturas sedimentares da Bacia do Paraná foram efetuados alguns perfis na região do Ribeirão do Cinema que evidenciaram a ocorrência marcante de siltitos rítmicos turbidíticos com intercalações de níveis de diamictitos próximos à base. Seu posicionamento no Grupo Itararé de idade paleozóica superior foi emprestado de trabalhos anteriores.

Nesse mesmo mapa (Anexo 2) estão representados um dique de rocha alcalina e vários corpos de granitóides intrusivos no Grupo Brusque. O primeiro é um pequeno corpo de alcali sienito, maciço, isótropo e com fenocristais de feldspatos potássicos euhedrais.

dricos róseos que se destacam numa matriz fina, cinza azulada. Esse corpo foi posicionado tentativamente no Mesozóico por analogia com as idades dos demais corpos alcalinos do sudeste brasileiro. Os corpos granitóides, em número de quatro, são igualmente intrusivos nos metassedimentos. Desenvolvem um metamorfismo de contato com formação de andalusita e cordieritas sincrônicas a tardias a superfície de transposição S_2 (Fotos 2f e 3e). São em geral granitos a biotita e muscovita, isótropos, inequigranulares com facies porfiróide ou a megacristais brancos de feldspato potássico. No ribeirão das Águas Negras, além dos tipos acima descritos, foi igualmente observado um granito cinza claro a muscovita, isótropo, com cerca de 20 metros de exposição, e com xenólitos de micaxistos centimétricos. Todos esses corpos foram correlacionados a Suite Granitóide Guabiruba e devem representar uma anatexia profunda destes metassedimentos, quando da segunda fase de deformação.

Litoestratigrafia

Litoestratigraficamente o Grupo Brusque é composto, nessa região, por três seqüências distintas com as unidades vulcânicas e carbonáticas (Seqüência Rio da Areia) ocupando uma posição de topo em relação as unidades psamo-pelíticas (Seqüência Ribeirão do Agrião). Em posição litoestratigráfica indefinida têm-se as unidades pelito-psamíticas a areno-pelíticas da Seqüência Botuverá que, entretanto, observada na região de Brusque, cerca de 30 quilômetros a nordeste, mostra-se concordantemente sob filitos e sericita quartzos xistos correlacionáveis a Seqüência Ribeirão do Agrião (Figura 13a), podendo talvez representar as unidades basais das duas seqüências anteriores.

A Seqüência Rio da Areia engloba as unidades situadas no topo do Grupo Brusque que ocorrem de Ribeirão do Ouro para sudoeste, até perder-se sob a bacia do Paraná, onde aflora ao longo dos vales mais profundos. Configuram quatro unidades que incluem a quase totalidade dos sedimentos carbonáticos do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

em Ourinhos no médio curso de Ribeirão do Ouro e também nas proximidades de Ribeirão do Cinema. Compõe-se predominantemente de rochas vulcânicas máficas a ultramáficas com termos filoneanos e extrusivos. São observados metabasaltos variolíticos a amigdaloidais, metaperidotitos, e metatufos básicos. Transformações a clorita xistos e tremolita xistos são comuns. Intercalam subordinadamente rochas sedimentares como clorita quartzo xistos, calcoclorita xistos e sericita xistos. As rochas vulcânicas dessa unidade serão discutidas em detalhe no capítulo IX.

Unidade Psamo - Pelito Carbonática Superior (PSbes): ocorre imediatamente abaixo da unidade anterior sendo constituída preferencialmente por metamargas, calcoxistos e possantes lentes de metacalcários e metadolomitos maciços de coloração cinza médio a preta. Mostram frequentes níveis de microbrechas e pontuações de quartzo recristalizado, indicando um ambiente sedimentar marinho agitado com retrabalhamentos, de possível caráter sub-litorâneo. Subordinadamente são caracterizados metassiltitos rítmicos, sericita xistos e metarenitos que ocorrem intercalados em meio às rochas carbonáticas. Várias ocorrências de rochas metabásicas foliadas foram observadas afetando preferencialmente as rochas carbonáticas. As melhores exposições dessa unidade são observadas no Ribeirão dos Polacos (afluente da margem esquerda do Ribeirão do Ouro) e no trecho entre o Ribeirão Figueiras e o sítio do Sr. Delaberna, na porção NW da folha de Aguti.

Unidade Quartzítica (PSbq): constitui-se de cristas alinhadas, facilmente identificáveis nas fotos aéreas, bem como no terreno e se posicionam entre duas unidades carbonáticas. Trata-se de ort quartzitos maciços, foliados, esbranquiçados e sacaróides, com porções vítreas (recristalizadas) irregulares e de contato difuso. Intercalam níveis quartzíticos micáceos e feldspáticos, bem como quartzo mica xistos listrados com bandas quartzíticas e micáceas esverdeadas. Essa unidade constitui os morros da região de Areia Alta retratados na foto 2i.

Unidade Psamo Pelito Carbonática Inferior (PSbei): tem suas melhores exposições ao longo do Rio da Areia, no trecho entre Areia Alta e Barra do Areia, que a secciona obliquamente. É igualmente bem exposta no perfil entre as cabeceiras do Ribeirão Inferni-

nho até Barra do Areia (Anexo 2). Como na unidade carbonática superior, predominam metamargas bandadas e calcoxistos com lentes espessas de calcários e dolomitos maciços. Em proporção menor, porém expressivas, ocorrem sericita xistos prateados e sedosos, clorita xistos, quartzo xistos e quartzitos. Duas ocorrências de rochas vulcânicas (PSbciv) associadas ao nível de sericita xistos prateados foram cartografadas. Uma delas, no Ribeirão do Inferninho próximo ao sítio do Sr. Delabeneta corresponde a um metabasalto maciço e a outra, na região de Areia Alta, uma metaultrabásica que localmente mostra veios ricos em asbesto com cristais maiores que 20 centímetros de comprimento.

A Seqüência Ribeirão do Agrião delinea em posição basal uma mega-estrutura sinformal que, em grande parte, é constituída pelas unidades sedimentares da Seqüência Rio da Areia, que estratigraficamente lhe está acima. É constituída preferencialmente por sedimentos sílticos a síltico-pelíticos com uma significativa contribuição arenosa, e agrupados em três unidades litoestratigráficas.

Unidade Psamo Pelítica (PSbpl): tem suas melhores exposições nos excelentes cortes da estrada que corre paralela ao Rio Itajaí Mirim no trecho entre Rio do Ouro e Barra do Areia. Há um acentuado predomínio de sericita xistos e sericita clorita xistos cinza azulados, finos, que microscopicamente mostram uma mineralogia a base de sericita (muscovita) e quartzo, e tendo subordinadamente alguma biotita, em geral cloritizada. Há um micro bandeamento originado na deformação e metamorfismo da segunda fase, com alternância de bandas submilimétricas sericíticas e bandas quartzosas (foto 2c). Intercalam níveis de quartzo xisto e lentes centimétricas de quartzitos.

Unidade Psamítica (PSbs): ocupa posição intermediária dentro da Seqüência Ribeirão do Agrião sendo composta predominantemente por quartzo xistos e quartzo sericita xistos. Em geral são rochas finas, maciças ou não, que intercalam níveis pelíticos ricos em "boudins" de quartzo leitoso. Subordinadamente ocorrem lentes métricas quartzíticas e níveis de meta-ritmitos centimétricos.

Unidade Psamo Pelito Rítmica (PSbr): pode ser observada nos perfis do Ribeirão do Agrião, Ribeirão Lajeado e na região do Ribeirão Cristalina. Apresenta em posição basal um conjunto de filitos rítmicos que passam rumo ao topo a um predomínio de metarítmicos que alternam bandas milimétricas a decimétricas de metapelitos e metassiltitos arenosos (Foto 3g). Associado a esse pacote rítmico estão as ocorrências de wolframita do Ribeirão do Russo. Nas proximidades do Granito do Lajeado (PSsg₂) essa unidade mostra um incremento no metamorfismo sendo comum o desenvolvimento de biotita, até o surgimento de andaluzita, sin a tardi S2, já próximo ao contato com o granito (foto 3e).

A Seqüência Botuverá é constituída pelas unidades que ocorrem a sul da cidade que lhe empresta o nome e apresenta, em relação as duas seqüências anteriores, uma sedimentação clássica dominante. Trata-se de rochas metassedimentares que mostram paragêneses minerais dos facies xisto verde alto a anfibolito, superior portanto ao metamorfismo xisto verde (zona da clorita) que foi caracterizado nas seqüências precedentes. O contato desta seqüência com as anteriores é sempre tectônico, produzido por falhamentos de alto ângulo (canto SW) ou então por falhamento inverso, impedindo desta forma seu posicionamento estratigráfico.

Unidade Pelito Psamítica (PSBmq): pode ser observada ao longo da estrada SC48 entre Águas Negras e Botuverá. É constituída por biotita muscovita xistos e quartzo xistos que intercalam quartzitos e granada muscovita xisto. Subordinadamente ocorrem níveis quartzíticos maciços e, mais localmente, bandas calcossilicadas.

Unidade Pelítica (PSbgx): predominam granada biotita muscovita xistos e granada biotita xistos que incluem bandas de biotita xistos. São rochas com tons cinza e superfícies sedosas onde se destacam as granadas. Quando alteradas adquirem tons vermelho forte. Intercalam em posição basal, calco granada micaxistos, cinza azulado e maciços. Esporadicamente ocorrem bandas quartzíticas decimétricas.

Unidade Pelito Arenosa (PSbm α): na porção superior ocorrem frequentes intercalações de rochas calcossilicáticas em meio a uma alternância métrica de granada muscovita xistos e quartzitos micá-

ceos que passam rumo a base, a um predomínio de granada muscovita xistos.

Unidade Areno Pelítica (PSbqx): Mostra típica alternância rítmica centimétrica a métrica de granada muscovita xistos com quartzitos micáceos granatíferos que ocorrem em geral alterados e exibindo, como as unidades anteriores, uma forte tonalidade avermelhada. Intercalam lentes métricas de ortoquartzitos maciços ou placóides. Na região de Figueiras predominam os níveis de quartzitos micáceos granatíferos que estão afetados por um dos poucos diques de diabásio que cortam o Grupo Brusque no trecho estudado.

A coluna litoestratigráfica (figura 9) sintetiza as descrições efetuadas acima. É marcante que, em se considerando a Sequência Botuverã como basal, tem-se, rumo ao topo, uma nítida diminuição da fração grosseira com conseqüente aumento dos componentes mais finos, até atingir-se uma sedimentação química onde predominam os níveis carbonáticos. Uma espessura da ordem de 12 quilômetros foi obtida diretamente sobre os cortes geológicos, considerando-se para tal a somatória das espessuras de cada unidade medida nos locais onde estas se mostravam mais espessas. Esse valor deve ser considerado somente como um indicativo da ordem de grandeza da pilha metassedimentar do Grupo Brusque, após o encurtamento e transformações metamórficas impostas pelas duas primeiras e principais fases de deformação. Por outro lado, a região estudada não representa uma seção completa deste Grupo.

As observações regionais obtidas nos perfis geológicos descritos anteriormente, somadas as informações do trecho Botuverã-Ribeirão do Cinema permitiram a elaboração do quadro litoestratigráfico da figura 10. A leitura desse quadro sugere que a sedimentação do Grupo Brusque teve início com o preenchimento de uma calha onde nas bordas norte e sul ter-se-ia uma sedimentação mais arenosa (Sequências Gaspar Alto e São João Batista) com vulcanismo associado que passaria rumo ao centro para uma alternância de ritmos arenosos e pelíticos (Sequência Botuverã). Em posição intermediária ocorreriam os termos pelito-psamíticos da sequência Ribeirão do Agrião. Na região central e no topo ter-se-ia

a Sequência Rio da Areia onde predominariam termos pelito-carbono-
sos com níveis arenosos e vulcanismo básico-ultrabásico associa-
do.

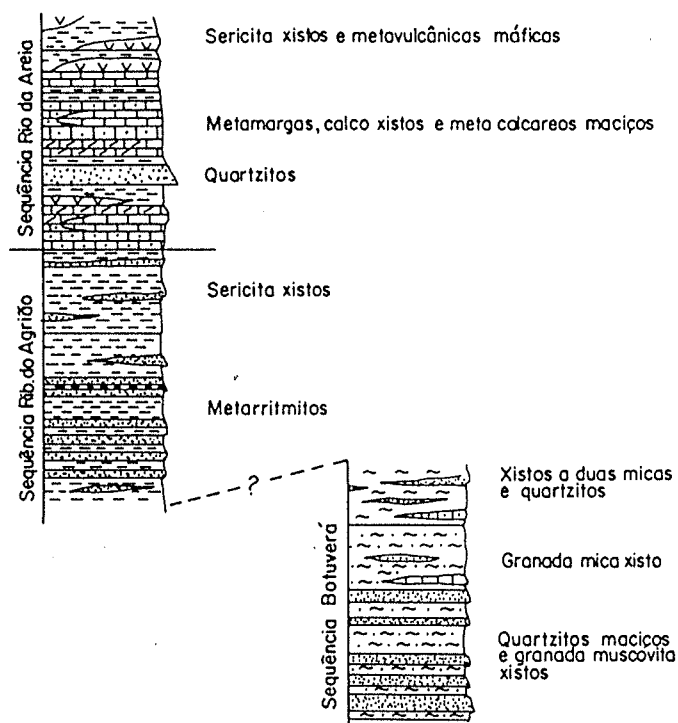


Fig. 9 -COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DO Gr. BRUSQUE ENTRE BOTUVERÁ E RIB. DO CINEMA (SC)

Grupo Brusque		
<u>Sequência Rio da Areia</u>		
Unidade Vulcano Sedimentar		
Unidade Psamo-Pelito Carbonática Superior		
Unidade Quartzítica		
Unidade Psamo-Pelito Carbonática Inferior		
<u>Sequência Ribeirão do Agrião</u>		
Unidade Psamo-Pelítica		
Unidade Psamítica		
Unidade Psamo-Pelito Rítmica		
<u>Sequência Gaspar Alto</u>	<u>Sequência Botuverá</u>	<u>Sequência São João Batista</u>
	Unidade Pelito Psamítica	
	Unidade Pelítica	
	Unidade Pelito Arenosa	
	Unidade Areno Pelítica	

Fig. 10 - Quadro litoestratigráfico esquemático do Grupo Brusque (SC).

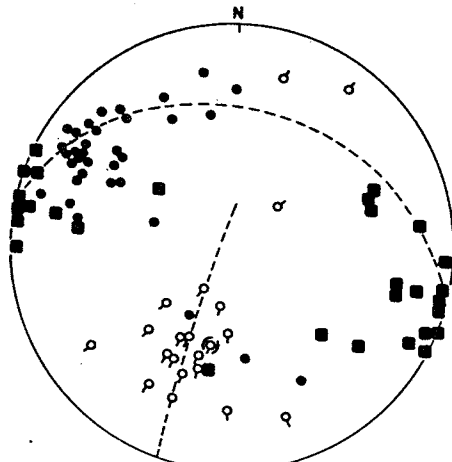


Fig. IIa - Dobramento da 3ª fase entre Rib. do Ouro e Barra do Areia

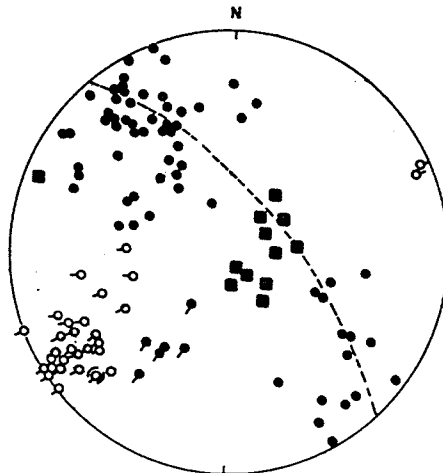


Fig. IIb - Dobramento D_2 no perfil do Rib. Agrião

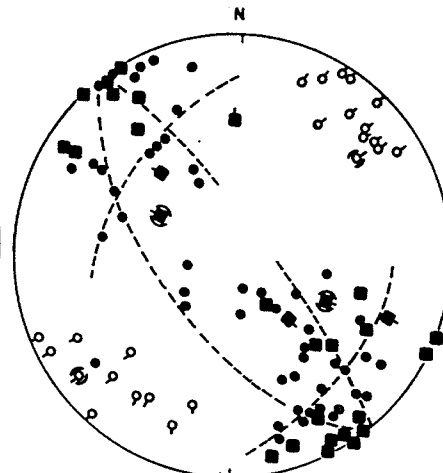


Fig. IIc - Interferência D_4 / D_3 entre Rib. Gabiroba e Rib. do Ouro

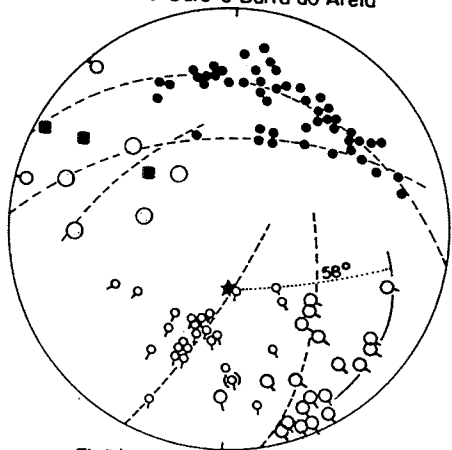


Fig. II d - Kincks conjugados D_3 em serciza quartzo xistos (Ribeirão do Agrião)

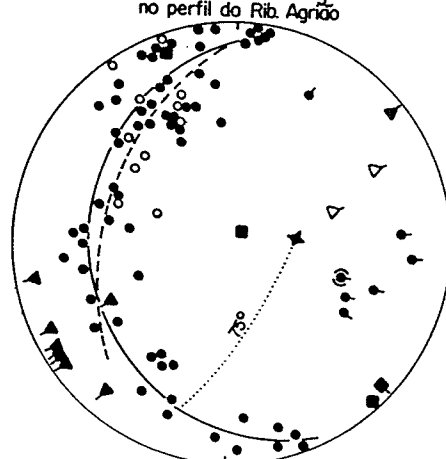


Fig. II e - Interferência D_3 e D_2 Pedreira Votorantim (Rib. do Ouro)

Fig. II - DOBRAMENTOS SUPERPOSTOS NO GRUPO BRUSQUE ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA

LEGENDA

- S_1
 - S_2
 - S_3
 - S_3
 - B_3
 - B_3
 - B_2
 - ▽ L_2
 - ▽ L_3
 - EIXO CONSTRUIDO
- } "KINCKS" CONJUGADOS

Principais Traços Estruturais

A orientação regional predominante no Grupo Brusque é NE, paralela ao alinhamento dos corpos granitóides e aos contatos geológicos mais importantes. Essa é também a direção da principal foliação observada nessas rochas, caracterizada como uma superfície S_2 de transposição.

No trecho mapeado pode ser caracterizado, como será visto mais adiante, uma evolução polifásica com quatro fases de dobramentos superpostos. Destas, as mais evidentes a nível de campo são as dobras da segunda e terceira fase. Esta última é responsável por grandes estruturas antiformais e sinformais, normais ou com caimento para noroeste, fato geralmente evidenciado por dobras parasitas. A nível de afloramento desenvolve, em geral, uma crenulação que pode evoluir para um "strain slip" ao longo da superfície S_3 . As fotos 3d e 3g e as figuras 15f, 15g e 15h mostram bons exemplos dessas dobras.

Os cortes geológicos inclusos no mapa do anexo 2, evidenciam uma grande estrutura sinformal da fase 3 que dobra regionalmente a superfície S_2 de transposição. Os estereogramas das figuras 11a, 11b e 11c efetuados em estruturas menores nos flancos dessa megadobra indicam respectivamente orientações axiais $S11W/54^\circ$, $S46W/20^\circ$ e $N50E/30^\circ$ (subordinadamente $S51W/11^\circ$). Em todos esses casos o dobramento é cilíndrico admitindo uma superfície S_3 plano axial com posição subvertical, com exceção do Ribeirão do Agrião (porção NW da área mapeada) onde esta tende a ser subhorizontal. Em vários desses estereogramas percebe-se uma dispersão das superfícies S_2 influenciadas pela quarta fase de deformação que tem orientação axial preferencial para SE: $S65E/52^\circ$; $S35E/64^\circ$; $S50E/34^\circ$ e $N68W/60^\circ$ (figura 11c).

Ao longo do perfil Barra do Areia - Ribeirão do Cinema efetuado na porção mais sudoeste do Grupo Brusque, já em parte recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (figura 12a), pode ser observado entre Barra do Areia e Areia Alta boas exposi-

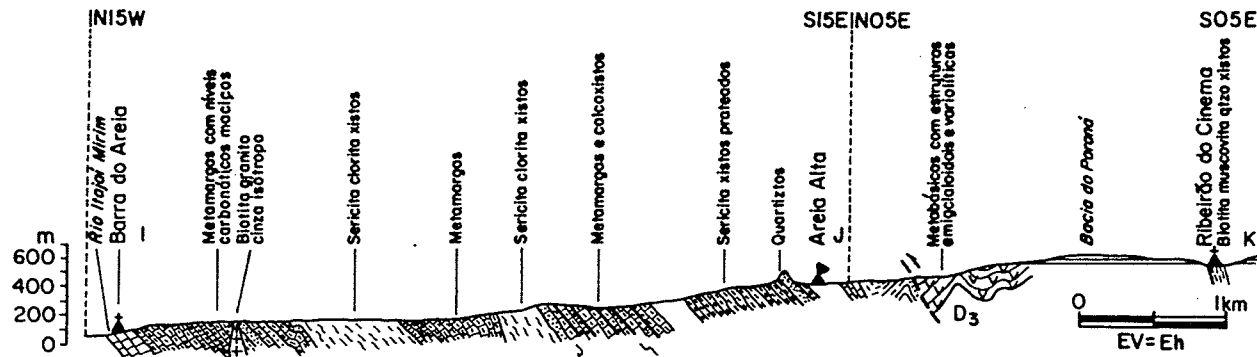


Fig.12a-PERFIL BARRA DO AREIA-RIBEIRÃO DO CINEMA (Grupo Brusque)

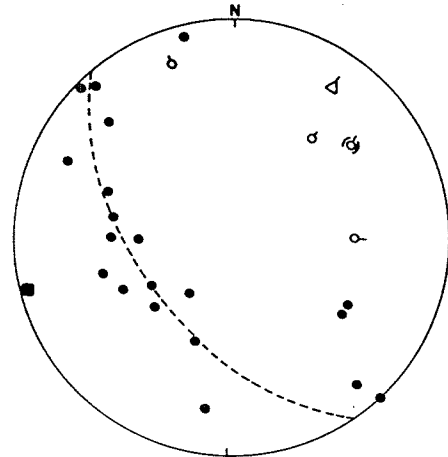


Fig.12 b -Dobramento D₃ nos meta-basitos do Rib.do Cinema

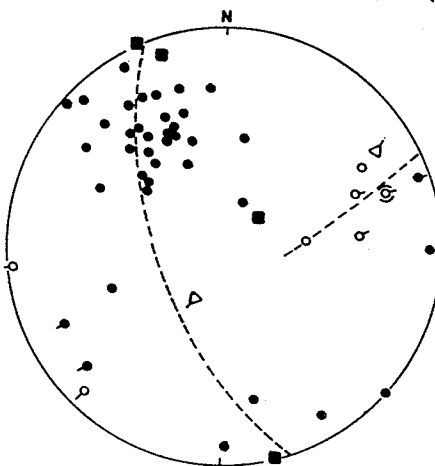


Fig.12c-Comportamento da foliação S₂ entre Barra do Areia-Areia Alta

LEGENDA

- - S₂
- - S₃
- △ - L₂
- - B₂
- - B₃
- - Eixo construido

Fig.12-CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS DA SEQUÊNCIA RIO DA AREIA (Gr. Brusque SC)

ções da Unidade Psamo Pelito Carbonática Inferior que mostra a repetição por três vezes de metamargas na base, sericita quartzoxisto e ortoquartzitos no topo. O primeiro nível inclui metamargas cinza com estratos de 2 a 10 cm de espessura, calco xistos muito foliados maciços, calcários violáceos finamente laminados e outros branco-leitosos, maciços com aspecto porcelânico e intercalações menores de sericita xistos. Níveis de calcários maciços ocorrem desde centimétricos a espessos bancos explorados comercialmente.

É possível que essa repetição não seja sedimentar e sim produto de dobramentos D_2 fechados com vergência para noroeste. Foram observadas algumas dobras parasitas, porém em número insuficiente para definir esse dobramento. De qualquer forma, trata-se de um expressivo pacote de rochas carbonáticas.

Entre Barra do Areia e pouco a sul de Areia Alta a foliação principal é uma S_2 de transposição ou de "strain slip" mais localizadamente uma S_1 de fluxo, nos níveis carbonáticos mais maciços. O conjunto de atitudes de S_2 mostra um dobramento cilíndrico D_3 com orientação axial B_3 construído de $N75E/26^\circ$ que é coincidente com os eixos B_2 medidos (Figura 12c). São frequentes dobras parasitas D_2 que sugerem uma vergência para noroeste de todo trecho norte do perfil.

Nas metabásicas da subunidade Ribeirão do Cinema a foliação principal é também uma S_2 de transposição evidenciando frequentemente charneiras da superfície S_1 dobrada. Nas intercalações de metapelitos vê-se "barras de quartzo" e "mullions" descontínuos alinhadas segundo L_2 , o mesmo ocorrendo com as estruturas fusiformes de imiscibilidade de líquidos magmáticos. A estrutura maior é uma antiforma D_3 , cilíndrica com orientação $N52E/35^\circ$ (Figura 12b).

Os sericita xistos próximos a confluência do Ribeirão do Agrião com o Rio Itajaí e também as rochas carbonáticas da pedra Votorantim, localizada no Ribeirão do Ouro, foram objeto de uma análise estrutural por causa das características es-

truturais desses afloramentos, bem como pela qualidade de suas exposições.

Na pedreira de calcários dolomíticos do Grupo Voto_rantim, dentro da Unidade Psamo Pelito Carbonática Inferior ocorrem boas evidências da superposição de dobramentos que afetam o Grupo Brusque. Trata-se de calcários escuros, maciços com níveis dolomíticos mais claros e intercalações de metamargas bege, calcocistos esverdeados igualmente maciços e sericita xistos com veios milimétricos descontínuos de quartzo. Inúmeros "sills" de metabásicas que chegam até 20 metros de espessura, distribuem-se por toda a pedreira.

A foliação paralela ao acamadamento é uma S_2 de transposição que mostra-se afetada por mega dobras da fase 3 com vergência para noroeste (foto 3a). Exibem frequentes raízes de dobras D_1 e D_2 (figuras 15a, 15b e 15e). A lineação L_3 , observada na superfície S_2 pela intersecção da clivagem de crenulação S_3 , tem atitude preferencial $S46W/8^\circ$. Foi caracterizada na parte sul da pedreira uma interferência D_3/D_2 que resultou em mega dobra cônica com abertura de 75° e caimento para SE (figura 11e). A orientação do eixo B_2 construído é $S77E/48$.

Nos sericita xistos da Unidade Psamo Pelítica da Sequência do Ribeirão do Agrião, foram observadas belos exemplos de interferência entre kincks D_3 conjugados (fotos 2a e 2b). No estereograma construído com dados coletados em um único afloramento pode-se verificar (figura 11d) que a superfície S_2 dobrada cilindricamente pela fase 3 admite um eixo B_3 construído $S25W/50^\circ$ que é bastante próximo da concentração dos eixos B_3 medidos, que se encontram dispersos ao longo da superfície S_3 plano axial. O outro conjunto de "kincks" que igualmente afeta a superfície S_2 e provavelmente representa o ramo abortado do sistema conjugado é pretérito ao anterior que predominou, sendo por este dobrado de maneira cônica com a geratriz caindo sobre a superfície S_3 anterior, caracterizando, desta forma, sua deformação nessa fase.

2.2. Aspectos Regionais

As observações efetuadas no trecho entre Botuverá e Ribeirão do Cinema, discutidas anteriormente, serviram de base para as principais conclusões apresentadas neste trabalho concernentes a litoestratigrafia e as características estruturais do Grupo Brusque. Elas se mostraram regionalmente válidas sendo reconhecidas em vários perfis efetuados em outras localidades onde metassedimentos equivalentes foram analisados.

Os perfis efetuados ao longo do Rio Gaspar e nos trechos entre Guabiruba - N. Itália e S.J. Batista - Tijipiô completam uma seção transversal e contínua de todo o Grupo Brusque em sua parte central. No primeiro foram examinados os metassedimentos da porção setentrional, e no último foi estudado o segmento a sul do batólito Valsungana, já no trecho Guabiruba-Nova Itália foram observadas as rochas nas imediações de Brusque.

O perfil Gaspar Alto apresentado na Figura 6, já foi abordado durante a discussão da Faixa Ribeirão da Prata, sendo constituído basicamente por um conjunto de quartzitos, quartzos xistos e metaritmitos. Na porção sudeste predominam metagrauvas e metavulcânicas ácidas. A foliação principal é uma S_2 que desenha megadobras geradas durante a terceira fase de dobramento do cinturão.

Perfil Guabiruba-Nova Itália

Na cidade de Guabiruba e em seus arredores ocorrem bons afloramentos de um biotita granitóide grosseiro com megacristais de feldspato microclínio branco numa matriz grosseira com quartzo, biotita e plagioclásio (como constituintes principais). A foliação é marcante, regular e definida também pelo alinhamento dos megacristais apresentando uma orientação preferencial N65E/35NW (Figura 13b). São frequentes veios quartzo feldspáticos isótopos igualmente grosseiros, com espessuras variáveis em torno de 10 cm.

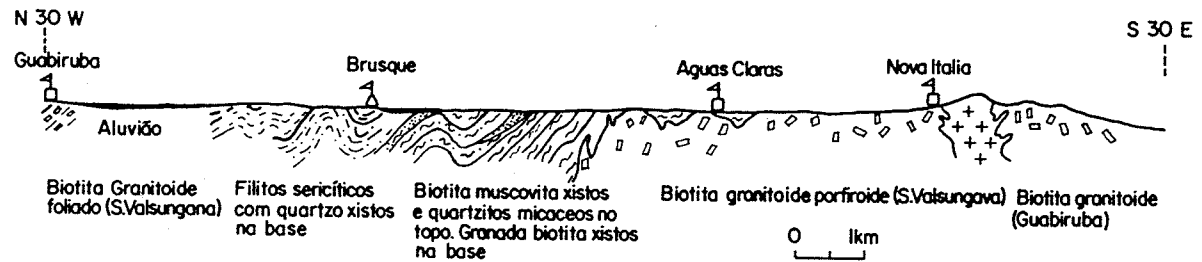


Fig. 13a-PERFIL GEOLÓGICO GUABIRUBA - NOVA ITALIA

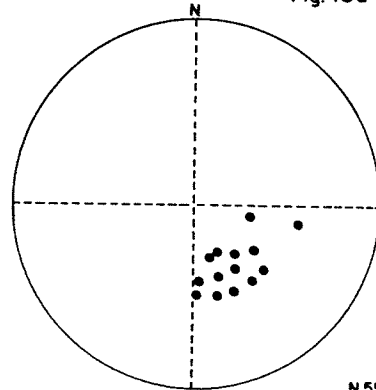


Fig. 13b-Foliação S₁ no granitoide Valsungava da região de Guabiruba

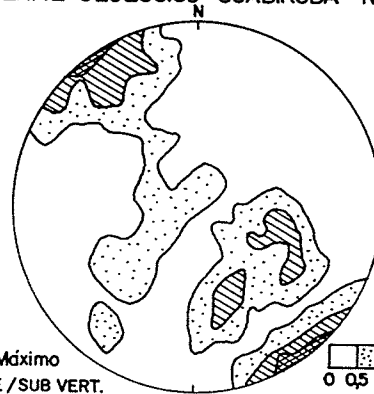


Fig. 13c-Diagrama de Frequência da foliação S₂ no perfil acima

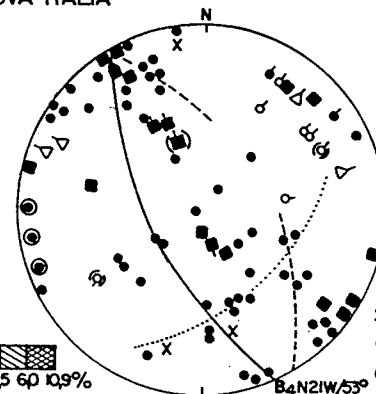


Fig. 13d-Dobramentos superpostos trecho Guabiruba - Nova Italia

Fig. 13 -CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO -ESTRUTURAIS DO GRUPO BRUSQUE NA REGIÃO HOMONIMA (SC)

Após um trecho com cerca de 2 km de aluvião tem-se um conjunto de sericita xistos maciços que intercalam quartzo xistos finos e quartzitos. Esse pacote volta a ocorrer na cidade de Brusque onde inclui termos mais pelíticos com filitos sericíticos cinza prateados com bandas de filitos gráfitosos cinza escuros. Em núcleo de uma antiforma tem-se um outro pacote, mais grosseiro, onde predominam sericita quartzitos, quartzo xistos e lentes quartzíticas. A sul da cidade, logo após um novo trecho de aluvião tem-se um pacote de biotita muscovita xistos com intercalações frequentes de quartzitos maciços a micáceos que está sobreposto a um pacote mais espesso de biotita xistos (localmente a granada) e com forte impregnação por óxido de manganês (Figura 13a).

O contato do granitóide Valsungana com o Grupo Brusque é claramente intrusivo sendo observado um endurecimento dos xistos nas bordas do granito e veios deste cortando os metassedimentos. Desde o contato até a localidade de Águas Claras são comuns enclaves e xenólitos de biotita xistos dentro do corpo granítico. Este é um biotita (muscovita) granito porfiróide mineralogicamente semelhante ao outro corpo da mesma Suite Valsungana observado na localidade de Guabiruba e descrito no início do perfil. Na localidade de Nova Itália é observado um stock de um biotita granito isótropo cinza médio, que nitidamente corta o Granito Valsungana e que possui xenólitos do mesmo e dos metassedimentos do Grupo Brusque.

É possível que os sericita-xistos e quartzitos finos que ocorrem a norte de Brusque representem uma seqüência metassedimentar diferente dos micaxistos e quartzitos que aparecem desde o sul dessa cidade até o contato com o granitóide Valsungana. Provavelmente os primeiros representam a continuidade nessa área da Seqüência Ribeirão do Agrião sendo que os demais seriam correlacionáveis à Seqüência Botuverá. No caso dessas considerações virem a serem confirmadas, o perfil Guabiruba-Nova Itália traria solução ao problema pendente da indefinição litoestratigráfica da Seqüência Botuverá na área homônima, atribuindo-lhe uma posição

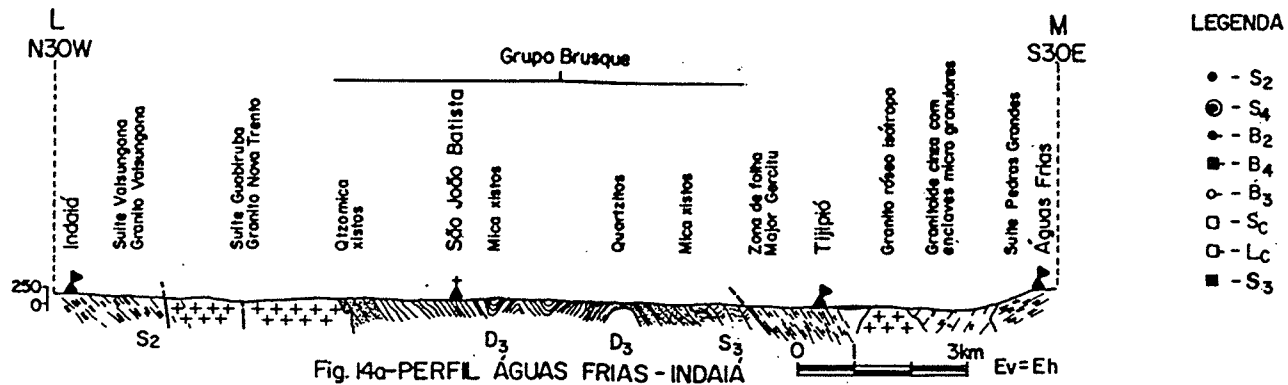
basal a Sequência Ribeirão do Agrião.

Em quase todos os afloramentos estudados pode-se verificar que a superfície principal é uma segunda foliação que transpõe uma xistosidade pretérita (S_1). Essa superfície S_2 mostra-se ao longo do perfil, com atitude média N55E/ subvertical (Figura 13c), que é afetada por dobras cilíndricas normais, em geral com uma superfície de crenulação S_3 paralela ao plano axial com orientação B_3 construído de N60E/24° (Figura 13d). Concordante com os valores medidos. Uma orientação secundária pode ser obtida com mesma direção da anterior, porém com caimento moderado em sentido oposto. A ligeira dispersão dos eixos B_3 medidos é atribuída em parte às características desses dobramentos, mas principalmente ao fato desta fase deformacional já encontrar rochas previamente dobradas e portanto com superfícies em diferentes orientações espaciais. Verifica-se igualmente uma dispersão dos polos de S_2 e S_3 reativados por um dobramento D_4 com orientação N21/53° que se manifesta a nível de afloramento por uma crenulação S_4 .

As poucas medidas de S_1 mostram-se dispersas em meio aos polos das superfícies S_2 ocorrendo igualmente uma boa concordância entre as lineações L_2 (S_1/S_2) e eixos B_2 com os eixos B_3 corroborando as sugestões observadas em inúmeras estereogramas de uma coaxialidade entre essas fases.

Perfil Águas Frias - Indaiá

Como foi apresentado anteriormente o Grupo Brusque é separado em duas áreas distintas pelo batólito do Granitóide Valsungana. As rochas da porção sul constituem a sequência São João Batista que no trecho do perfil entre Indaiá e Águas Frias mostra a seguinte coluna: em posição basal ocorrendo em núcleo de uma antiforma na parte central do perfil e também em sua borda noroeste já junto ao granito de Nova Trento, tem-se um pacote de quartzitos brancos acinzentados placóides a máficos que passam transicionalmente para quartzito xistos. Os mica xistos do topo são pelíticos e mostram intercalações de quartzito



LEGENDA

- - S₂
- ⊙ - S₄
- ⊖ - B₂
- - B₄
- ⊕ - B₃
- - S₃
- ⊔ - C
- - S₃

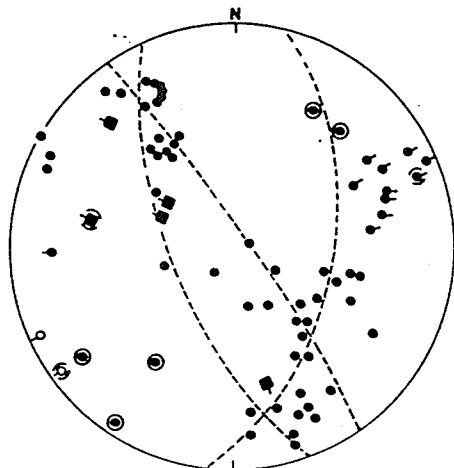


Fig. 14b - Dobramentos superpostos no Grupo Brusque entre Tijipió e São João Batista.

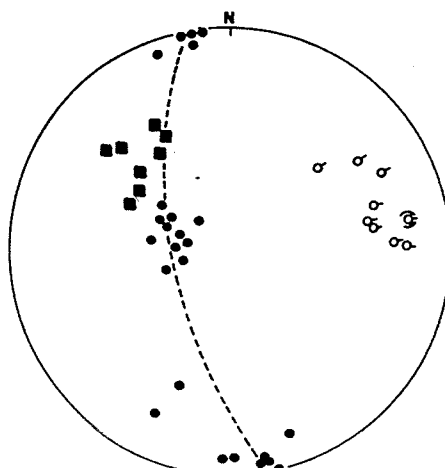


Fig. 14c - Megadobra D₃ próximo a zona de falha de Major Gercino

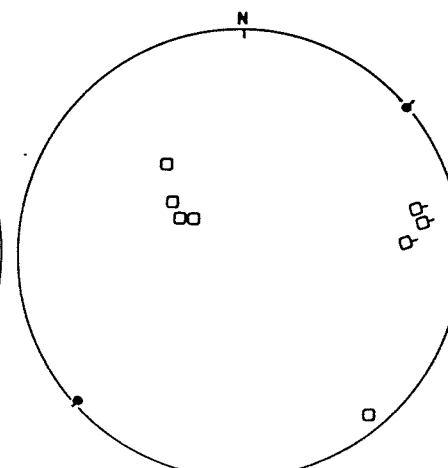


Fig. 14d - Zona de falha de Major Gercino

Fig. 14 - CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS E ESTRUTURAIS DO GRUPO BRUSQUE A SUL DO BATOLITO VALSUNGANA

xistos, metarritmitos centimétricos e metabásicas xistificadas (Figura 14a).

O contato sul do Grupo Brusque é marcado pela zona de falha de Major Gercino que nas proximidades de Tijipió tem características de falha inversa, com mergulhos de 20 a 60° para SE, com uma movimentação para noroeste e colocando os granitóides do Complexo Granito-Migmatítico sobre os metassedimentos. Essa falha desenvolve uma zona de cataclase com cerca de 1.000 metros de largura onde são observados milonitos a blastomilonitos, estes últimos representados por augen gnaisses com cristais de feldspato estirados (com 1 a 2 centímetros) e quartzo flaser numa matriz cinza fina milonítica. A foliação cataclástica S_c orienta-se para NE com mergulho médio para sudeste e os porfiroclastos de feldspato mostram um estiramento preferencial L_c , com caimento para leste, cerca de 45° oblíquos a foliação S_c (Figura 14d). A foliação S_c é uma feição superimposta a uma superfície pré-existente que nas faixas protomiloníticas pode ainda ser observada e onde desenvolve uma lineação NE de intersecção.

A sul da zona de falha e logo após pequeno trecho com aluviões tem-se um granito róseo isótopo alaskítico que afeta um granitóide cinza, levemente foliado com esparsos megacristais de feldspato branco mostrando enclaves microgranulares de composição intermediária. Esse granitóide parece cortar outro, mais a sul, que é constituído por um granito grosseiro foliado, com pouco máfico; e com megacristais centimétricas de feldspato róseo numa matriz grosseira preferencialmente quartzo feldspática.

Na outra extremidade do perfil os metassedimentos são intrudidos pelo Granito Nova Trento de suite Guabiruba que é um biotita granito cinza médio equi a inequigranular, isótopo, com facies a duas micas e facies mais rosados e que faz contato por falha com o Granitóide Valsungana. Este último mostra sempre megacristais de feldspato branco, ocasionalmente rosado, e com 2 a 4 centímetros de tamanho (chegando até 6 centímetros). Em geral a foliação é evidente ocorrendo, entretanto, porções com alta concentração de megacristais onde o granitóide torna-se i-

sótropo (Foto 5c).

A superfície principal que se encontra dobrada é uma foliação S_2 de transposição, dificilmente caracterizada nos níveis quartzíticos. A estruturação é conferida por sucessivas sinformas e antiformas D_3 , amplas, normais e cilíndricas com orientação axial S55W/6°. Essas dobras são mais apertadas para sudeste onde nas proximidades da falha de Major Gercino formam dobras inversas, com clara vergência para noroeste. A figura 14c mostra o comportamento cilíndrico dessas estruturas com orientação (B_3 construído) de N80E/20°. O incremento da deformação D_3 próximo a zona de falha sugere que o lineamento Major Gercino teria sido reativado como falha inversa durante o desenvolvimento dessa fase deformacional.

No flanco norte da antiforma D_3 desenhada pelo quartzito ocorrem boas exposições de dobras parasitas em "S" que admitem uma clivagem S_2 como plano axial (D_2). Esta clivagem está afetada por uma fase de "kincks" (D_4) que tem orientação N79W/36° (B_4). Essa superposição de deformações está representada no estereograma da Figura 14c.

3. Dobramentos Superpostos

A identificação do número e a caracterização geométrica de cada uma das fases de dobramento que afetaram o Grupo Brusque teve como interesse principal a aplicação adicional de uma ferramenta cujos resultados são de grande importância para a compreensão da evolução geológica de um cinturão.

A seqüência das deformações impressa nos metassedimentos e em parte das rochas magmáticas que os afetaram foi reconhecida, bem como estabelecida durante os trabalhos de campo, sua cronologia relativa. Os estudos estatísticos e geométricos posteriormente efetuados somente caracterizaram as orientações espaciais e permitiram uma idéia melhor dos mecanismos geradores de deformação. A sucessão das deformações foi estabelecida considerando-se para tal as relações entre as diferentes superfícies que se cortavam ($S_0, S_1, S_2 \dots$ com os números maiores indi-

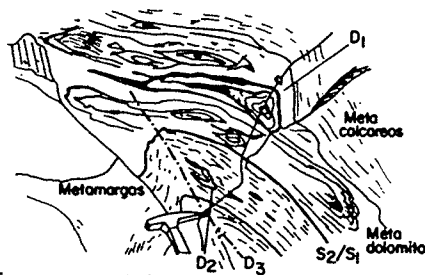


Fig. 15a- Superposição de dobramentos em rochas carbonáticas. Pedreira Votorantin

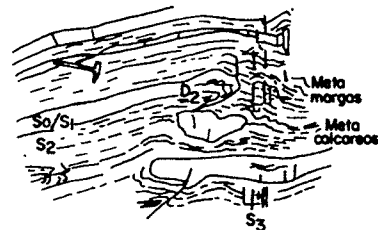


Fig. 15 b- Dobramento e transposição D2 com superposição D3. Rio de Areia

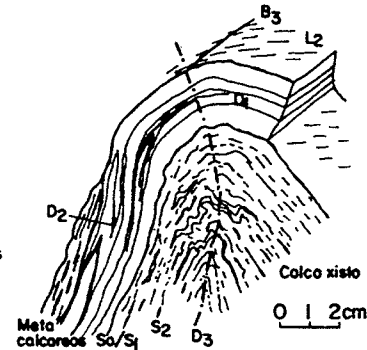


Fig. 15 c- Superposição de dobramentos em rochas carbonáticas. Pedreira Votorantin



Fig. 15 d- Dobramento D2 em biotita muscovita xistos e veios de quartzo leitoso sin S1. Região de Figueiras

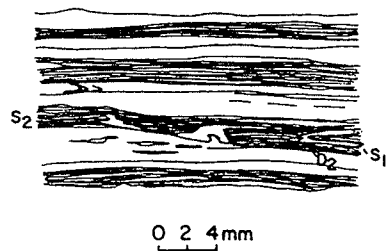


Fig. 15 e- Microdobramento intrafoliar D2 em bandas carbonáticas. Pedreira Votorantin.

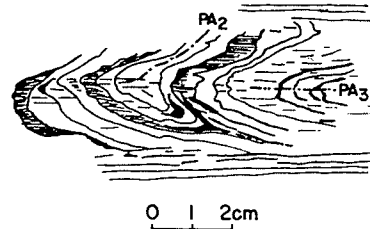


Fig. 15 f- Interferência do tipo 3 (D3/D2) intrafoliar em bandas calcossilíceas Rio da Areia.



Fig. 15 g- Foliação S3 de "Strain Slip" em biotita xistos. Região de Figueiras

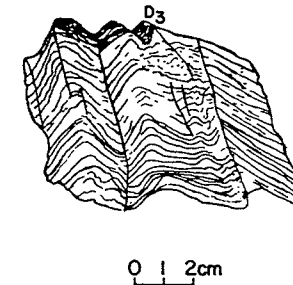


Fig. 15 h- "Kincks" D3 em metassiltitos do Ribeirão do Agrião.

Fig. 15 DOBRAMENTOS SUPERPOSTOS EM METASSEDIMENTOS DO GRUPO BRUSQUE ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA (SC)

cando superfícies mais jovens), bem como com a caracterização da fase da dobra observada, realizada a partir da identificação da superfície afetada, da forma, do estilo e das estruturas menores associadas ao dobramento em questão.

Em todos os locais estudados, e em particular no trecho entre Botuverá e Ribeirão do Cinema, a principal feição planar observada dos metassedimentos é uma foliação S_2 de transposição reconhecida no campo e confirmada ao microscópio. Ela é facilmente caracterizada nos níveis pelíticos e mais dificilmente nos quartzitos e nas rochas carbonáticas maciças. A superfície S_1 , que está transposta internamente a essa foliação principal, é frequentemente observada como resquício de uma xistosidade pretérita, quase, ou totalmente obliterada pelo desenvolvimento da S_2 . Em alguns locais foram observadas interferências do tipo 3 entre D_1 e D_2 sugerindo que essas fases seriam coaxiais.

Na figura 15 estão exemplificados inúmeros casos a nível de afloramento, amostra de mão e lâmina delgada, de diferentes situações relacionadas à superposição de dobramento no Grupo Brusque. Nas figuras 15b e 15d vê-se a superfície S_2 , em diferentes etapas, transpondo bandas mais competentes (paralelas a superfície S_1) constituindo charneiras D_2 . No exemplo 15e podem ser vistas microdobras isoclinais intrafoliares D_2 que indicam a intensidade com que essa fase atuou.

O dobramento D_3 tem na crenulação sua expressão maior a nível de afloramento. O esquema da figura 15h é um exemplo típico de "kincks" relacionados a essa fase. A superfície S_3 que nesse caso não é bem desenvolvida pode, no entanto, evoluir para uma clivagem de crenulação como sugerido na figura 15g. Ainda nessa última figura, pode-se verificar, em detalhe, uma interferência D_3/D_2 do tipo 3, que, de modo análogo a relação D_2/D_1 sugere uma homoaxialidade para essas fases. Essa indicação é reforçada por observações em vários outros locais como apresentado na figura 15f.

Na análise estrutural efetuada na pedreira Votoran

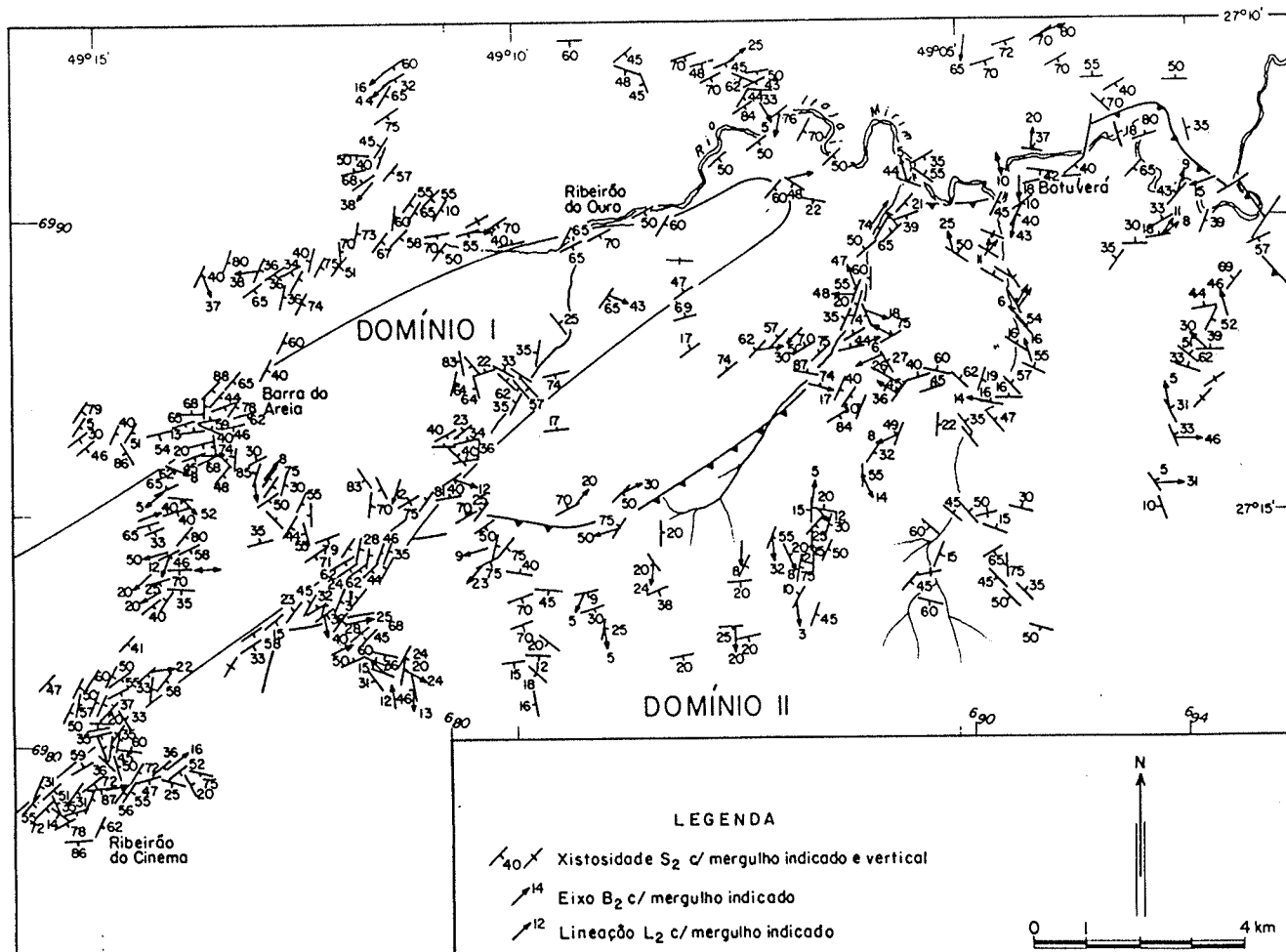


Fig.16 - ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA SEGUNDA FASE DE DOBRAMENTO NA REGIÃO ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA

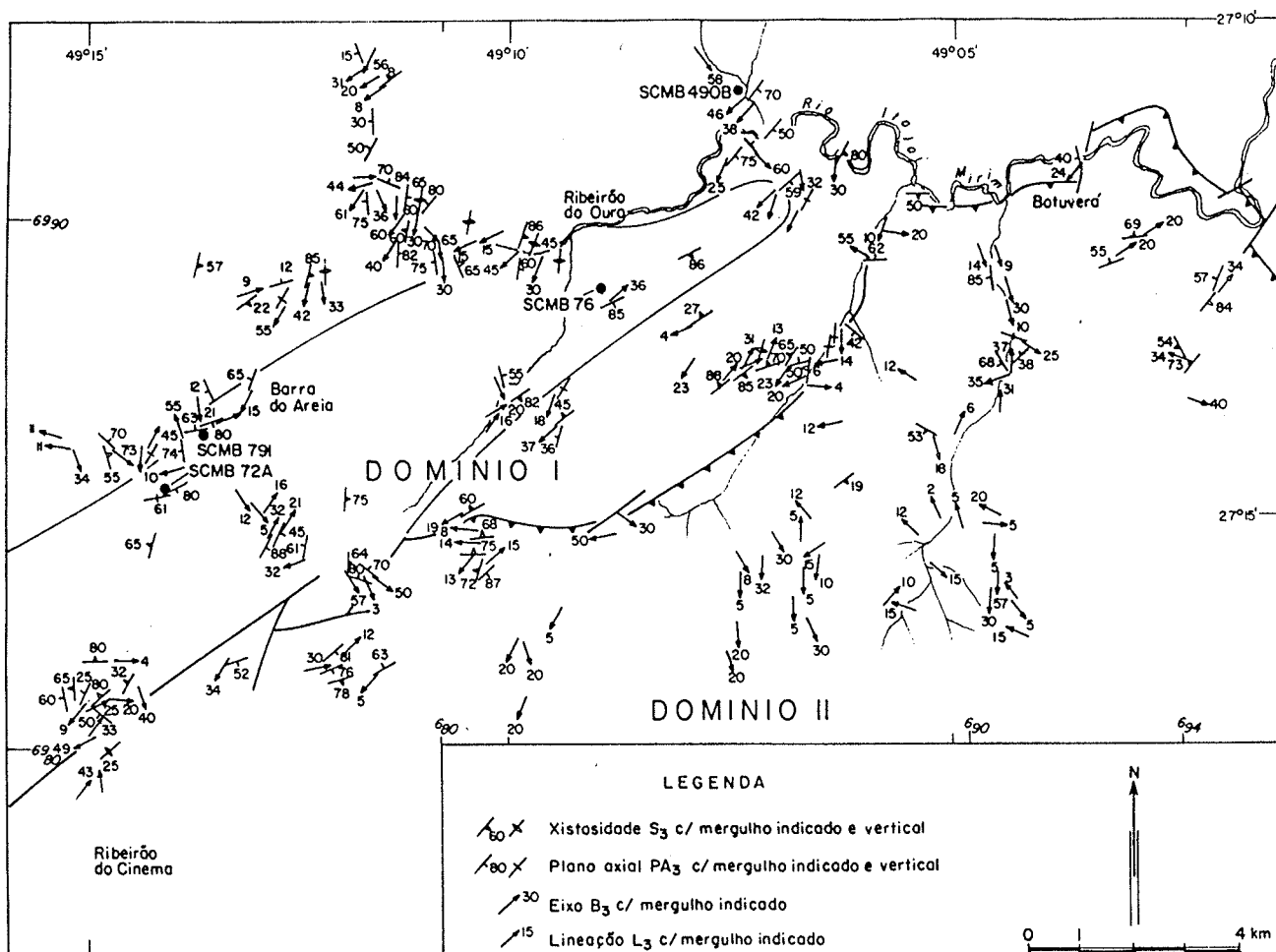


Fig.17 - ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA TERCEIRA FASE DE DOBRAMENTO NA REGIÃO ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA

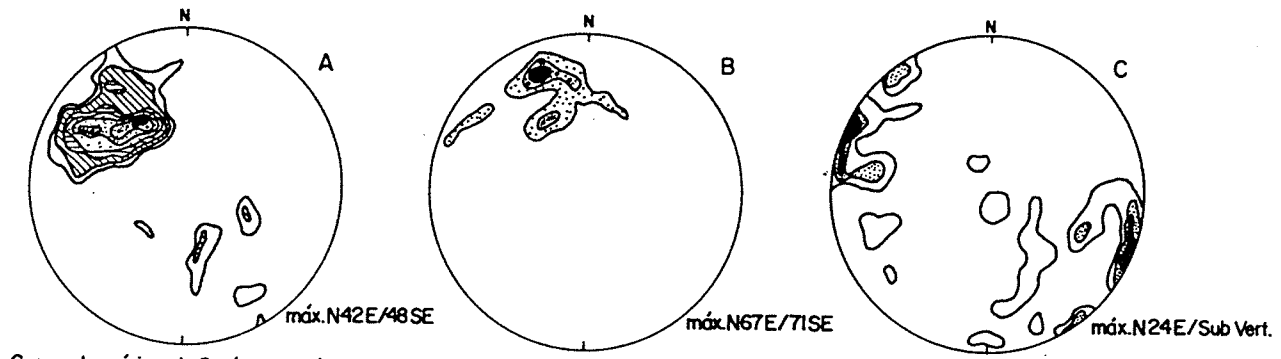
tim, já discutida anteriormente, foi caracterizada uma interferência D_3/D_2 representada por uma megadobra sinformal. São frequentes as indicações das diferentes fases superpostas que se manifestam, em geral, por charneiras intrafoliares de superfícies anteriores transpostas e redobradas. Feições estruturais semelhantes estão representadas nas Figuras 15a e 15c obtidas na mesma localidade. Podem ser verificadas dobras D_1 com charneiras muito espessadas e alongadas e com flancos adelgaçados e curtos. Os eixos B_1 , de atitudes diversas não concordaram com os eixos B_2 e B_3 medidos. De modo análogo, foram observadas inúmeras charneiras D_2 , isoladas ou não, que foram afetadas, como todo o conjunto, pelo redobramento D_3 .

Características dos Redobramentos D_2 e D_3 no trecho Botuverá-Ribeirão do Cinema

Nas Figuras 16 e 17 estão representados os elementos estruturais da segunda e da terceira fases de dobramento que afetaram o Grupo Brusque. Estão plotados somente uma única atitude para cada elemento, das inúmeras medidas obtidas, para cada afloramento visitado. Essa precaução foi tomada para se evitar uma distorção nos resultados que seria introduzida pela distribuição heterogênea do número de medidas.

Para o tratamento estatístico a região foi dividida em dois domínios separados em quase toda sua extensão pelo falhamento de empurrão do Ribeirão Gabiroba. No domínio I estariam agrupadas as rochas de baixo grau metamórfico representada pela Sequência Rio da Areia e Ribeirão do Agrião. O domínio II, situar-se-ia a este da falha do Gabiroba tendo como litologia predominante os micaxistos granatíferos da Sequência Botuverá regionalmente no facies xisto verde alto.

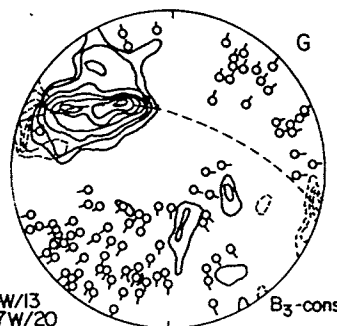
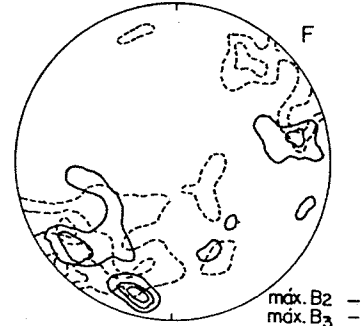
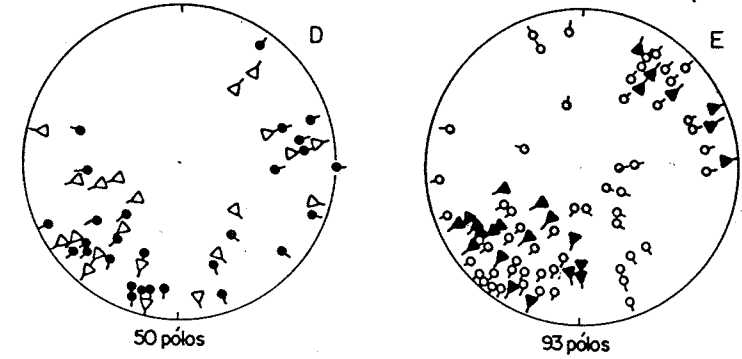
Verifica-se no domínio I que o comportamento da foliação S_2 tem, em sua porção sudoeste a sul do Ribeirão do Ouro, uma orientação marcante N42E/48SE definida pelo agrupamento das curvas de máximos (Figura 18a). Na porção NE a norte de Botuverá essas superfícies sofrem um inflexão adquirindo uma a-



Curvas de máximo de S_2 (sudoeste) de 2 em 2, a partir de 4% total de pólos 200

Curvas de máximo de S_2 (nordeste) de 2 em 2, a partir de 2% total de pólos 30

Curvas de máximo de S_3 , de 2 em 2 a partir de 2% total de pólos 79



- LEGENDA
- B_2
 - ▼ L_2
 - B_3
 - ▲ L_3
 - () EIXO CONSTRUIDO

Curvas de máximo de B_2 (linha cheia) e B_3 (linha interrompida) de 2 em 2, a partir de 2%

INTEGRAÇÃO
Curvas de máximo de S_2 (linha cheia)
Curvas de máximo de S_3 (linha interrompida)

Fig. 18 - ESTEREOGRAMAS DO DOMÍNIO I

titude N67E/71SE (Figura 18b). A superfície S_2 , em todo o domínio I, já que o número insuficiente de dados não permitiu um análise em áreas específicas (Figura 18c), apresentou uma orientação preferencial N24E/subvertical. Os elementos lineares da fase 2 apresentaram uma tendência de orientação NE-SW (Figura 18d), que é acompanhada de forma mais acentuada pelos eixos e lineações da terceira fase (Figura 18e). A Figura 18f mostra claramente a coincidência dos máximos de B_2 e B_3 concentrados no quadrante SW, caracterizando a quase homoxialidade entre essas fases. A integração desses estereogramas (Figura 18g) reafirma a superposição dos dobramentos D_3 sobre as fases anteriores sendo marcante o posicionamento das superfícies S_3 plano axialmente ao dobramento, fato evidenciado pela guirlanda que passa pelos máximos de S_2 e admite um eixo B_3 construído S16W/30 que se posiciona coincidentemente com os eixos dessa fase medidos no campo.

Para o domínio II foi aplicado o mesmo tratamento anterior que, nesse caso, apresentou resultados menos conclusivos porém igualmente interessantes. A superfície S_2 tem atitude preferencial N35W/14NE (Figura 19a) o que lhe confere além de uma orientação bem diferente do domínio I, também uma inclinação bem menos acentuada. Essa tendência à horizontalização não é seguida pela superfície S_3 que apresenta direções próximas a N40E com mergulhos altos caindo para NW (Figura 19b). Parte dessas superfícies S_3 , apresentam, entretanto, importante dispersão com direção NW e caimento moderado para SW. Os elementos lineares das duas fases mostram uma grande dispersão principalmente para os eixos B_2 e para as lineações de intersecção L_2 , havendo uma tendência dos elementos B_3 e L_3 em se orientarem próximos a NNE e SSW (Figuras 19c e d). O estereograma de integração (Figura 19e) mostra claramente a dificuldade de se interpretar no domínio II a superposição regional D_3/D_2 sendo marcantes o baixo ângulo de mergulho da superfície S_2 , e a dispersão das superfícies S_3 e dos eixos B_3 .

As diferenças observadas nos estereogramas de integração dos dois domínios são muito grandes para serem atribuídas a um número insuficiente de dados no domínio II. Na opinião do autor, os resultados do domínio I refletem um comportamento re

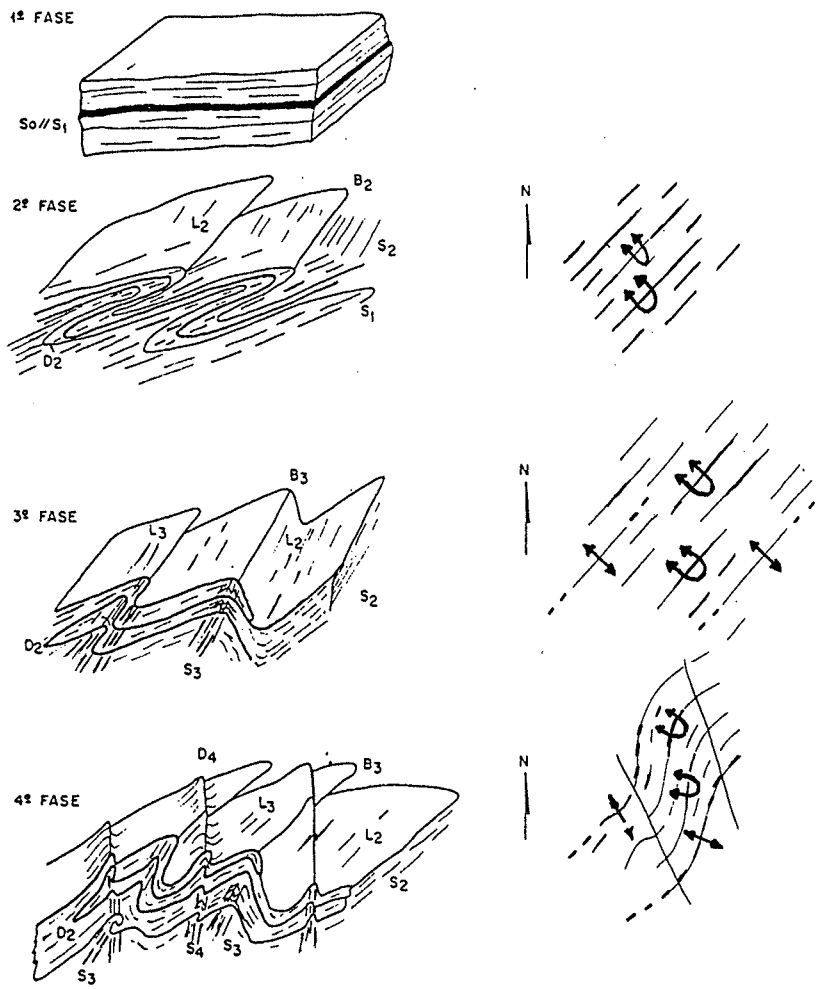
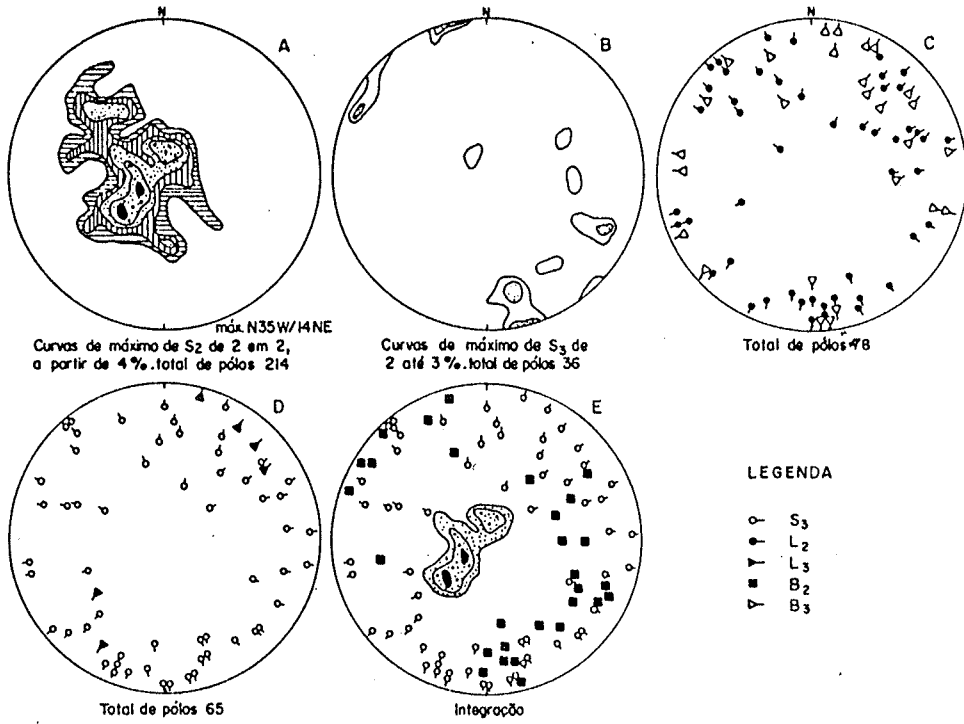


Fig. 19F-ESQUEMA DO COMPORTAMENTO ESPACIAL DAS DIVERSAS FASES DE DEFORMAÇÕES SUPERPOSTAS. GRUPO BRUSQUE (SC).

gional relacionado exclusivamente aos dobramentos enquanto que, no segundo caso é possível que os empurrões caracterizados na Sequência Botuverá tenham influenciado decisivamente na dispersão dos elementos estruturais. Além disso, é juntamente na região próxima a Botuverá que ocorre a mudança mais acentuada na orientação das estruturas que de NNE passam para ENE (Figuras 16 e 17). É possível que esta virgação esteja relacionada a megadobras, descontínuas e tardias de uma quarta fase de dobramento que seria a responsável pela modificação introduzida no padrão de deformação observado na porção sudoeste do Domínio I, entre Ribeirão do Ouro e Ribeirão do Cinema.

Em síntese, algumas conclusões podem ser obtidas a partir dos dobramentos superpostos:

- a geometria do dobramento D_1 gerador de uma intensa xistosidade de fluxo S_1 observada com frequência em todas as unidades metassedimentares não pode ser reconstruído em função da intensidade dos dobramentos posteriores. Em função destes serem cilíndricos é provável que a posição de S_1 quando desses dobramentos fosse subhorizontal associada a dobras recumbentes. As raras feições observadas como interferências do tipo 3 com a fase 2 sugerem que estas fases sejam homoaxiais.

- a fase D_2 desenvolveu uma superfície S_2 de transposição com megadobras indicando clara vergência para noroeste. Essa fase foi bastante intensa com importante componente horizontal sugerida pelos dobramentos cilíndricos da 3a. e 4a. fases superimpostas a ela. As rochas granitóides da Suite Valsungana bem como o Complexo Migmatítico tem essa foliação S_2 como superfície preferencial.

- a terceira fase é percebida em afloramentos por "Kincks" com orientação NE-W. Frequentemente desenvolvem megadobras como as descritas na Pedreira Votorantin. As superfícies S_1 e S_2 em quase todos os estereogramas analisados admitem dobramentos cilíndricos dessa fase. Ela é a mais evidente, sendo responsável

por grandes dobramentos, em geral cilíndricos, normais ou com vergência para noroeste e que admitem uma clivagem de crenulação S_3 como plano axial que localmente evolui para uma superfície de transposição. A primeira fase de deformação do Grupo Itajaí deve corresponder a essa terceira fase do Grupo Brusque que está também relacionada com o escalonamento das grandes falhas inversas que colocam o Complexo Granito-Migmático sobre o Grupo Brusque e este sobre a Faixa de Anatexitos Ribeirão da Prata e sobre o Grupo Itajaí.

É suspeitada a existência de uma quarta fase de deformação afetando esses metassedimentos. Algumas indicações sugerem a existência dessa fase a qual corresponderiam grandes virgações descontínuas orientadas aproximadamente NNW. São elas:

- a terceira fase de deformação é muito intensa para que ela represente a derradeira deformação dessas rochas;

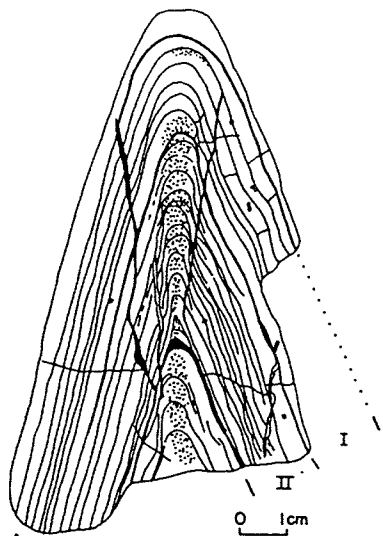
- a existência localizada de "kincks" conjugados orientados $S9W/22^\circ$ afetando a superfície S_2 e não relacionados a terceira fase;

- a existência no Grupo Itajaí de uma deformação com orientação NS correspondendo a dobras que afetam a fase anterior que é correlacionada com a terceira fase de deformação do Grupo Brusque representando, portanto, uma quarta fase a nível do Cinturão.

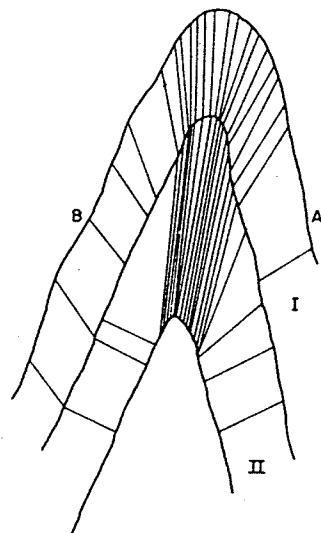
Na Figura 19f estão representadas, de forma esquemática, as diversas fases deformacionais que afetaram o Grupo Brusque.

4. Considerações Sobre a Nomenclatura das Dobras e o Mecanismo de Deformação

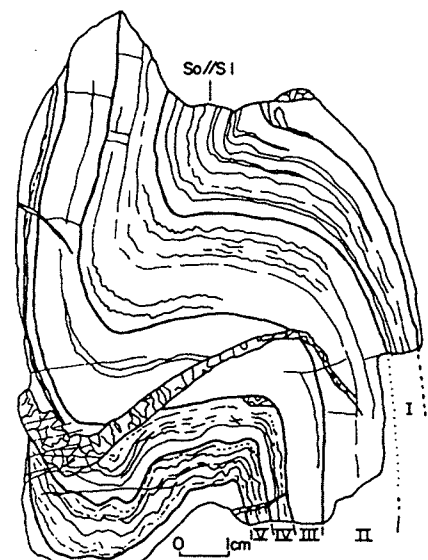
Com o objetivo de se classificar e reconhecer o mecanismo de deformação gerador das dobras observadas no trecho Botuverá-Ribeirão do Cinema, foram escolhidas algumas amostras representativas das rochas da região, para serem analisadas



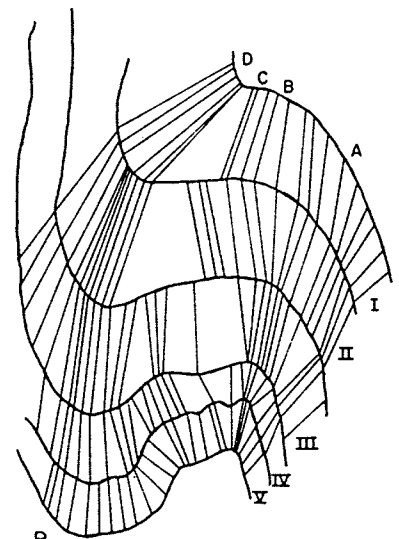
A
Amostra 72, corte segundo plano AC. Sericita xisto com recristalização de quartzo na zona de charneira (pontilhada). Observar veios e fraturas deslocados pelo movimento diferencial entre as camadas adjacentes



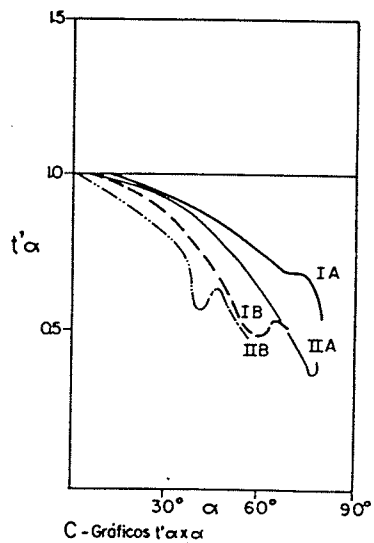
B
Representação das isógonas de mergulho. Níveis individualizados segundo diferenças de competência



A
Amostra 76, corte segundo plano AC de dobras em melacalcária dolomítica e metamargas. Observar fratura preenchida por quartzo dobrada (deformação progressiva)

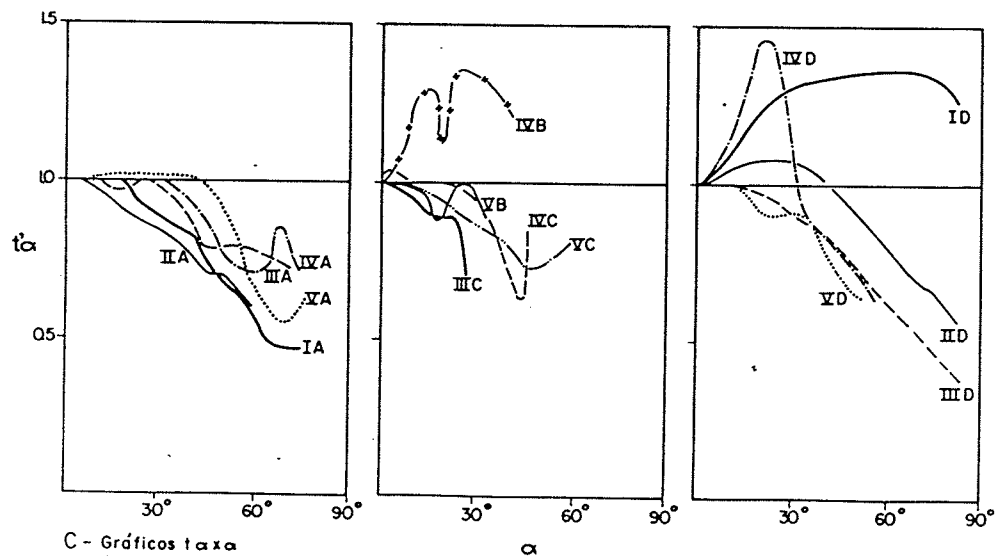


B
Representação das isógonas de mergulho. Níveis individualizados segundo diferenças de competência.



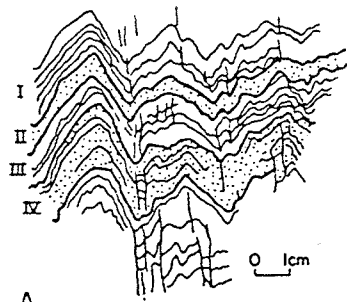
C - Gráficos t'_{α}

Fig.20-ANÁLISE DA DOBRA 72 SEGUNDO MÉTODO DE ISÓGONAS (Ramsay, 1967)

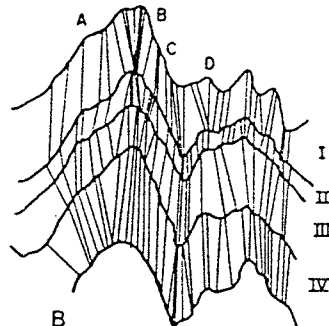


C - Gráficos t'_{α}

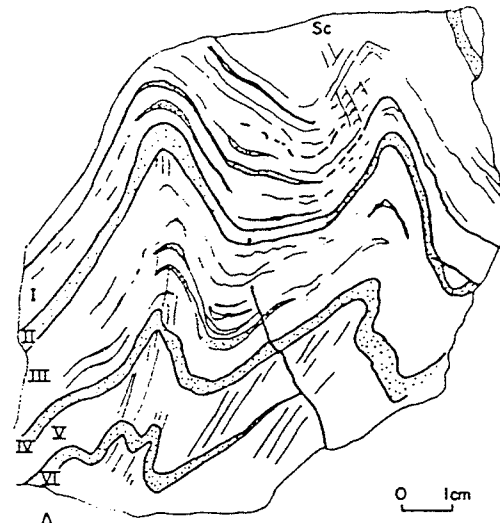
Fig.21-ANÁLISE DA DOBRA 76 SEGUNDO MÉTODO DE ISÓGONAS (Ramsay, 1967)



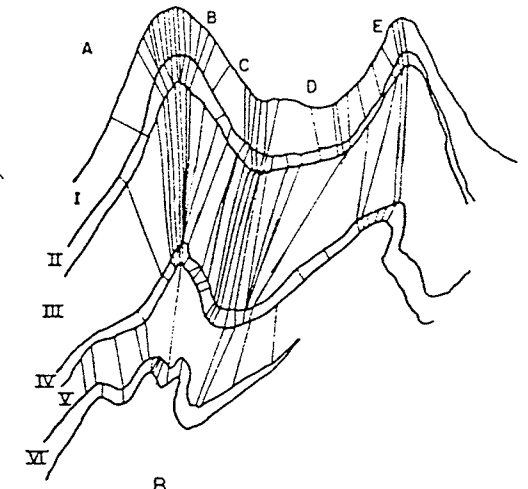
A
 Amostra 490B, corte segundo plano AC. Alternância centimétrica e milimétrica de níveis quartzíticos (pontilhado) e níveis de biotita muscovita zista. Observar a foliação "strain slip" plano axial.



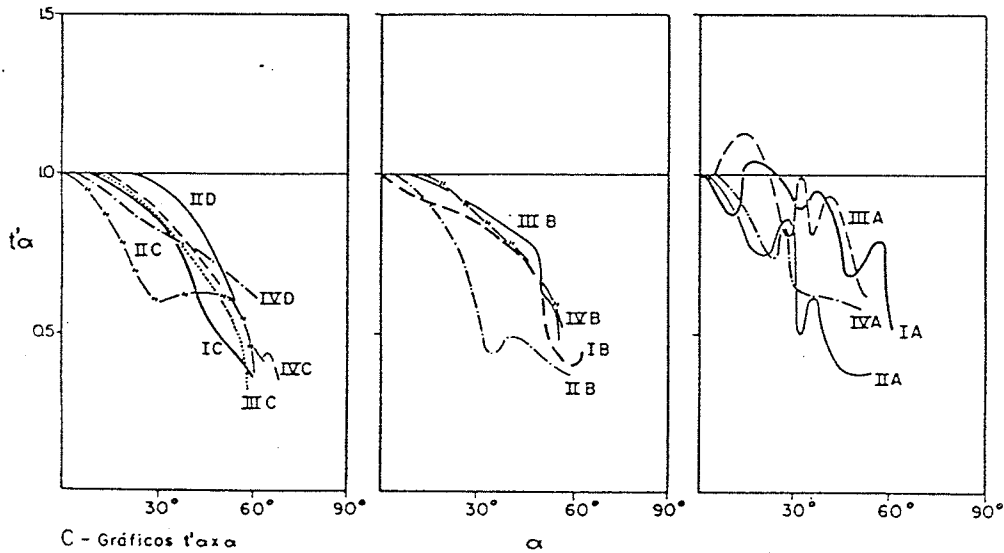
B
 Representação das isógonas de mergulho. Níveis individualizados segundo diferenças de competência.



A
 Amostra 791, corte segundo plano AC. Alteram-se níveis pelíticos escuros (antifibrolita) e níveis ricos em quartzo (pontilhado). Observar a foliação plana axial recurvada e o espessamento na zona de charneira.



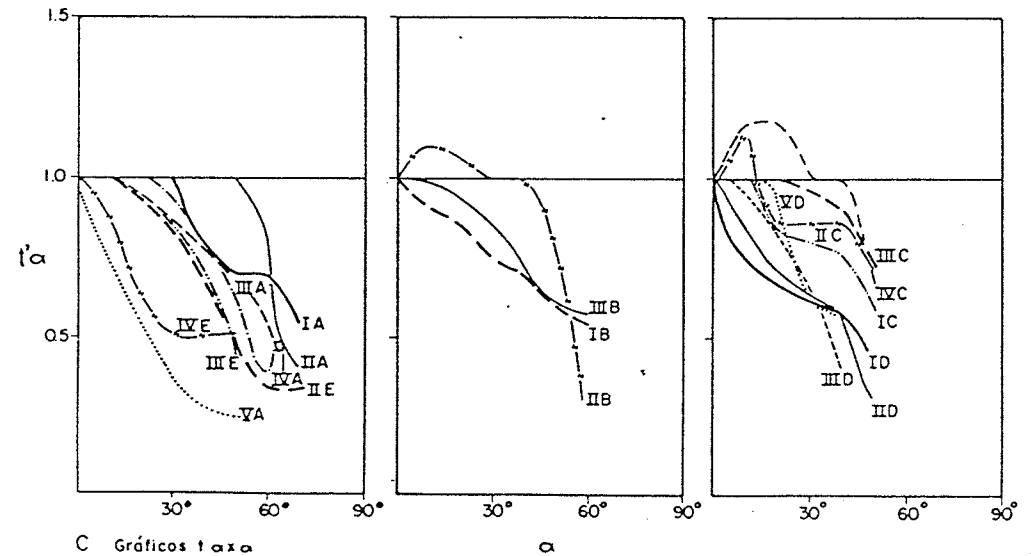
B
 Representação das isógonas de mergulho. Níveis individualizados segundo diferenças de competência.



C - Gráficos t'alpha

alpha

Fig. 22-ANÁLISE DA DOBRA 490 SEGUNDO MÉTODO DE ISÓGONAS (Ramsay, 1967)



C Gráficos t'alpha

alpha

Fig. 23-ANÁLISE DA DOBRA 791 SEGUNDO MÉTODO DE ISÓGONAS (Ramsay, 1967)

em detalhe. Ao todo foram estudados 4 exemplares de números SCMB 72A, 76, 490B e 791A, respectivamente, um sericita xisto maciço (Figura 20 e Foto 3d), um metacalcário impuro (Figura 21 e Foto 3b), um metarritmito (Figura 22 e Foto 3e) e uma rocha calcossilicática, (Figura 23 e Foto 3c). As descrições das amostras de mão foram complementadas com o exame das lâminas ao microscópio petrográfico, para se obter uma maior definição dos elementos estruturais presentes. Essas amostras encontram-se localizadas na Figura 17.

A amostra SCMB 72A é um biotita sericita quartzo xisto (Figura 20a e Foto 3d) milimetricamente laminado (com bandas entre 1 e 2 mm de espessura) que apresenta um expressivo espessamento na charneira, podendo chegar a 5 vezes o valor médio observado nos flancos. A presença de uma lineação de intersecção (L_1) afetada por uma lineação de corrugação (L_2) que está dobrada na zona de charneira, sugere para essa dobra um desenvolvimento posterior a fase D_2 . Por comparação de estilo e orientação axial ela é correlacionada com a terceira fase.

A não observação de duas xistosidades pretéritas ao dobramento pode ser explicada pelo intenso desenvolvimento de uma S_2 provocando uma total transposição de S_1 por S_2 , mesmo a nível microscópico. Em amostras de sericita xistos de locais próximos a foliação principal é uma S_2 , a nível macro e microscópico.

Associado ao desenvolvimento de uma clivagem plano axial (S_3) há a neoformação de biotita e preferencialmente clorita caracterizando, juntamente com a presença do quartzo poligonal na zona de charneira, que esse dobramento ter-se-ia dado a quente. Ao longo da superfície S_3 teria ocorrido um processo de cisalhamento que associado a uma dissolução por pressão seriam os responsáveis pelas características da deformação da porção interna que diferenciar-se-ia da externa por ter ali predominado um mecanismo de "buckling" com deformação de flanco, caracterizado também, pela presença de estrias de atrito na superfície dobrada, além de pequenos veios de quartzo deslocados pela movimentação dos estratos.

As superfícies adjacentes apresentaram sempre o arco interno maior do que o externo. As isógonas de mergulho mostraram-se, em todos os casos, ligeiramente convergentes, posicionando os estratos dobrados indistintamente na sub-classe 1C (Ramsay, 1967). A análise da curva de variação $T' \alpha . x \alpha$ permitiu, entretanto, uma melhor definição para cada estrato, permanecendo como 1C somente os níveis IA e IIA; o nível IB seria IC passando a 2 e a porção B do nível II é classificada como do tipo 3 (Figura 20b e c).

O mesmo procedimento foi aplicado às demais amostras que, entretanto, por possuírem um número maior de estratos com diferentes competências (Figuras 21, 22 e 23), apresentaram um volume elevado de resultados. Para evitar-se uma discussão nos moldes acima, que seria repetitiva, foi elaborado um quadro geral onde estão representadas as principais conclusões obtidas no estudo efetuado (Apêndice V).

A conclusão imediata dessa análise é de que o mecanismo de dobramento que atuou na maioria dos casos, foi inicialmente do tipo "Buckling" (flambagem), ora com deformação de charneira (amostras SCMB-76 e 791A), ora predominando uma deformação de flanco (SCMB-72A). A seguir, teria havido um achatamento que provocaria a mudança de classe 1C para as classes 2 ou 3 (os níveis incompetentes) ao qual se associaria um cisalhamento paralelo ao plano axial. Essas feições são particularmente observadas nas amostras 72A e 490B. Esses mecanismos induziriam a formação de dobras isópacas achatadas ou "flattening chevron folds" (Ramsay 1974). A maioria dos estratos analisados pode ser classificada como pertencente a sub-classe 1C e subordinamente a classe 3.

5. Considerações sobre o Metamorfismo

O caráter polifásico do metamorfismo do Grupo Brusque foi caracterizado por Trainini et al. (1978) durante o Projeto Vidal Ramos Biguaçu, confirmando as indicações de Kaul (1976). Silva et al. (1978 e 1980) em trabalhos específicos abordaram a relação metamorfismo e deformação caracterizando 4 fases metamórficas.

ficas e três fases deformacionais.

O metamorfismo foi, pelo mesmos autores supra citados, caracterizado como sendo do tipo bário de baixa P/T. As paragêneses minerais a biotita, andalusita e sillimanita, e a ausência de cianita corroboram essa hipótese. A intensa produção de granitos, que podem ser encontrados em meio aos metassedimentos, sugere igualmente uma estreita participação da temperatura no controle do metamorfismo regional.

Regionalmente predominam rochas metamórficas do facies xisto verde que apresentam, tanto na calha norte como sul, um claro zoneamento metamórfico que cresce em direção ao batólito Valsungana que as separa. Nas porções mais distantes os filitos predominam nos níveis pelíticos, constituídos principalmente por sericita (muscovita) e quartzo, ocorrendo subordinadamente cloritóides, turmalinas e opacos. Mais próximo ao granitóide predominam micaxistos, geralmente a quartzo, biotita, muscovita e granada. Nas bordas do granito atinge-se localmente o facies anfibolito.

A passagem entre essas rochas de graus metamórficos distintos é, como no caso dos perfis Águas Frias-Indaiá e Guabiruba-Nova Itália, gradacional. Entretanto, esta mudança pode ser brusca, associada a falhamentos, como é o caso da região de Botuverá, onde filitos do facies xisto verde, zona da clorita, são cavalgados pelos micaxistos granatíferos do facies xisto verde que atingem mais a sul, na região de Aguti, o facies anfibolito.

O evento termal de maior intensidade do cinturão está relacionado a segunda fase do metamorfismo, sendo coincidente com a implementação da segunda fase de deformação, precedendo-a um pouco, conforme indicações fornecidas por granadas formadas sempre tardi ou pós a foliação S_1 e pretéritas a sincrônicas à foliação S_2 (Fotos 2g e 2h). A esse evento, corresponderia a produção dos granitos das Suites Valsungana e Guabiruba que cortam as supracrustais.

O granitóide Valsungana teria sido gerado sincro

nicamente ao pico termal da segunda fase de metamorfismo, porém sua ascensão a níveis superiores ter-se-ia dado tardiamente a esse processo. Nesse contexto, o granitóide passaria então a comportar-se como um domo termal, elevando ainda mais as isógrads metamórficas que já convergiam para si. Desta forma, ter-se-ia o desenvolvimento de uma auréola de metamorfismo de contato ao redor do granitóide Valsungana que é reconhecida no campo por veios e apófises graníticas cortando os xistos, por um endurecimento dos metassedimentos quando próximos do granito, pela geração de associações minerais a cordierita e andalusita (Foto 2d), pelo crescimento de sillimanitas as expensas da biotita, além de outras indicações mais.

Considerações semelhantes podem ser também efetuadas para os granitóides tipo Guabiruba que de modo ainda mais claro apresentam o desenvolvimento marcante de pseudomorfos de cordierita (Foto 2f) e andalusita (Foto 3e) em suas auréolas de contato, sincrônicos a tardios à instalação da foliação S_2 .

Relacionado a clivagem plano axial da terceira fase de deformação tem-se, de modo discreto, a formação de clorititas e muito subordinadamente biotitas (terceira fase de metamorfismo). Trata-se de uma fase tardia, já a frio, que atuou muito mais reorientando minerais do que formando-os.

6. Geocronologia

Duas questões básicas sempre são colocadas em relação aos cinturões metamórficos dobrados. A primeira delas diz respeito a idade de deposição das seqüências sedimentares hoje com metamorfismo e a segunda, sobre a idade desse processo. No caso do estudo do Cinturão Dom Feliciano dispõe-se somente de elementos em relação a segunda questão.

A idade de deposição do Grupo Brusque é desconhecida, podendo variar desde 2,4 b.a. que é o valor disponível para seu embasamento, até 0,70 b.a. que representa a idade mais antiga do metamorfismo brasileiro. A resposta a essa questão, já que não se dispõe de nenhuma indicação paleontológica, deverá ser obtida com a datação das rochas ígneas intercaladas nos metasse-

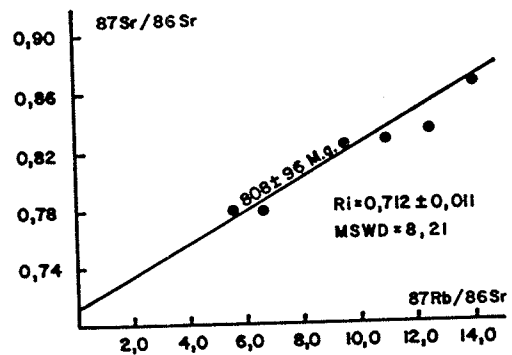


FIGURA 24a- ISÓCRONA Rb/Sr EM FILITOS DO RIBEIRÃO DO RUSSO. BOTUVERÁ (S.C.).

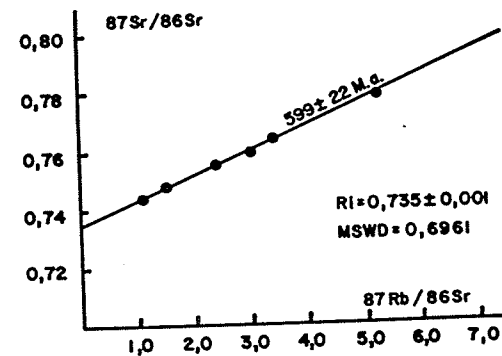


FIGURA 24b- ISÓCRONA Rb/Sr EM BIOTITA XISTOS. NOVA TRENTO (S.C.) AFLORAMENTO PR 25-SCMB 203

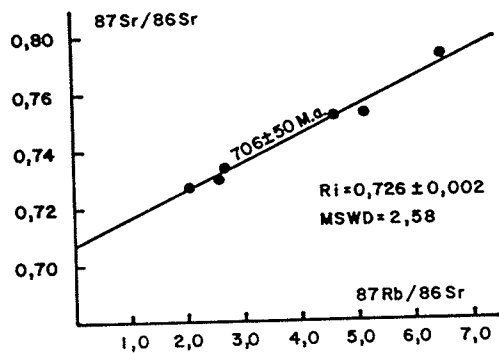


FIGURA 24c- ISÓCRONA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DE GNAISSES DA REGIÃO DE AGUTI (GRUPO BRUSQUE).

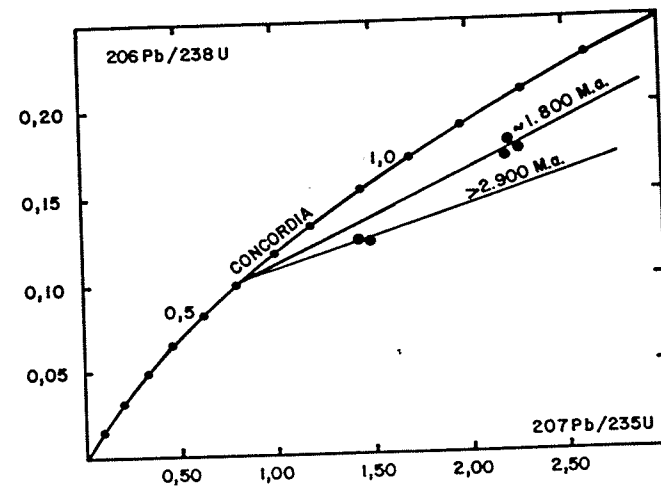


FIGURA 24d- DETERMINAÇÕES U/Pb EM ZIRCÕES DETRÍTICOS DO GRUPO BRUSQUE. AFLORAMENTO SCMB 203. MESMO LOCAL DATADO POR Rb/Sr.

FIGURA 24 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS EM METASSEDIMENTOS DO GRUPO BRUSQUE. DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO.

dimentos, com apoio dos dados estruturais. Os trabalhos radiométricos deverão se concentrar nos xistos básico-ultrabásicos (método Sm/Nd) e nas rochas metavulcânicas ácidas (U/Pb em zircões). Esses métodos são refratários às perturbações introduzidas pelo metamorfismo do facies xisto verde baixo que afetou essas rochas, podendo portanto, indicar a idade do evento magmático, e assim da própria sedimentação.

O Grupo Brusque apresenta datações através dos métodos Rb-Sr, K-Ar e U/Pb em zircões. Os filitos do Ribeirão do Russo mostraram idade isocrônica Rb/Sr de 808 ± 96 m.a. (Figura 24a, ponto 20 e 21 no mapa geotectônico em anexo), os biotita quartzo xistos de Nova Trento indicaram idade Rb/Sr isocrônica de 599 ± 22 m.a. (Figura 24b, ponto 16) e os biotita gnaisses da região da Caatinga forneceram idade Rb/Sr isocrônica de 706 ± 50 m.a. (Figura 24c, ponto 19).

É possível que o valor de 706 ± 50 m.a., por ter sido obtido em gnaisses, possa representar a época do primeiro metamorfismo, relacionado com a implantação regional da xistosidade de fluxo S_1 . Esse valor é, apesar de se superpor dentro do erro experimental, anterior ao obtido para o período principal de metamorfismo que estaria associado a segunda fase de deformação do Cinturão, datada ao redor de 640 m.a..

A idade de 599 ± 22 m.a. é próxima da obtida para o granito de Nova Trento que corta esses metassedimentos desenvolvendo inclusive um metamorfismo de contato. Essa intrusão deve ter sido a responsável pelo rejuvenescimento da idade dos biotita xistos datados que, em função de sua mineralogia necessitariam de um tempo maior para o fechamento isotópico do sistema, indicando desta maneira uma idade mais jovem do que a do próprio granito. Como a colocação do corpo granítico é pouco tardia ao implemento da segunda fase de deformação, a idade dos micaxistos indicaria portanto a época do resfriamento dessa fase deformacional.

A idade dos filitos necessita de uma melhoria na definição da isócrona para que a incerteza da idade seja compatível-

vel com o detalhamento das interpretações. De qualquer forma o valor representaria a idade de metamorfismo dessas rochas que, dentro do erro experimental, superpor-se-ia a idade obtida nos gnaisses.

As altas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas nos estudos isotópicos realizados, são indicativas de uma ausência de contribuição vulcânica no material datado, fato que abaixaria tais relações. Elas são mais compatíveis com os valores conhecidos para rochas parametamórficas devendo ser inicialmente pouco mais baixas, e sofrido gradativa elevação por homogeneizações relacionadas aos metamorfismos das fases seguintes a que foram submetidas.

Nos mesmos micaxistos datados pelo método Rb/Sr em 599 m.a. por Rb/Sr foi efetuado um estudo U/Pb em zircões. Foram realizadas cinco análises, sendo três delas em frações finas e duas outras mais grosseiras. Esta diferença de granulometria está refletida na forma dos cristais sendo os menores tipicamente detriticos, arredondados, sem indícios de recristalização ao passo que os segundos, maiores, registram algumas arestas e faces de cristais. Como pode ser visto na Figura 24d, esses dois grupos têm características isotópicas distintas, sendo provável que ambos sejam oriundos de duas áreas fontes diferentes. Para o cálculo de idade desses agrupamentos foi assumido como intersepto inferior um valor de 650 m.a. que corresponderia ao metamorfismo brasileiro e obteve-se para o intersepto superior valores próximos respectivamente de 1700 m.a. e mais antigos que 3000 m.a., indicando pelo menos duas áreas diferentes e antigas como fornecedoras dos sedimentos que constituíram o Grupo Brusque.

Finalmente são disponíveis três idades K-Ar em biotitas dos metassedimentos (Apêndice I). Duas delas com valores ao redor de 545 m.a. indicaram terem sido afetadas pelo evento tectonotermal de 540 m.a. (D_3) regionalmente conhecido e relacionado a intensa produção de granitos nos Domínios Internos e Externo. Já o concentrado de biotita do gnaisse da Caatinga apresentou idade de 592 m.a. indicando o resfriamento da segunda fase de deformação do Cinturão Dom Feliciano.

7. Algumas Conclusões

A partir da segunda fase de deformação toda a evolução geológica do Grupo Brusque está indiscutivelmente ligada ao Ciclo Brasileiro, responsável pelo metamorfismo principal e por toda a granitogênese conhecida no Cinturão. De idade desconhecida é a época da deposição da pilha sedimentar que sofreu metamorfismo. Igualmente incerta é a idade da primeira fase deformacional e metamórfica que, de modo impreciso, é também atribuída ao Ciclo Brasileiro.

Foram caracterizadas três seqüências litoestratigráficas que sugerem uma gradação de termos detríticos grosseiros na base para uma sedimentação predominantemente química no topo. O vulcanismo básico-ultrabásico, ao menos no trecho estudado em maior detalhe neste trabalho, está intimamente associado à seqüência carbonática do topo. Essas rochas foram polifasicamente dobradas e sofreram metamorfismo em vários eventos tectonotermiais do Brasileiro, durante os quais ocorreu a granitogênese sintectônica Guabiruba e Valsungana.

O batolito de Valsungana teria funcionado como um domo térmico, estando a ele relacionado o zoneamento metamórfico dos metassedimentos do Grupo Brusque que tanto a sul, como também a norte, apresentam um aumento do metamorfismo que atinge a facies anfibolito nas bordas do granitóide.

Das quatro fases deformacionais caracterizadas, a primeira, a segunda e a terceira fase, foram importantes na estruturação do Cinturão cabendo a quarta um papel subordinado. A segunda e a terceira fase, com orientação NE-SW, mostram uma vergência para NW, que é também o sentido dos grandes empurrões. A foliação principal é uma S_2 de transposição que, por apresentar-se dobrada cilíndricamente nas fases seguintes deveria estar, quando desses dobramentos, em posição subhorizontal, caracterizando a importância dos movimentos laterais na constituição do cinturão. Admite-se que as fases D_2 e D_3 estariam geneticamente relacionadas aos esforços horizontais sin-orogênicos (sin-

-colisão) diferentes, portanto, do mecanismo gerador das deformações da quarta fase, que seriam tardios e ligados à reativação de natureza transcorrente dos grandes lineamentos já existentes.

A aloctonia do Grupo Brusque, sugerida pelo comportamento subhorizontal da foliação principal S_2 , é reforçada pelos grandes cavalgamentos e falhamentos inversos que delimitam o seu contato frontal. Este transporte possivelmente teve uma flexão de deslocamento da ordem de algumas dezenas de quilômetros, o que explicaria o contato a frio do Cinturão Dom Feliciano com o Cráton Luis Alves e a Faixa Ribeirão da Prata, onde as determinações radiométricas K-Ar indicam, regionalmente, valores aparentes pré-brasileiros.

As ocorrências de rochas gnáissicas e migmatíticas se realmente correspondem a exposições de embasamento em meio aos metassedimentos, reforçariam a hipótese de uma evolução ensiânica para o Grupo Brusque.

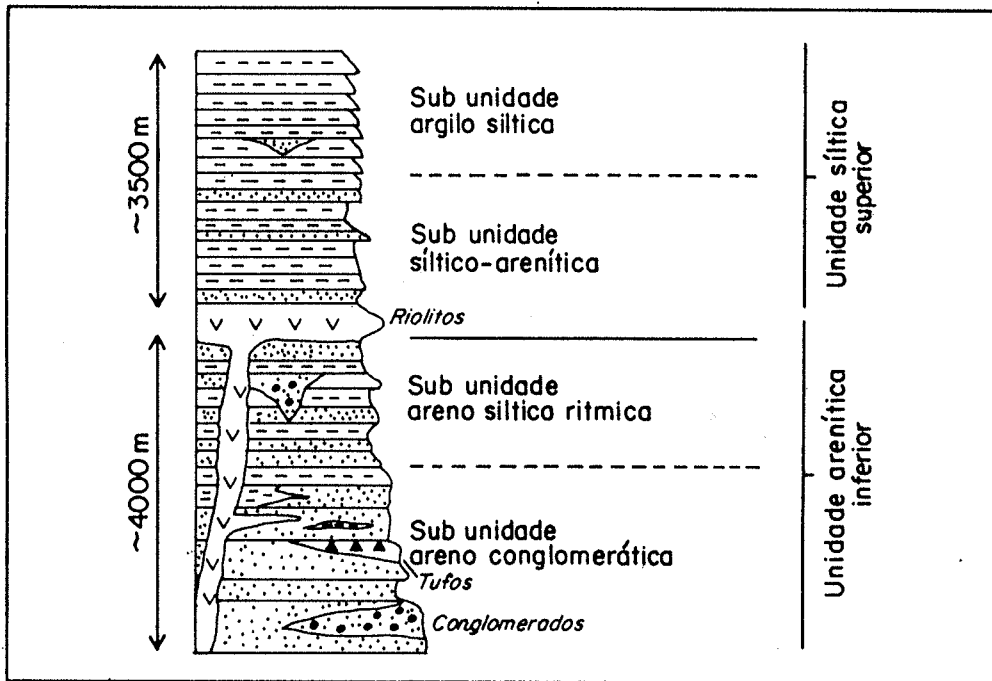


Fig.25-COLUNA LITOSTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA
Gr. ITAJAÍ (REGIÃO SW)

VIII - DOMÍNIO EXTERNO - GRUPO ITAJAÍ

1. Generalidades

O Grupo Itajaí corresponde a espesso pacote de rochas sedimentares reconhecidas e denominadas por Dutra (1926) como Série Itajaí. Inúmeros trabalhos se seguiram destacando-se o de Salamuni et al. (1961) que subdividiram a Série Itajaí em duas unidades litoestratigráficas, Formação Garcia (inferior), e Formação Gaspar (superior). Os mapeamentos da CPRM (Schulz Jr. et al. 1969, Kaul 1976, Silva e Dias, 1981) muito contribuíram para a revisão da estratigrafia do Grupo Itajaí.

No presente trabalho o Grupo Itajaí é interpretado como constituinte da Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano (de acordo com a proposição de Fragoso Cesar et al. 1982), preenchendo uma calha orientada ENE/WSW cujo contato norte com o Complexo Granulítico de Santa Catarina faz-se em parte por falha e em parte normal, nesse caso com os sedimentos transgredindo sobre os gnaisses do Complexo. Essa discordância é verificada por exemplo a nordeste de Blumenau e na região do Morro do Baú. O limite sul, como pode ser observado nos perfis que serão discutidos, é sempre tectônico com falhas inversas colocando a sudoeste o Grupo Brusque e a nordeste a Faixa Ribeirão da Prata sobre os sedimentos do Grupo Itajaí.

2. Litoestratigrafia

Vários perfis de detalhe com orientação NW-SE, tornaram possível algumas considerações geológicas sobre o Grupo Itajaí no trecho entre Indaial e Ibirama. Essas observações extraídas dos perfis geológicos, ainda que de modo preliminar, permitiram a elaboração da coluna litoestratigráfica apresentada na Figura 25. As espessuras "aparentes" indicadas foram obtidas diretamente dos perfis efetuadas. Para tal, utilizou-se a superfície de acamamento (So) e feições sedimentares indicativas do topo e base.

Foram reconhecidas duas unidades sedimentares mai-

ores, uma basal, denominada Unidade Arenítica Inferior (Formação Gaspar, de acordo com a redefinição de Silva e Dias, 1981b e c) que seria constituída por arenitos arcóseos, maciços e "bordo" que intercalariam próximo a base possantes lentes de conglomerados polimíticos (Foto 4f) e tufos vulcânicos (Subunidade Arenó Conglomerática), que passariam rumo ao topo a um pacote rítmico que alterna centimétrica a decimetricamente camadas sílticas e areníticas (Fotos 4c e 4g) com freqüentes níveis micro-conglomeráticos (subunidade Arenó Síltica Rítmica). A Unidade de topo é denominada Unidade Síltica Superior, por apresentar um nítido predomínio dos termos sílticas sobre as frações mais grosseiras. Esta também apresenta uma subunidade inferior onde ter-se-ia uma alternância métrica entre os bancos de siltitos e de arenitos com predomínio dos primeiros (Subunidade Síltico-Arenítica) e passaria para uma pacote de siltitos e argilitos cinza azulados, homogêneos, finamente laminados que intercalariam restritas lentes de material mais grosseiro (Subunidade Argilo-Síltico).

A freqüência e o modo generalizado com que são observados estruturas do tipo "graded bedding" e sua associação marcante com diamictitos e "slumps" permite que se caracterize no Grupo Itajaí uma importante contribuição de turbiditos. A Subunidade Arenó Síltico Rítmica, seria representativa dos turbiditos proximais afetados por antigos canais alimentadores que cortavam os ritmitos sendo preenchidos por conglomerados que, não raro, também evidenciam "graded bedding". A Unidade Superior, seria constituída por turbiditos distais, já em posição interna a bacia de sedimentação do Grupo Itajaí.

Apesar da espessa pilha sedimentar (cerca de 7500 metros), e de predomínio de turbiditos, a constância com que são observados "ripple marks" mesmo nos estratos com "graded bedding", sugere que essa sedimentação não tenha ocorrido em condições de águas muito profundas, sendo mais provável que os sete mil e quinhentos metros tenham sido alcançados durante uma subsidência contínua e rápida da bacia, que seria acompanhada por intensa sedimentação.

A porção inferior de todo o Grupo Itajaí, composta predominantemente pelos arenitos "bordô" (red beds) deve constituir-se num depósito continental, representando um facies marginal da bacia já próximo à área fonte. Nos níveis conglomeráticos grosseiros observa-se comumente, além do bom grau de arredondamento e esfericidade, também um imbricamento dos seixos, evidências estas sugestivas de uma origem fluvial para esses conglomerados. Todo o pacote sedimentar que está acima dessa Subunidade Areno conglomerática, teria sua origem ligada ou a um ambiente marinho de águas pouco profundas ou então representariam depósitos tranquilos em ambiente lacustre.

As considerações acima originaram-se nas observações obtidas em inúmeros perfis geológicos, em sua maior parte transversais a estruturação da bacia sedimentar, que tiveram por finalidade o reconhecimento das principais unidades litoestratigráficas do Grupo Itajaí bem como a verificação de suas relações espaciais. Foram efetuados reconhecimentos entre Gaspar (Ilhota) e o Morro do Bau, Blumenau e Nova Rússia, Subida e Ibirama, ao longo da BR-470 bem como os perfis do Rio Encano e do trecho Ibirama-Faxinal. Abaixo são discutidos os perfis do Rio Encano e Ibirama-Faxinal.

Perfil Rio Encano

No perfil do rio Encano (Figura 26) a SW de Blumenau tem-se expressivo pacote de turbiditos distais (Unidade Síltica Superior) constituído por siltitos esverdeados, que gradam em estratos de 0,3 a 1 centímetros de espessura para termos ainda mais finos caracterizando estruturas do tipo "graded bedding". A frequência com que ocorrem em todo o pacote demonstra que o mesmo está em posição normal. Esses siltitos aparecem na região de Encano do Meio sobrepostos a um pacote de arenitos bordô pouco expressivos, de caráter continental (Subunidade Areno Conglomerática) que por uma falha inversa EW situa-se sobre gnaisses cinza escuros, ricos em bandas máficas do Complexo Granulítico. Na porção SE do perfil tem-se após uma falha de alto ângulo, um espesso pa-

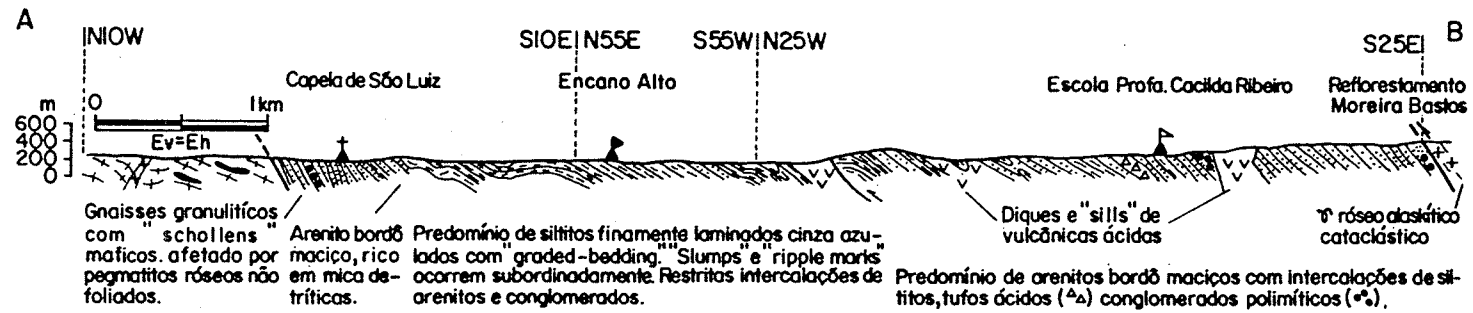


Fig. 26 - PERFIL RIO ENCANO (GRUPO ITAJAÍ)

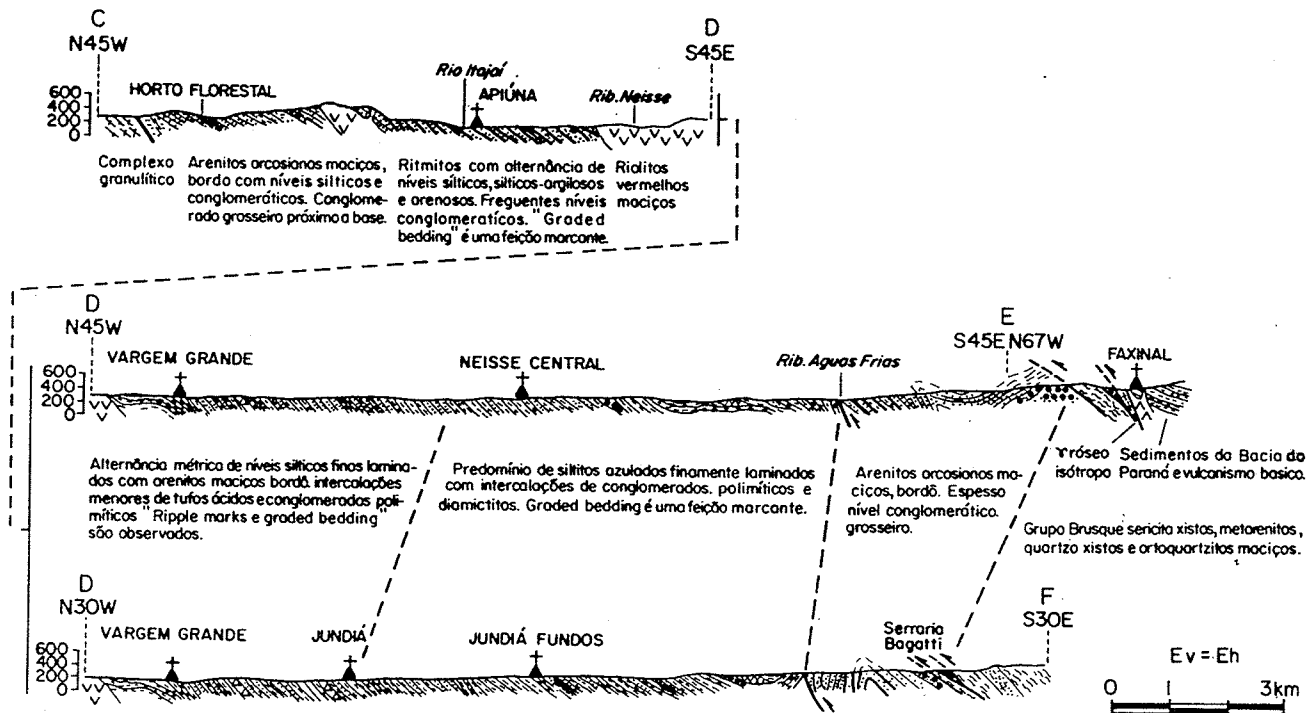


Fig. 27 - PERFIL IBIRAMA - FAXINAL DA ÁGUA FRIA

cote de arenitos "bordô", maciços, com intercalações de tufos ácidos esverdeados e níveis conglomeráticos polimíticos. Esse pacote é interpretado como pertencente à Unidade Arenítica Inferior, litoestratigraficamente abaixo dos siltitos laminados, expondo-se na porção sul do perfil devido provavelmente à movimentação das falhas. Na extremidade sul do perfil esses sedimentos estão muito tectonizados, sendo frequente a imposição de uma foliação cataclástica.

Como em todo o perfil, as relações estratigráficas sugeridas pela posição do topo e da base dos estratos são sempre normais, pode-se estimar uma espessura de pelo menos 4.000 m para a seção.

Essas rochas são cortadas por diques de rochas vulcânicas ácidas.

Perfis Ibirama-Faxinal

Mais a sudoeste a largura de exposição do Grupo Itajaí é bem superior, chegando a 25 quilômetros na seção entre Ibirama e Faxinal da Água Fria. Foi efetuado um perfil geológico ao longo desse trecho que a partir de Vargem Grande dividiu-se em dois, um deles ao longo do Ribeirão Neisse e o outro no Ribeirão Jundiá, ambos paralelos e distantes entre si de até 6 quilômetros.

Esses perfis representados na Figura 27, mostram em seu trecho inicial entre Ibirama (Horto Florestal) e Vargem Grande um pacote de arenitos maciços, "bordô" arcossianos, com muita mica detrítica e com intercalações subordinadas de siltitos verdes e argilitos vermelhos. Próximo à base há um nível de conglomerado grosseiro com grande variação de diâmetro (com seixos de até 30 cm) e com diferentes composições (Foto 4f), sendo frequentes seixos de embasamento (granitos, quartzitos, gnaisses, rochas máficas e outros), quartzo leitoso, arenitos arcossianos do próprio Itajaí, jaspelitos e riolitos. Esses arenitos são continentais, com uma espessura aproximada de 2.000 metros (Subunidade Areno Conglomerática) e através de falha estão em contato com as litolo

gias do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Sobre esses arenitos repousa, após uma passagem gradacional, um pacote de ritmitos (Subunidade Arenó-Siltico Rítmica) onde vê-se uma alternância de níveis siltico a siltico-argilosos com arenitos maciços e frequentes microconglomerados com "graded bedding" e ripple marks". Esse pacote também com cerca de 2.000 m de espessura, é constituído por turbiditos proximais onde vê-se esporadicamente canais alimentadores com conglomerados, cortando os sedimentos siltico arenosos. Esses ritmitos são apresentados nas Fotos 4c e 4g obtidas nos excelentes cortes dessa unidade existentes ao longo da rodovia BR-470 entre Apiúna e Subida.

A partir da Vargem Grande os dois perfis efetuados são muito parecidos entre si apresentando inicialmente um pacote com alternância métrica de arenitos maciços bordô e siltitos esverdeados, com algumas intercalações de tufos ácidos e conglomerados polimíticos (com seixos entre 2 e 5 centímetros de diâmetro), preferencialmente de quartzo leitoso e riolitos vermelhos. Esse pacote tem aproximadamente 2.000 m de espessura (Subunidade Siltico-Arenítica).

Após uma passagem gradacional tem-se um conjunto de siltitos esverdeados, maciço a finamente laminados, ricos em "graded bedding" que intercala ocasionalmente arenitos arcoseanos e níveis de conglomerados também com "graded bedding", além de diamictitos maciços. "Slumps", "graded bedding" e "ripple marks" só na parte superior do estrato, são observados frequentemente. Esse pacote corresponde aos turbiditos distais descritos no perfil do Rio Encano, aqui com cerca de 1.500 m de espessura (Subunidade Argilo-Siltica).

Todo o conjunto, após falha de alto ângulo, é capeado por arenitos arcoseanos, ricos em miccas detríticas, "bordô", maciços que intercalam conglomerados, siltitos e tufos ácidos. Esses arenitos (Unidade Arenítica Inferior) possuem lentes de um conglomerado grosseiro polimítico com os seixos maiores ao redor de

20 centímetros, praticamente sem cimento e com uma matriz de arenitos arcóseos. A diferença deste nível de conglomerados daquele que ocorre na borda norte do Grupo Itajaí (Ibirama, Baú, Blumenau) é o fato deste apresentar cerca de 85% dos seixos de quartzo leitoso e quartzitos micáceos, (não mostrar seixos de riolitos e jaspilitos), além de apresentar baixa porcentagem de seixos de embasamento. Possivelmente a área fonte desses conglomerados está relacionada aos terrenos a SE do Grupo Itajaí enquanto que os da borda norte teriam provavelmente suas áreas fontes a NW, no Complexo Granulítico de Santa Catarina. Esse pacote superior tem espessura no perfil de 1200 metros.

Nesses dois perfis o contato sul é feito por falha de médio a baixo ângulo que coloca os metassedimentos do Grupo Brusque sobre as litologias do Grupo Itajaí, que se mostram tectonizadas próximo ao contato. São observadas lascas métricas de conglomerados aprisionados por falhas dentro dos metassedimentos.

3. Caracterização Estrutural

O Grupo Itajaí encontra-se afetado por duas fases de deformação que se sequenciam mostrando orientações axiais distintas. A primeira, mais generalizada mostra dobras com flancos longos e curtos com planos axiais mais próximos a vertical na borda norte passando para megadobras de flanco inverso próximo a borda sul. Essa fase evidencia uma vergência para noroeste e de modo localizado mas não raro, ocorre uma clivagem S1 plano axial às dobras do acamamento (Foto 4d), sem entretanto formar novos minerais.

A Figura 28a diz respeito a dobras da 1ª fase afetando a superfície So de siltitos laminados próximo a Vargem Grande. Trata-se de um dobramento cilíndrico com orientação axial N78W/7° gerando dobras sanfonadas de plano axial verticalizado. Essa mesma fase é verificada no estereograma da Figura 28b que refere-se a dobras nos mesmos siltitos com orientação S62W/10° e que mostram uma fina clivagem S1 plano axial. Regionalmente essa fase pode ser caracterizada utilizando-se para tal todas as atitu

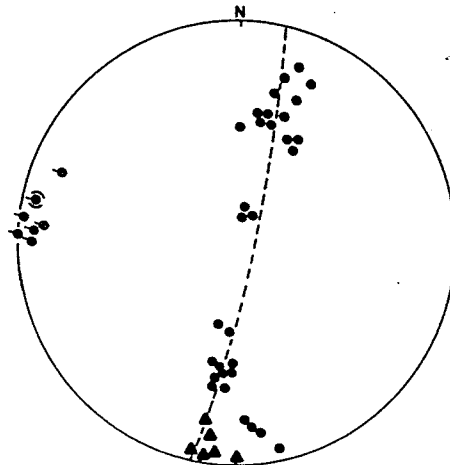


Fig. 28a-Dobr. cilíndrico em siltitos nas proximidades de V. Grande. 1ª fase de deformação do Gr. Itajaí

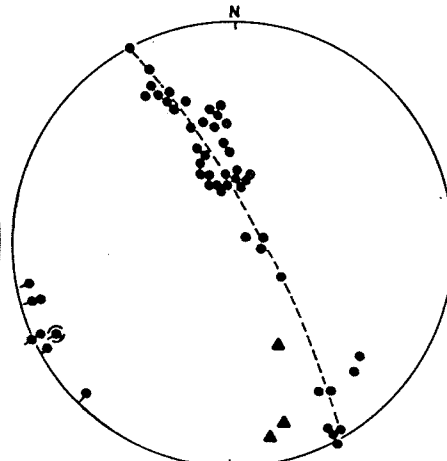


Fig. 28b-Megadobra cilíndrica da 1ª fase de deformação do Gr. Itajaí-Sul de Blumenau

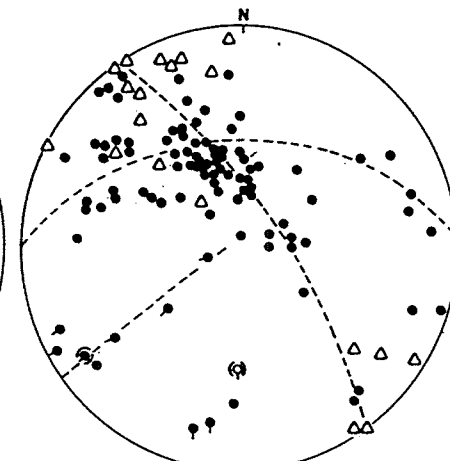


Fig. 28c-Comportamento do acamodamento So ao longo do perfil do Rio Encano (SW-Blumenau)

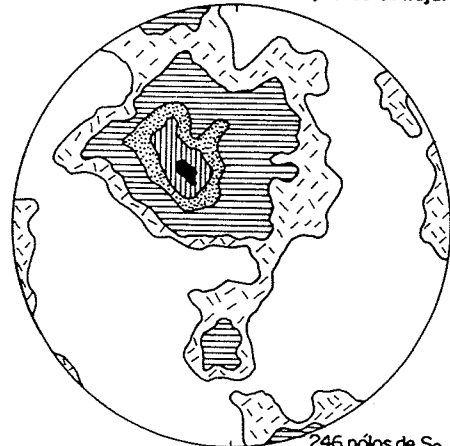


Fig. 28d-Comportamento do acamodamento So ao longo do perfil Ibirama - Faxinal da Água Fria

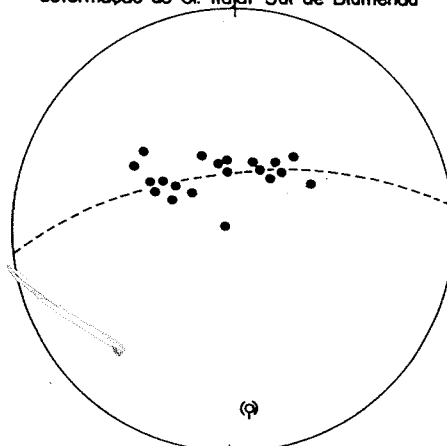


Fig. 28e-Dobramento tardio da 2ª fase nos arenitos arcósios do Gr. Itajaí

LEGENDA

- - So
- △ - S₁
- - B₁
- - B₂
- ▲ - PA₁
- ⊙ - Eixo construído

% 0 0.5 2 5 8.5 12.0 15.0



So preferencial N48E/25 SE

Fig. 28-DOBRAMENTOS SUPERPOSTOS NO GRUPO ITAJAÍ - DOMÍNIO EXTERNO

des medidas ao longo do perfil do rio Encano (Figura 28c), com orientação S56W/16°. Ela é também sugerida pela alongação das concentrações dos polos de So tomados no perfil Ibirama-Faxinal (Figura 28d). Configura a principal fase de deformação que afeta a estratificação sedimentar do Grupo Itajaí.

Uma segunda fase, aproximadamente NS com caimento para sul, configurando dobras amplas de grande comprimento de onda descontínuas, isópacas, é verificada em inúmeros locais ocorrendo preferencialmente nos arenitos arcossianos da região de Blumenau. A Figura 28c indica claramente uma interferência dessa 2a. fase com orientação Sul/40° que provoca uma dispersão dos polos da estratificação e mesmo de alguns planos axiais da 1a. fase. Dobras isoladas dessa fase foram medidas, como por exemplo, a que afeta os arenitos arcossianos pouco a sul de Apiúna na BR-470 (Foto 4j) cujo estereograma (Figura 28e) indica um dobramento com eixo S07E/22°.

Os dobramentos observados no Grupo Itajaí não tiveram intensidade suficiente para mascarar a estrutura maior que é um grande monoclinal com caimento para SE, fato este facilmente constatado na leitura dos perfis efetuados. A Figura 28d mostra claramente que os polos de So estão concentrados próximos a N48E/25SE sendo esta a atitude preferencial dos estratos sedimentares. A comparação entre a deformação desses sedimentos e a observada no Grupo Brusque, permite correlacionar-se as duas fases, aqui caracterizadas respectivamente com a terceira e quarta fases de dobramento do referido grupo.

4. Geocronologia

Os sedimentos do Grupo Itajaí foram datados diretamente através dos estudos radiométricos efetuados por Macedo (1981) e Macedo e colaboradores (1984), que demonstraram através do índice de cristalinidade das ilitas, que essas rochas foram submetidas a um episódio metamórfico de baixa intensidade (anquimetamorfismo). Em função de novas informações geológicas e radiométricas

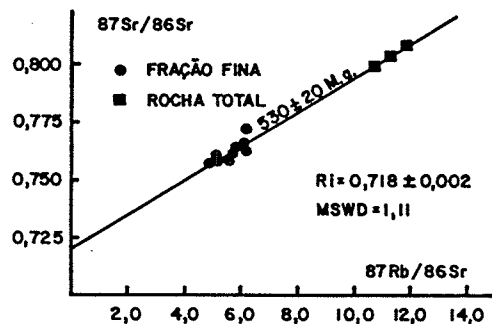


FIGURA 29a- ISÓCRONA Rb/Sr EM SILTITOS DA REGIÃO DE VELHA GRANDE (S. BLUMENAU). DADOS ANALÍTICOS APRESENTADOS EM MACEDO et al 1.984.

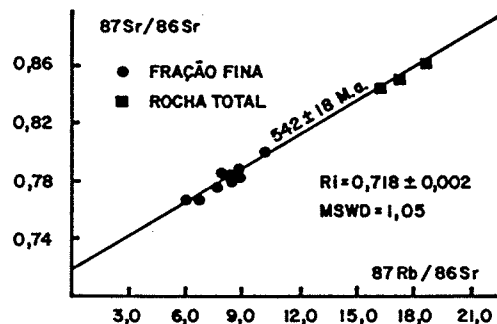


FIGURA 29b- ISÓCRONA Rb/Sr EM SILTITOS DA REGIÃO DE APIUNA. DADOS ANALÍTICOS APRESENTADOS EM MACEDO et al 1.984.

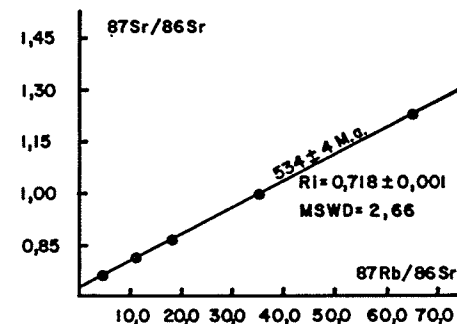


FIGURA 29c- ISÓCRONA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DOS TUFOS INTERCALADOS NO GR. ITAJAÍ (S. BLUMENAU).

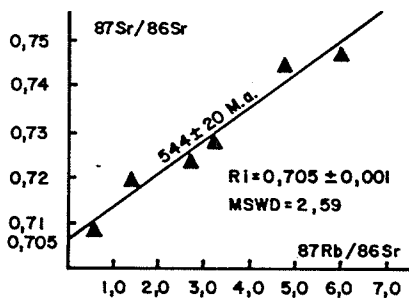


FIGURA 29d- ISÓCRONA Rb/Sr DOS RIOLITOS DE APIUNA.

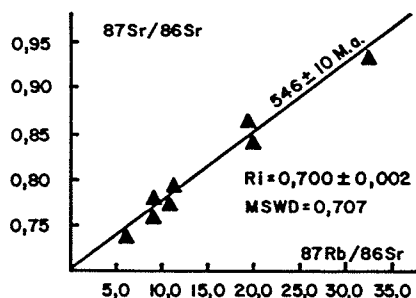


FIGURA 29e- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO SUBIDA.

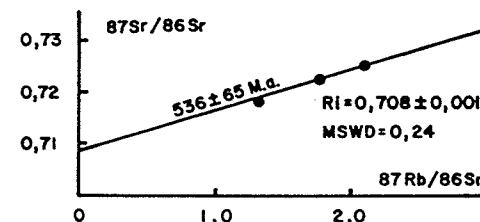


FIGURA 29f- ISÓCRONA Rb/Sr EM RIOLITOS DE CAMPO ALEGRE (S.C.).

FIGURA 29 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS Rb/Sr NA ANTEFOSSA MOLÁSSICA DOMÍNIO EXTERNO

esses dados foram retrabalhados, sendo considerado como idade do episódio metamórfico o valor de 535 ± 10 milhões de anos que é o valor médio das duas isócronas definidas pelo alinhamento das rochas totais e frações finas correspondentes, obtidas em siltitos (Foto 4e) das pedreiras das localidades de Velha Grande e Apiúna (Figuras 29a e b). O alinhamento definido pelas rochas totais dos dois afloramentos define uma idade de 581 ± 48 milhões de anos, que é considerado, de modo análogo a interpretação de Macedo et al. (op.cit.), como sugestivo da idade de sedimentação do Grupo Itajaí.

Os resultados K-Ar obtidos nas frações finas dos mesmos afloramentos, oscilam entre 510 e 550 milhões de anos com valor médio ao redor de 525 Ma. São indicativos do resfriamento regional pós-metamorfismo.

Um outro valor igualmente sugestivo da idade do episódio metamórfico foi obtido em cinco amostras de tufos vulcânicos intercalados nos arenitos arcossianos a Sul de Blumenau (Ponto 44 no mapa do anexo 1). Essas rochas são constituídas preferencialmente por quartzo e sericita, estão deformadas de modo mais intenso que os arenitos, com evidentes sinais de cisalhamento. A idade de 534 ± 4 m.a. (Figura 29c) é interpretada como representativa da época em que ter-se-ia desenvolvido a sericita, provavelmente concomitante com a primeira fase de dobramento do Grupo Itajaí, onde os níveis tufáceos pouco espessos ter-se-iam comportado (por serem mecanicamente menos competentes do que os arenitos encaixantes), como superfícies preferenciais para o deslisamento inter-bancos, sofrendo assim, o cisalhamento que teria sido registrado pelo sistema Rb-Sr.

A coincidência das idades obtidas nos tufos vulcânicos e nos siltitos, permite que se associe a primeira fase de dobramento do Grupo Itajaí com o metamorfismo regional dessa unidade, sendo então por extensão, atribuída essa idade para o desenvolvimento da 3a. fase de dobramento no Domínio Externo do Cinturão Dom Feliciano.

O Grupo Itajaí é afetado por rochas vulcânicas ácidas que ocorrem como sills e diques e, mais localmente, como derrames. Essas vulcânicas foram datadas, na localidade de Apiúna em 541 ± 26 m.a., valor este, próximo da idade obtida para o Granito Subida que, na região homônima é intrusivo nos sedimentos.

Esse magmatismo ácido estaria, em sua maior parte, ainda relacionado a fase tracional do "graben" que abrigaria os sedimentos do Grupo Itajaí e seria pouco anterior ao metamorfismo e a deformação que afetaram o referido grupo.

Desta forma, os resultados próximos de 530 m.a. são interpretados como relacionados a um episódio de metamorfismo regional, não restrito ao Grupo Itajaí que, entretanto, não afetou ou não teve intensidade suficiente para rejuvenescer isotopicamente as rochas do Complexo Granulítico, mesmo aquelas idades contíguas aos sedimentos como demonstrado pelas valores de 1806 e 1869 (Ponto 28) obtidos em biotitas e anfibólios na região de Ibirama, situada a uma centena de metros do contato entre o Campo Itajaí e o Complexo Granulítico de Santa Catarina.

5. Evolução Geológica

A evolução geológica do Grupo Itajaí está diretamente relacionada com o desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano. Sua interpretação como uma Antefossa Molássica deve-se a seu posicionamento geográfico e tectônico dentro do Cinturão, representando o domínio mais externo do mesmo.

A sedimentação ter-se-ia iniciado após a segunda fase de deformação do Grupo Brusque, conforme sugerido por seis de metassedimentos a duas xistosidades observadas nos conglomerados da borda sul do Grupo Itajaí. O intervalo entre 620 e 580 m.a. para a sedimentação é, o período que melhor se acomoda às informações estruturais e radiométricas (581 m.a. em isócrona Rb-Sr em rocha total). Posteriormente, por volta de 545 m.a., esses metassedimentos teriam sido afetados, com maior intensida-

de, pelo magmatismo ácido relacionado às vulcânicas de Apiúna e ao Granito Subida que ainda estariam ligados à fase tracional da evolução da bacia (magmatismo do tipo A).

Ao redor de 535 m.a. ter-se-iam desenvolvido concomitantemente, o metamorfismo (anquimetamorfismo) e a primeira fase de deformação do Grupo Itajaí, provavelmente contemporâneos com os empurrões observados na borda sul, que representariam fenômenos ligados a grande aloctonia da 3a. fase de deformação do Grupo Brusque.

O esquema evolutivo do Grupo Itajaí está representado de maneira simplificada na Figura 30. As duas primeiras fases referem-se ao período compreendido entre a instalação e o preenchimento do "graben" e a terceira ao período orogênico durante o qual foram produzidos os dobramentos e o metamorfismo.

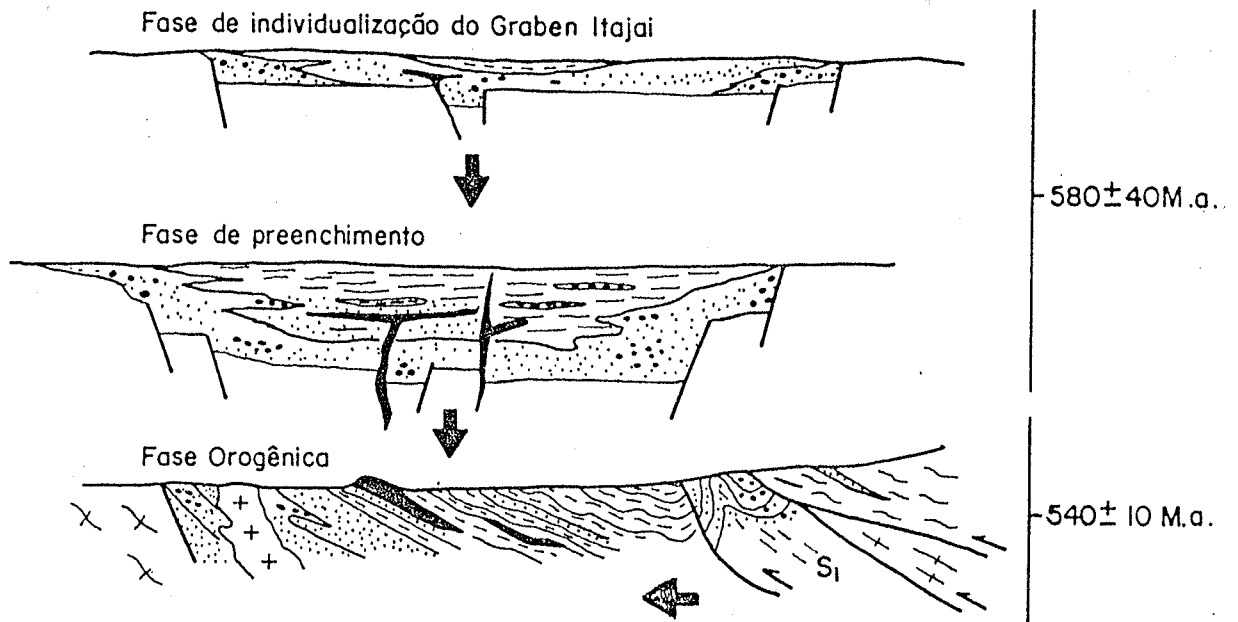


Fig.30-EVOLUÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DO GRUPO ITAJAÍ (SC)

IX. O MAGMATISMO PRÉ-TECTÔNICO

1. Generalidades

É entendido como tal, todo o magmatismo que associado aos metassedimentos do Grupo Brusque sofreu com ele as deformações que afetaram o Cinturão Dom Feliciano. Não são conhecidas as rochas plutônicas desse episódio, sendo todo o magmatismo do tipo vulcanismo extrusivo ou fissural. Ele foi reconhecido inicialmente por Kaul (1976a) que, entretanto, limitou-se a fazer referências sobre as ocorrências de meta-ultrabásicas na região do Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá, 1:50.000 IBGE), tendo sido Issler (1982) quem primeiro destacou a importância desse magmatismo dentro do cinturão.

Silva (1983a e b) deu uma nova dimensão a esse vulcanismo identificando outras ocorrências além das já conhecidas e definindo novos litotipos. Baseando-se principalmente nos basaltos variolíticos por ele identificados na região de Ourinhos, o autor (op.cit.) criou o "greenstone belt" do Rio Itajaí Mirim, para englobar todas as ocorrências de rochas vulcânicas, incluindo até mesmo as variedades ácidas (metariolitos) dentro dessa unidade, separando-a do Complexo (Grupo) Brusque que representaria, dentro do seu modelo, a cobertura supracrustal mais recente dos terrenos "greenstone", admitidos como de idade arqueana no proterozóico inferior.

Neste trabalho, o vulcanismo básico-ultrabásico e mesmo as variedades ácidas que afetam o Grupo Brusque são considerados como pertencentes ao mesmo e relacionados ao magmatismo inicial do cinturão (fase de "rift?") e cuja importância leva a constituição de unidades litoestratigráficas cartografáveis na escala 1:50.000. Essa afirmação é válida para a quase totalidade das ocorrências identificados no Grupo Brusque e principalmente para a região de Brusque-Chapadão do Tigre, podendo eventualmente não se aplicar, para as vulcânicas descritas por Silva (1984a) no trecho entre Itapema e Rio do Oliveira, região de Canelinhas (área não objeto de estudo em detalhe pelo autor desta tese).

2. Rochas Básico-Ultrabásicas do trecho entre Ribeirão do Cinema e Botuverá (SW-Brusque)

As ocorrências de Ribeiro do Cinema, Ourinhos e Ribeirão do Ouro-Lajeado formam um cordão de rochas básico-ultra básicas que de modo descontínuo estende-se por cerca de quarenta quilômetros, considerando-se desde as ocorrências do Chapadão do Tigre até Lajeado. É, sem dúvida, a maior expressão do vulcanismo pré-tectônico em todo o Grupo Brusque localizado a norte do batolito granitóide Valsungana.

No mapa geológico do trecho Botuverá-Ribeirão do Ouro (Anexo 2), essas vulcânicas foram reunidas na Unidade Vulcano Sedimentar que se constitui no topo de Sequência Rio da Areia, integrante do Grupo Brusque. Duas ocorrências principais foram cartografadas, uma delas na região de Ourinhos e outra próximo a Ribeirão do Cinema.

Na ocorrência de Ourinhos foram caracterizados, além dos basaltos variolíticos (Silva 1983b), também olivina peridotitos com estrutura cumulática (Foto 5a), clorita tremolita xistos, metagabros ou metadiabásios grosseiros (com textura ígnea bem preservada) e metatufos básicos com alto teor em titanita (5%). Essas mesmas variedades litológicas com rochas meta-ígneas associadas aos mesmos litotipos metassedimentares, são observadas nas proximidades do Ribeirão do Ouro. Foram igualmente caracterizados metabasaltos com feições indicativas de imiscibilidade magmática com estruturas amigdaloidais e variolíticas onde tem-se as primeiras preenchidas por quartzo e calcita e as varíolas por plagioclásio e quartzo. A matriz é composta preferencialmente por actinolita, clorita, quartzo, epidoto e titanita.

O elevado teor em titanita e a ocorrência de pseudomorfos de pigeonita sugerem, apesar da presença de tremolita, uma origem preferencial ligada a um magma toleítico e não komatiítico como sugerido por Silva (op.cit.). A afinidade toleítica é igualmente reforçada por Issler (1983) que se baseou no comportamento geoquímico desse vulcanismo.

Essas rochas ígneas foram submetidas às deformações que afetaram o Grupo Brusque. A principal foliação impressa nelas é uma superfície de transposição S2 (Foto 5b) que, em geral, mostra-se bem desenvolvida. Somente em alguns corpos que foram mais preservados ela é incipiente e de difícil identificação. No perfil da Figura 12a, no trecho entre Areia Alta e Ribeirão do Cinema, podem ser observadas excelentes exposições dessas rochas vulcânicas. Nesse local estas se mostram dobradas, delineando uma mega-estrutura antiformal da terceira fase de deformação, que pode ser observada também a nível de pequenas estruturas nos afloramentos. O estereograma da Figura 12b, indica que esse dobramento é cilíndrico, com orientação axial N52E/35°.

Em alguns locais, como por exemplo, na pedreira de calcários da Empresa Votorantin, vêem-se claramente inúmeros filões de rochas vulcânicas, com espessuras que atingem até 20 metros que, nitidamente, são intrusivos nos metassedimentos. Entretanto, mesmo nessas ocasiões, as feições metamórficas e estruturais observadas nas encaixantes e nos diques são as mesmas, sugerindo que a colocação desse magmatismo deu-se anteriormente a essas transformações.

3. Outras Ocorrências

Além do vulcanismo conhecido no trecho Lajeado - Chapadão do Tigre, acima descrito, em várias outras localidades foram reconhecidas rochas metavulcânicas de afinidades básico-ultrabásicas a ácidas. A principal delas é caracterizada nos arredores do Rio do Oliveiras (NW Tijucas), onde Silva (1984a e informação verbal) descreve uma seqüência metavulcano-sedimentar onde predominam as rochas sedimentares pelíticas ocorrendo subordinadamente os facies clástico e químico. São frequentes intercalações de rochas vulcânicas diversas com termos piroclásticos ácidos a máficos. As análises petrográficas (Silva 1980) definiram as seguintes mineralogia: actinolita-plagioclásio-epidoto - titanita, quartzo-augita e opacos; tremolita-titanita-quartzo-opacos; tremolita-actinolita-opacos; tremolita-quartzo-hiperstênio-dravita-apa

tita-opacos. Esse mesmo autor atribuiu uma origem ígnea para o hiperstênio.

A região de Itapema-Tijucas foi igualmente estudada por Borba (1985) que caracterizou o vulcanismo básico-ultrabásico, descrevendo variedades variolíticas na região de Ser^ção do Perequê, bem como actinolita e tremolita xistos, sendo observados neste último, texturas ígneas com cristais de piroxênios substituídos por tremolita. Esse mesmo autor, descreve na região de Gaspar Alto na localidade de Curais das Minas, metariolitos intercalados nos filitos do Grupo Brusque. Essas rochas estão xistificadas com os pórfiros de quartzo e feldspatos preservados, como bem o haviam demonstrado Silva e Dias (1981a e b). O autor deste trabalho, observou pouco a norte de Gaspar Alto (Figura 6) intercalações de prováveis metavulcânicas ácidas em meio a metagrauvacas do Grupo Brusque.

Ainda Borba (op.cit.), descreveu na região de Alto Rio Warnow, metavulcânicas básicas e ultrabásicas, semelhantes às caracterizadas na região de Itapema, inclusive com as variedades variolíticas.

4. Geocronologia

Não se dispõe de nenhum resultado radiométrico obtido diretamente nas rochas vulcânicas pré-tectônicas. Em geral, essas rochas estão muito transformadas por serpentinização e ou cloritização apresentando além disso, teores muito baixos de K e Rb, fatores esses que dificultam a utilização dos métodos convencionais K-Ar e Rb-Sr. Estão em andamento nos laboratórios da Open University, duas análises Sm-Nd em amostras da região do Lajeado e Ribeirão do Cinema.

A idade mínima, isto é, a mais jovem possível para esse vulcanismo é de 700 ± 50 milhões de anos, obtida pelo método Rb-Sr em gnaisses do Grupo Brusque. Esse valor refere-se provavelmente a 1ª fase de deformação do referido grupo sendo,

portanto, posterior à colocação das rochas vulcânicas que foram igualmente afetadas pelas deformações. A idade máxima é indicada pelo valor de 2,4 bilhões de anos, obtido em gnaisses da janela de embasamento que ocorre na região de Tirivas II, próximo a Presidente Nereu.

X. O MAGMATISMO SIN A TARDI-TECTÔNICO

1. Generalidades

O Cinturão Dom Feliciano foi afetado por intensa granitogênese sin a tardi-TECTÔNICA a fase D_2 que, em Santa Catarina, pode ser agrupada em três suites principais de granitóides denominadas: Valsungana, Guabiruba, São Pedro de Alcântara. A primeira delas é a mais antiga sendo as duas últimas cronocorrelatas entre si e tardias a segunda fase de deformação do cinturão. Uma quarta suite, denominada de Granitóides Foliados, refere-se aos granitos migmatíticos do Domínio Interno, já discutidos no Capítulo IV.

Trata-se em geral dos corpos granitóides intrusivos nos metassedimentos (Suites Valsungana e Guabiruba) ou então no Complexo Granito-Migmatítico (Suite São Pedro de Alcântara). Formam desde corpos batolíticos até pequenos "stocks" sempre, com auréolas de metamorfismo de contato.

As mineralizações de estanho e tungstênio do Cinturão estão relacionados aos granitóides da Suite Guabiruba que com exceção do ouro, de origem incerta, são as ocorrências metálicas mais significativas até agora conhecidas. Esses granitóides, juntamente com os da Suite São Pedro de Alcântara são também aproveitados para confecção de guias e paralelepípedos para calçamento das cidades da região.

Os dados geoquímicos de todos os granitóides serão discutidos em detalhe, mais adiante, no capítulo que abordará a significação geotectônica desse magmatismo.

2. Suite Granitóide Valsungana (Schulz Jr. e Albuquerque, 1969)

2.1. Características litológicas e estruturais

Essa suite é constituída basicamente por dois cor

pos maiores que se orientam aproximadamente N40E, paralelamente à estruturação geral do Cinturão. Esses corpos podem ser observados no mapa geotectônico (Anexo 1), onde o corpo menor, na porção norte forma um batólito com cerca de 200 km² de área. O corpo principal, também de dimensões batolíticas, ocorre em meio aos metasedimentos do Grupo Brusque, dividindo-o em duas faixas distintas.

Nas áreas de ocorrência desses granitóides, poucos são os bons afloramentos pois, em geral, há sempre um forte intemperismo que é favorecido pela granulação grosseira a muito grosseira dessas rochas. É comum observarem-se por alteração diferencial, ressaltos na superfície dos blocos e matacões, provocados por megacristais de feldspato que, na maioria dos casos, é o constituinte principal dessas rochas (Foto 5c).

Os tipos principais são monzogranitos, granodioritos e quartzo monzonitos, em geral de coloração cinza médio, com teores variáveis de microclínio que se mostram sempre como megacristais que atingem até 8 cm, numa matriz fanerítica grosseira. A composição mineralógica, é variável apresentando-se em geral, com 20-20% de quartzo, 30-60% de microclínio, 15 a 30% de plagioclásio, 1 a 5% de biotita, traços a 1% de muscovita. Apatita, epidoto, zircão e clorita são os minerais subordinados observados em praticamente todas as análises. Opacos são igualmente frequentes. É comum a presença de microclínio tardio que pode atingir quantidade tal, a ponto de se constituir em bolsões monominerálicos.

A afinidade granítica da Suíte Valsungana é atribuída por praticamente todos os autores que estudaram essas rochas, a uma porfiroblastese potássica sobre rochas de composição intermediária. Kaul (1976b) fez correlação entre o granodiorito Valsungana e os augen gnaisses da região de Porto Belo, evidenciando o que, em sua opinião, seriam os diferentes estágios de feldspatização. Trainini et al. (1978) igualmente atribuem a processos de porfiroblastese potássica as modificações ocorridas em rochas originalmente granodioríticas ou quartzo dioríticas que culminaram nos granitóides da Suíte Valsungana. Silva (1984a) baseando-se na composição tonalítica da matriz desses granitóides, especula sobre uma origem antiga para

esta matriz e sugere uma evolução polifásica durante a qual, em épocas mais recentes, teria ocorrido a feldspatização da matriz.

As hipóteses acima apresentadas não são endossadas neste trabalho e as causas dessa discordância serão discutidas no item seguinte quando da análise dos dados radiométricos.

A Suite Valsungana é mais jovem do que metassedimentos do Grupo Brusque exibindo, em inúmeros locais, claras evidências de um contato intrusivo com tetos e xenólitos dos xistos. Essa relação é excepcional no trecho entre Brusque e Nova Itália (Figura 13a) onde pode ser observado um endurecimento dos biotitas xistos, que é evidenciado pela maior resistência ao impacto do martelo ao se aproximar dos granitóides, sugestivo de um metamorfismo de contato. Quando se entra no granitóide são frequentes enclaves e xenólitos da biotita xisto que mostram-se cortados por apófises do granitóide. Em vários outros locais o contato é tectônico, com falhas de alto ângulo separando o granitóide dos metassedimentos.

Regionalmente observa-se uma foliação, que foi associada com base em dados estruturais e radiométricos a S_2 observada nos metassedimentos. Ela é mais intensa nas bordas chegando a ser incipiente ou mesmo imperceptível nas porções centrais dos corpos. Caracteriza-se pela orientação plana das biotitas e, em muitos casos pelo alinhamento dos megacristais de feldspato potássico.

2.2. Geocronologia

O estudo radiométrico da Suite Valsungana foi efetuado somente no corpo maior, no trecho entre Brusque e Aguti. Os resultados obtidos por diferentes métodos são semelhantes entre si, com Rb/Sr em isócrona de rocha total indicando 622 ± 64 m.a. (Figura 31a, Pontos 17, 18 e 23 no mapa do anexo 1), e U-Pb em zircões fornecendo 647 ± 12 m.a. (Figura 31d, Ponto 17).

Uma porfiroblastese potássica implica necessariamente em entrada de potássio e por conseguinte de Rb na rocha, o que influenciaria fortemente o sistema Rb-Sr, sendo muito prová-

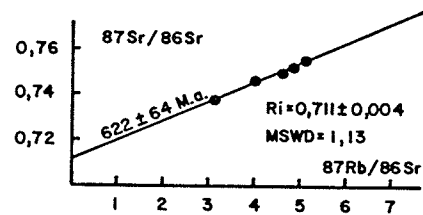


FIGURA 31a- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITOÍDE VALSUNGANA (S. VALSUNGANA)

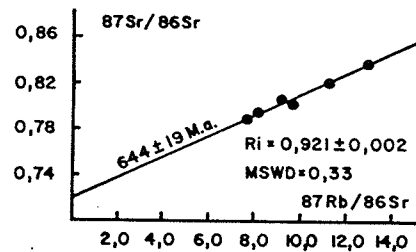


FIGURA 31b- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO S.J. BATISTA (S. GUABIRUBA)

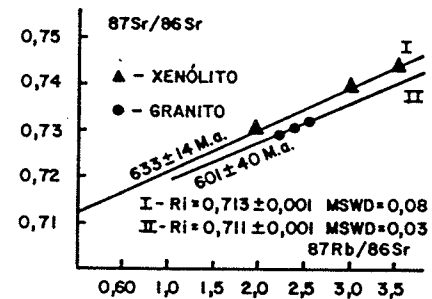


FIGURA 31c- DIAGRAMA Rb/Sr PARA O GRANITO DE NOVA ITALIA (SCMB 201 - S. GUABIRUBA)

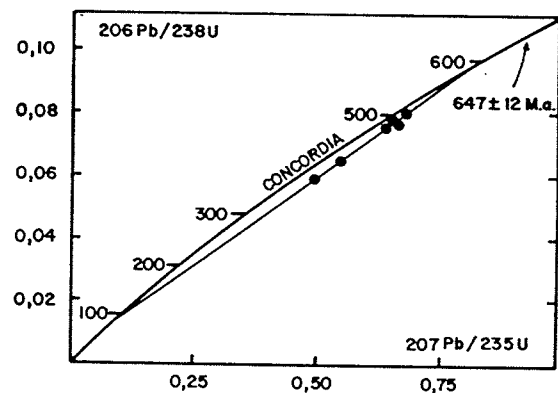


FIGURA 31d- U/Pb EM ZIRCÕES DO GRANITOÍDE VALSUNGANA (SCMB 202 S. VALSUNGANA)

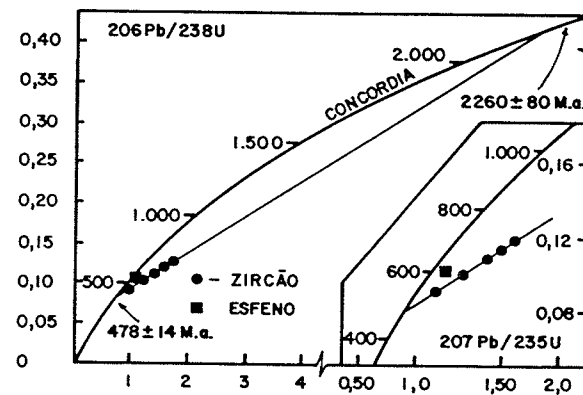


FIGURA 31e- U/Pb EM ZIRCÕES DO GRANITO NOVA ITALIA (SCMB 201 S. GUABIRUBA)

FIGURA 31 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS EM GRANITOÍDES SIN A TARDI TECTÔNICOS (SUITES VALSUNGANA E GUABIRUBA) DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO

vel que a idade isocrônica obtida neste caso, reflita a idade desse evento. Como a mobilidade do K e Rb não afetam a idade U-Pb dos zircões, e em função da concordância das idades obtidas por esses dois métodos, demonstra-se que os megacristais de feldspato potássico não são porfiroblastos impostos sobre rochas mais antigas, o que seria admitido caso os zircões da matriz fossem necessessem idade bem mais velha do que a obtida pelo método Rb-Sr. Essa conclusão nos leva a considerar o batolito estudado como um corpo magmático com megacristais tardios de feldspato, ainda relacionados ao processo ígneo, descartando dessa forma as sugestões de Kaul(1976b) que o associou aos gnaisses do embasamento que ocorrem no litoral e principalmente de Silva e Dias (1981a e b) e Silva (1983a e 1984a) que o consideraram como domos gnáissicos manteados.

De outra parte, a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} obtida na isócrona Rb-Sr é de $0,7105 \pm 0,0038$, valor esse que, mesmo considerando-se a imprecisão da medida em função do alto erro, sugere uma provável origem crustal para essa rocha. Essa interpretação é reforçada pelas indicações obtidas dos dados geoquímicos que serão discutidos adiante.

Com referência aos dados K-Ar, estes oscilam no tempo entre 500 e 640 m.a. sendo interpretados como reflexo da complexa evolução termal existente, desde a colocação do corpo (sugerido pelas idades Rb-Sr e U-Pb) até a conseguinte denudação e resfriamento regional.

3. Suite Granitóide Guabiruba (Shulz Jr. e Albuquerque, 1969)

3.1. Característica Litológicas e Estruturais

Trata-se de biotita granitos cinza-médio, maciços, sem foliação, equi a inequigranulares que geralmente apresentam facies a duas micas. Ocorrem preferencialmente como pequenos "stocks" cortando o batolito Valsungana ou então são intrusivos nos metassedimentos do Grupo Brusque onde sempre desenvolvem aureólas de metamorfismo de contato.

A textura é tipicamente magmática (hipidiomórfica granular; Foto 5h) sendo constituída preferencialmente por 40-55% de quartzo, 25 a 35% de microclínio, 15 a 20% de plagioclásio sódico, traços a 5% de biotita e 1 a 5% de muscovita. Subordinadamente ocorrem clorita, fluorita, zircão e granada. A muscovita observada é primária, e a clorita secundária, produto de transformações da biotita e da granada. Os tipos predominantes são granitos e subordinadamente quartzo monzonitos e granodioritos.

Trainini et al.(1978) constataram igualmente a presença da granada em inúmeros corpos dessa Suite, caracterizando-a como almandina e correlacionando-a em função da forma e de suas características ópticas às granadas observadas no Grupo Brusque, sugerindo uma possível origem palingenética para esses granitoides.

Em geral, em função de seu aspecto maciço e homogêneo e da baixa porcentagem de máficos, essas rochas são muito procuradas por cortadores de pedras para a fabricação de blocos utilizados em revestimento e pavimentação. Essas mesmas características descritas acima controlam também a forma de ocorrência desses corpos, sendo comuns que as porções mais elevadas em áreas de domínio do granitóide Valsungana sejam ocupadas por esses granitoides, mais resistentes ao intemperismo.

As relações de contato com as rochas regionais são bastante claras, indicando que esses corpos são intrusivos tanto nos granitoides Valsungana como nos metassedimentos do Grupo Brusque. Em relação aos primeiros, são observados, como na região de Nova Itália (Figura 13a) xenólitos de granitoides grosseiros dentre os granitos equigranulares finos a médio do tipo Guabiruba, que também emitem apófises e veios para dentro do Valsungana. Nessa mesma localidade são também observados inúmeros xenólitos (alguns métricos) de biotita xistos e biotita gnaisses do Grupo Brusque.

O caráter intrusivo desses corpos nos metassedimentos é particularmente evidenciado pelo metamorfismo de contato

existente ao redor de quase todos os granitóides dessa suite e que ocorrem no domínio do Grupo Brusque. Assim ocorre, por exemplo, com o pequeno corpo de São João Batista, observado em excelentes exposições ao longo da estrada que liga esta cidade a Nova Trento, onde verifica-se um enriquecimento em corindon e turmalina nos xistos próximos ao leucogranito. A ocorrência restrita da associação cordierita e andaluzita ao redor do granito Serra das Tijucas é igualmente sugestiva de metamorfismo de contato (Foto 2d). É, entretanto, nas proximidades de Barra do Arreia (ver mapa geológico no anexo 2) que associado a um pequeno corpo de granitóide dessa suite tem-se o desenvolvimento de pseudomorfos de cordierita (Foto 2f) sincrônicos a tardios a foliação S2 que está impressa nos metassedimentos encaixantes do granitóide. A datação desse magmatismo permitiu posicionar-se no tempo, com boa precisão, a época em que essa deformação ter-se-ia desenvolvido.

Em função de dados petrográficos, isotópicos e geoquímicos, é aqui sugerida, a possibilidade de se retirar da Suite Guabiruba após estudos adicionais, os granitóides leuco a hololeucocráticos. Estes seriam representados pelos corpos de São João Batista, Catinga e Rio do Alho (?) que mostram como características principais o fato de serem provavelmente produzidos por anatexia dos metassedimentos, por indicarem tendências peraluminosas com muscovita e granada, equigranulares claros a esbranquiçados, isótropos e por desenvolverem um metamorfismo de contato. Seriam granitóides crustais do Tipo "S" (Chapell e White 1974) aparentando tipicamente altas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} .

Na Suite Guabiruba permaneceriam os granitóides a duas micas, cinza médio, equi a ineguigranulares que seriam caracterizados pelas ocorrências de Nova Itália, Nova Trento, Serra das Tijucas, Serra do Boi, Serra da Bateia, entre outros. São igualmente isótropos apresentando, entretanto, baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} em comparação aos tipos anteriores, sendo provável uma origem palinge

nética por fusão de gnaisses do embasamento do cinturão. Essa interpretação é apoiada por dados U-Pb em zircões de granito de Nova Itália.

3.2. Geocronologia

Os estudos radiométricos pelo método Rb-Sr foram efetuados no granito hololeucocrático de São João Batista e no granitóide a duas micas de Nova Itália. Para o primeiro foi obtida a idade de 644 ± 19 m.a. (Figura 31b, Pontos 14 e 15), e para o segundo idades de 633 ± 14 m.a. e 601 ± 40 m.a. (Figura 31c, Ponto 24) respectivamente, nos xenólitos de biotita xistos e no próprio granitóide. As razões iniciais obtidas de $0,721 \pm 0,002$ e $0,711 \pm 0,001$ são sugestivas de uma origem crustal para esses granitóides indicando também e, de forma clara, que as áreas fontes dessas duas rochas seriam diferentes.

O estudo U-Pb do granito de Nova Itália indica um comportamento bem diferente dos zircões em relação aos demais casos estudados neste trabalho. Estes concentraram-se próximos ao intercepto inferior da reta discórdia. Os resultados analíticos podem ser vistos na Figura 31e. Tal comportamento é típico de zircões de granitos de fusão crustal. Desta forma, as duas intersecções obtidas na discórdia podem ter significado geológico, sendo o valor do intersepto superior de 2260 ± 80 Ma. aqui interpretado como a possível idade do material fonte que foi retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro. O valor obtido para o intersepto inferior de 478 m.a., de modo análogo a inúmeros casos observados na literatura, não teria um significado numérico exato em relação a idade de formação do granito, sendo mais jovem, conforme documentado pelas idades Rb-Sr em isócronas obtidas no mesmo afloramento. Esse fenômeno é atribuído a uma perda de Pb radiogênico por difusão, posteriormente à cristalização dos zircões.

No caso do exemplo acima, a informação mais interessante que pode ser obtida da análise U-Pb desse granito foi

de natureza petrogenética, com a confirmação de sua origem palinogenética.

A análise K-Ar obtida em um concentrado de biotitas do granito de Nova Itália forneceu uma idade de 562 ± 8 m.a., superior também ao valor obtido no método U-Pb; a idade aparente K-Ar significando a época do resfriamento desse corpo.

Apesar dos granitóides tipo Guabiruba cortarem os da Suite Valsungana os dois estão intimamente relacionados temporal e espacialmente, sugerindo que ambos tenham sido originados num mesmo episódio termal e que os da Suite Valsungana seriam pouco anteriores a eles, pois a foliação S_2 presentes nestes, inexistente dos granitóides Guabiruba.

4. Suite Granitóide São Pedro de Alcântara

4.1. Características litológicas e estruturais

Nessa suite estão englobadas as rochas granitóides que ocorrem a sul da zona de Falha Major Gercino e que são intrusivas no Complexo Granito-Migmatítico. Formam desde pequenos "stocks" a grandes batólitos ocupando, o maior deles, uma área de cerca de 400 km^2 .

Predominam corpos graníticos a quartzo monzoníticos, maciços cinza claros, inequigranulares a porfiríticos com baixa densidade de megacristais de feldspato (em geral brancos), apresentam frequentemente inclusões microgranulares dioríticas. Trainini et al. (1978) os considerou como diatexitos granitóides, relacionando-os geneticamente aos migmatitos regionais.

Os estudos efetuados se concentraram em três dos maciços: Ponta dos Caboclos nas proximidades de Biguaçu, Santa Luzia-São Pedro de Alcântara que constitui o batólito maior central, e Angelina que ocorre nas proximidades da cidade homônima.

Destes, os dois primeiros são parecidos entre si e preenchem as características descritas acima. O Granito de Angelina, é róseo com pontuações escuras (leucocrático), devendo representar um diferenciado mais tardio e potássico dessa suite.

Na região do Rio do Matias em posição central dentro do batólito Santa Luzia foi observado um "stock" de composição diorítica a quartzo diorítica que estaria associado ao granitóide, sendo constatadas em vários locais dessa região relações ambíguas ora sugestivas de que os dioritos seriam tardios ao granitóide e ora o contrário indicando, ao menos, a íntima relação entre esses magmas. Esse corpo de diorito foi o único a ser cartografado (ver o mapa do anexo 1) pela CPRM (Trainini et al., op. cit.) que, entretanto, o consideraram como uma das rochas mais antigas da área representando um domínio onde predominariam os paleossomas preservados da migmatização. Esse quartzo diorito bem como os observados no perfil do rio das Antas (Figura 7a) são aqui interpretados como parte integrante da Suite São Pedro de Alcântara apresentando-se, de modo análogo aos demais maciços dessa suite, como corpos isótipos, tardios à foliação S2 que está impressa nos granitóides foliados do Complexo Granito - Migmatítico.

4.2. Geocronologia

As observações geocronológicas se referem aos três maciços já discutidos de Ponta dos Caboclos, Santa Luzia e Angelina. Os resultados radiométricos estão apresentados respectivamente na Figura 32a (Ponto 1); 32b (Ponto 11); e 32c (Ponto 6), com as idades Rb-Sr em isócrona significando a época de colocação desses corpos. Os diagramas são preliminares com erros elevados em função das relações Rb^{87}/Sr^{86} apresentarem pequena distribuição espacial impedindo um melhor controle da inclinação da reta, ou então, da própria razão inicial do diagrama. Esse problema persistiu mesmo após a análise de inúmeras outras amostras dos mesmos corpos que, infelizmente, mostraram razões Rb/Sr muito semelhantes

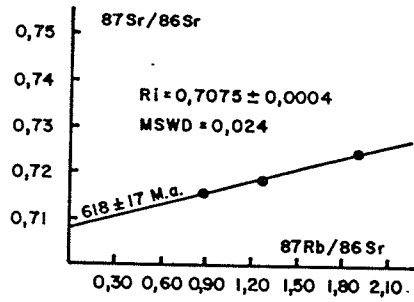


FIGURA 32a- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO PONTA DOS CABOCLÓS (BIGUAÇU)

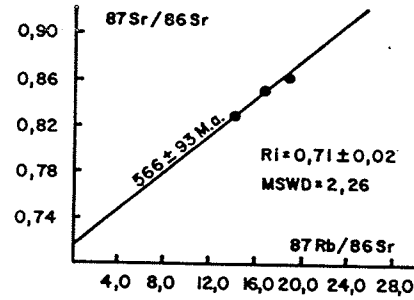


FIGURA 32b- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO SANTA LUZIA

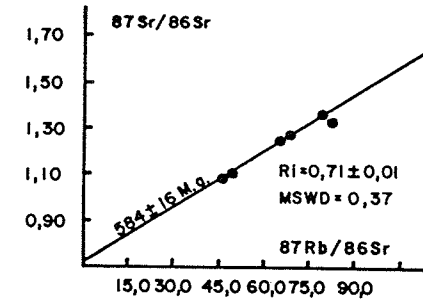


FIGURA 32c- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO ANGELINA

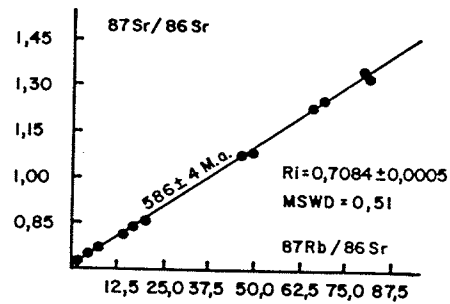


FIGURA 32d- ISÓCRONA DE REFERÊNCIA PARA A SUITE S. P. ALCÂNTARA (INTEGRAÇÃO DAS 3 ISÓCRONAS ANTERIORES)

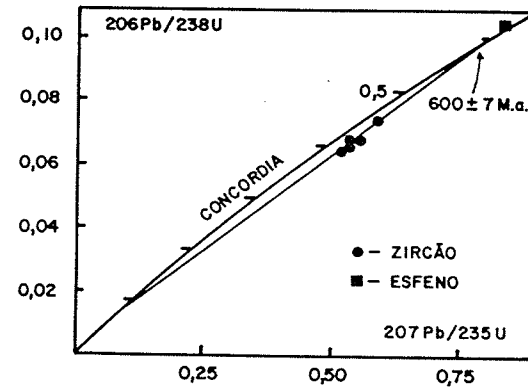


FIGURA 32e- IDADE U/Pb EM ZIRCÕES PARA O GRANITO DE SANTA LUZIA (SCMB 209)

FIGURA 32 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS EM GRANITÓIDES TARDI-TECTÔNICOS DA SUITE SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA DOMÍNIO INTERNO

as amostras datadas. Esse fato, reflete a grande homogeneidade desses corpos.

As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas são altas, sendo entretanto a menor delas, da ordem de 0,708, a única em que se tem um erro baixo permitindo maior confiança. Esses valores são sugestivos de uma origem crustal para essas rochas, o que está de acordo com a mineralogia desses maciços onde são observados entre outros tipos, granitóides a duas micas. Por outro lado, é bem provável que inúmeros corpos, incluindo-se aqui os quartzo dioritos tenham outra origem.

Foi efetuada uma isócrona de referência para a Suite São Pedro de Alcântara que indicou a idade de 586 ± 4 milhões de anos, tendo sido utilizados os mesmos pontos analíticos dos maciços já descritos. O resultado obtido é bastante próximo do valor conseguido com o estudo dos zircões.

Para o estudo U-Pb foram analisados cinco concentrados de zircões e um de esfeno extraídos de um quartzo monzonito composto predominantemente por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita, epidoto, esfeno e zircão. Trata-se de uma rocha maciça, leucocrática, sem foliação, muito utilizada na região para a confecção de guias e blocos de calçamento. A posição dos pontos analíticos sobre o diagrama isocrônico correspondente está representada na Figura 32e. A idade de 600 ± 7 milhões de anos obtida no intersepto superior é de ótima qualidade considerando-se o posicionamento dos zircões e do esfeno, este último praticamente concordante. Ela é interpretada como a idade de cristalização do zircão quando de colocação do corpo ígneo.

Foram analisados pelo método K-Ar quatro biotitas e uma muscovita concentradas dos granitóides anteriormente datados pelos métodos Rb-Sr e U-Pb. Três valores agrupam-se ao redor de 600 milhões de anos. A idade obtida em biotitas no quartzo diorito do Rio do Matias foi de 571 m.a. Um único valor foi destoante e refere-se a um concentrado de biotitas, já cloritizadas, que indi

cou uma idade próxima a 420 m.a. que é sugestiva da época de atuação do processo de retrometamorfismo responsável pela cloritização.

XI. O MAGMATISMO TARDI A PÓS-TECTÔNICO

1. Generalidades

É incluída dentro dessa classificação toda manifestação magmática do Cinturão Dom Feliciano que, em função de dados litológicos, estruturais ou radiométricos pode ser posicionada como tardia ou posterior à terceira fase deformacional do cinturão. Foram caracterizados duas suites principais que teriam grande expressão nos domínios Externo e Interno do cinturão, sendo ausentes na porção intermediária onde em meio aos metassedimentos do Grupo Brusque ocorreriam somente os granitóides das Suites Guabiruba e Valsungana.

De modo diferente das suites anteriores esse magmatismo inclui uma expressiva contribuição vulcânica que, na forma de diques, sills, derrames e tufos está intimamente associada com os corpos granitóides, constituindo as Suites Plutono Vulcânicas Subida e Pedras Grandes. A primeira está relacionada ao Grupo Itajaí enquanto que a segunda afeta o Complexo Granito Migmatítico.

2. Suite Plutono Vulcânica Subida

2.1. Características Litológicas

Distribuindo-se por toda a borda norte do Cinturão, esse magmatismo é representado preferencialmente por granitos róseos, alaskíticos e não foliados que formam corpos circunscritos afetando o Grupo Itajaí, o Grupo Brusque e a Faixa Ribeirão da Prata. São incluídos nessa suite os dioritos maciços do trecho Gaspar-Vargem Grande (S. de Blumenau) e as rochas vulcânicas ácidas da região de Subida.

O maciço mais expressivo e que dá nome a suite é o Granito Subida que ocorre na junção dos rios Itajaí Açu e Hercílio Luz cortando os sedimentos do Grupo Itajaí. Trata-se de um

"stock com cerca de 70 km² de exposição que tem toda sua borda oeste e sul recobertas pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. São frequentes blocos e matacões nas encostas dos morros que, em geral, são cortados de maneira ainda rudimentar para a confecção de blocos e guias de calçamento, sendo também aproveitados como pedra ornamental.

Predominantemente, trata-se de um granito róseo, subvulcânico hipersolvo, homogêneo, equigranular de granulação média a grosseira, e no geral raro em máficos. Sua mineralogia básica é composta por microclínio pertítico a mesopertítico, quartzo com corrosão magmática e plagioclásio sericitizado. Subordinadamente tem-se biotita e hornblenda. Esses minerais máficos estão em geral alterados, com cloritização de biotitas e transformações dos anfibólios em calcita e biotita fina. São frequentes grandes cristais de fluorita, além de zircão e apatita.

Enclaves microgranulares, cinza escuro de rochas vulcânicas, com tamanhos e formas variadas, vez ou outra são observados, sempre com contatos nítidos com o granito (Foto 5f). Esporadicamente foram encontrados alguns veios aplíticos com mineralogia muito semelhante a do próprio granito com feldspato potássico fortemente pertítico, quartzo, albita e alguma palheta de biotita. Fluorita aparece igualmente em grandes cristais.

Em uma das pedreiras observou-se um grande matacão de granito verde, maciço, que juntamente com os demais tipos rosados estava sendo cortado para a confecção de blocos. Mineralogicamente essa rocha, apesar da cor muito diferente, tem a mesma constituição do resto do maciço.

O Granito Subida é o único corpo a afetar os sedimentos do Grupo Itajaí. Foram, entretanto, observados em outras localidades alguns dioritos e vários outros granitos igualmente rosados, isótropos e alaskíticos que fazem parte dessa suite. Eles foram inicialmente descritos por Silva e Dias (1981a e b) que os relacionaram a Suite Guabiruba. Borba e Lopes (1983) também

fazem referências a esses corpos. Nos perfis da Figura 6, podem ser observados, além desses granitos róseos, vários "stocks" de quartzo dioritos porfiríticos, com plagioclásio (esporadicamente como megacristal) e hornblenda como constituintes principais, possuindo, subordinadamente, clinopiroxênios. A matriz é escassa, intersticial, localmente micropegmatítica. São, igualmente, observados carbonatos, epídotos, calcita e sericita. Ainda na Figura 6, está representado um corpo de quartzo diorito a plagioclásio róseo, que representaria a manifestação mais a sul dessa suite, e que é intrusivo nos metassedimentos do Grupo Brusque.

O vulcanismo ácido que integra a Suite Plutono Vulcânica Subida tem suas melhores exposições na região entre Apiúna e Ibirama. Esse magmatismo tem componentes extrusivos caracterizados por tufos e brechas vulcânicas, interestratificadas com os sedimentos do Grupo Itajaí, ocorrendo, também, como sills e diques. As ocorrências mais significativas são as de Apiúna, Morro da Ilse e no trecho de asfalto entre a ponte sobre o rio Itajaí (na localidade de Subida) e Ibirama.

Os riólitos ou equivalentes próximos são rochas com tons vermelhos que, quando alterados, tornam-se mais escuros, destacando-se, ainda, ripas de plagioclásio entre pontuações de quartzo escuro numa matriz felsítica. Os diques possuem uma granulação mais grosseira, sendo compostos por quartzo, feldspato potássico (sanidina), plagioclásio e biotita, numa matriz felsítica granofírica, sempre com sericita e um pouco de calcita. Os tufos intercalados nos metassedimentos são muito finos, talvez com uma componente importante de cinzas vulcânicas, possuindo, tipicamente, quartzo bipiramidais, e fragmentos vítreos alongados (shards?), muita sericita não detrítica e fragmento de feldspatos sericitizados.

2.2. Geocronologia

Os tufos vulcânicos intercalados nos sedimentos da base do Grupo Itajaí, indicaram, em isócrona Rb-Sr, em rocha total, a idade de 534 ± 4 milhões de anos com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de

0,718 \pm 0,001. Esse valor foi interpretado, conforme discussão e efetuada no Capítulo VIII, como significativo da idade do episódio metamórfico regional que afetou o Grupo Itajaí.

Os riolitos de Apiúna com inclusão de um ponto da mesma vulcânica coletado próximo a Subida apresentou em isócrona Rb-Sr, com 6 pontos, a idade de 544 \pm 20 m.a. com $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0,705 \pm 0,001 (Figura 29d). Esse valor refere-se a época de colocação e resfriamento desse magmatismo em meio aos sedimentos.

Para o Granito Subida efetuou-se a análise de 7 amostras de rochas coletadas dentro do maciço em quatro afloramentos diferentes. Em três dessas amostras a determinação da composição isotópica do Sr foi efetuada em duplicata com os resultados indicando excelente reprodutibilidade. A isócrona Rb-Sr em rocha total indicou o valor de 546 \pm 9 m.a. com $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0,700 \pm 0,002 (Figura 29e). Essa idade, de modo semelhante aos riolitos, é representativa da época de colocação em níveis crustais superiores do Granito Subida.

As idades isocronicas obtidas para as rochas vulcânicas de Apiúna e, também para o Granito Subida são semelhantes, indicando que essas atividades magmáticas estariam relacionadas a um mesmo evento ígneo. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ são fortemente sugestivas de uma origem profunda para essas rochas, representando, portanto, produtos da fusão da base da crosta ou então de diferenciados mantélicos. Essas conclusões baseiam-se igualmente nas características petrológicas e geoquímicas desse magmatismo.

O vulcanismo associado ao Grupo Itajaí foi correlacionado por vários autores ao magmatismo que afetou a bacia de Campo Alegre, situada cerca de 50 quilômetros mais a norte, em meio aos terrenos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. A correlação geocronológica dessas manifestações ígneas é aqui reforçada com a apresentação de uma idade de 536 \pm 65 m.a. para as vulcânicas da Bacia de Campo Alegre. Esse valor, apesar de impreciso, é muito semelhante ao obtido para as vulcânicas Apiúna, indicando que esses eventos são, pelo menos, cronocorrelatos.

3. Suite Plutono Vulcânica Pedras Grandes

3.1. Características litológicas

Dentro dessa unidade estão englobadas as rochas granitoides que ocorrem como grandes batólitos intrusivos no Complexo Granito-Migmatítico. Corresponde com algumas modificações, a Suite Intrusiva Pedras Grandes de Trainini et al. (1978), sendo a principal diferença a inclusão nessa suite das rochas vulcânicas extrusivas e filoneanas ácidas.

É constituída preferencialmente por granitos grosseiros a porfiróides com megacristais brancos a rosados são foliados, e admitem grande variação faciológica com tipos cinzas, inequigranulares com pontuações de máficos, até granitos róseos, isótipos grosseiros e alaskíticos. Estão incluídos na suite os Granitos Armação, São Miguel, Major Gercino, Capivari, São Bonifácio, Tabuleiro e Barra do Rio dos Bugres. Com exceção deste último, que é um pequeno corpo lateral ao granito Tabuleiro, os demais foram cartografados por Trainini et al. (op.cit.).

Os tipos predominantes são granitos e quartzo monzonitos ocorrendo subordinadamente granodioritos. As texturas variam entre porfiroblásticas com megacristais de microclínio até típicas texturas granulares magmáticas. São observados xenólitos microgranulares de composição intermediária e frequentes concentrações decimétricas ricas em biotita.

Os granitos Tabuleiro e Capivari abrigam os enclaves metassedimentares do tipo Queçaba que seriam representativos de coberturas supracrustais preservadas como "roof pendants" em meio aos granitoides. Metassedimentos semelhantes, porém com expressão bem menor, foram observados também sobre o Granito Major Gercino.

São comuns os diques de microgranitos, aplitos e riolitos que ocorrem cortando todas as rochas do Complexo Granito-Migmatítico. Essas rochas filoneanas bem como as manifesta-

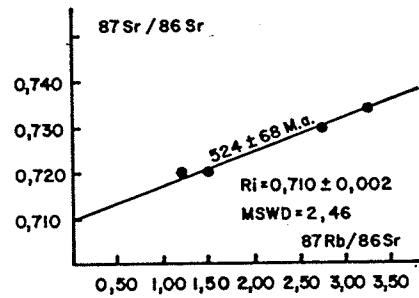


FIGURA 33a- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO ARMAÇÃO (FLORIANÓPOLIS).

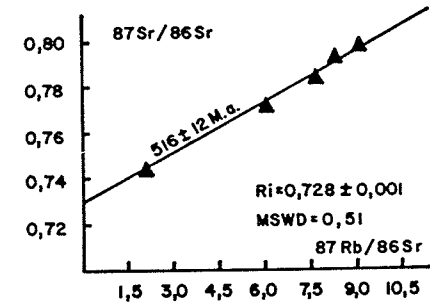


FIGURA 33b- ISÓCRONA Rb/Sr DO GRANITO BARRA DO RIO DOS BUGRES.

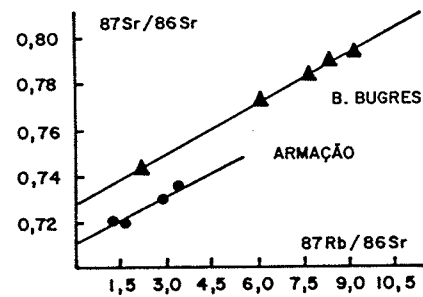


FIGURA 33c- COMPARAÇÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DOS DOIS GRANITOS ANTERIORES.

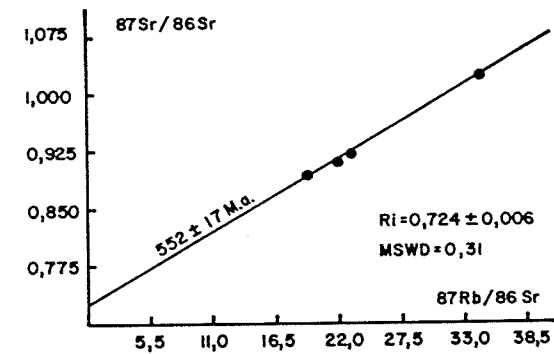


FIGURA 33d- ISÓCRONA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DOS TUFOS CAMBIRELA.

FIGURA 33 -DADOS ISOTÓPICOS Rb/Sr EM ROCHAS DO MAGMATISMO TARDI A PÓS TECTÔNICO (SUITE P.GRANDES). DOMÍNIO INTERNO

ções vulcânicas extrusivas que repousam sobre os granitoides Pedras Grandes, caso dos tufos do Morro da Cambirella, do Morro de TV e da praia de Armação em Florianópolis, da ponta dos Zimbros em Porto Belo e várias outras exposições menores e isoladas, são consideradas como representativas dos estágios finais do magmatismo Pedras Grandes. Uma característica comum dos diques riolito - riodacíticos observados nessa área, é o contraste fornecido entre as pontuações claras de feldspatos euhédricos e a massa afanítica cinza escura. A matriz dessas rochas é felsítica porém com uma forte disseminação de biotita o que lhe confere a tonalidade escura. São freqüentemente observados biotita, hornblenda, esfero, apatita e opacos. Em duas das lâminas observadas verificou-se a presença de stipnomelano, mineral este sugestivo da afinidade alcalina desse magmatismo, indicação que Trainini et al. (op.cit.), baseado em dados geoquímicos, já haviam efetuado para as rochas graníticas dessa suite.

3.2. Geocronologia

As idades obtidas em granitos da Suite Pedras Grandes estão representadas nas Figuras 33a (Ponto 2) e 33b (Ponto 10) com resultados de 524 ± 68 m.a. para o granito Armação e 516 ± 12 m.a. para o granito alaskítico da Barra do Rio dos Bugres. Os tufos do Cambirella indicaram igualmente em isócrona Rb-Sr em rocha total a idade de 552 ± 17 m.a. (Figura 33d, Ponto 38).

A Figura 33c mostra claramente que, apesar dos dois granitos datados possuírem idades próximas, suas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} são bem diferentes entre si, sugerindo que as áreas fontes desses granitos seriam duas regiões com distintas razões Rb/Sr. Como os valores são altos ($0,710 \pm 0,002$ e $0,728 \pm 0,001$) é atribuída a ambos uma origem crustal. Baseado igualmente no alto valor da razão inicial dos tufos de ($0,724 \pm 0,006$), uma origem semelhante lhes é atribuída.

Essas idades são significativas da época de colocação desses corpos que representariam manifestações magmáticas ocorridas dentro do período de tempo abrangido pela Suite Plutono-

-vulcânica Pedras Grandes. A idade mais antiga possível para essa suite é de 580 m.a. que foi o valor mais jovem encontrado para a Suite São Pedro de Alcântara. A idade de 550 m.a. representaria o valor provável para o clímax desse magmatismo, pois coincidiria com um importante evento termal regional que foi registrado pela maioria das determinações K-Ar em minerais separados.

XII. CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DO MAGMATISMO GRANITÓIDE E SEU POSICIONAMENTO TECTÔNICO

1. Introdução

Procurar-se-á demonstrar neste capítulo que o magmatismo granitóide do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina foi produzido por fusão de material crustal durante os eventos tectônicos do Ciclo Brasileiro. Para tal, discutir-se-á de modo conciso as características geoquímicas dessa granitogênese enfatizando-se as inferências geotectônicas decorrentes destas. Dentro dessa linha, a afirmação de Pitcher (1982)... "Não é surpreendente que os tipos de granitos reflitam seus ambientes e que suas assembléias rochosas e composições químicas forneçam uma das características dominantes dos cinturões móveis"... , sintetiza os objetivos deste capítulo. Esse mesmo autor procurou sistematizar os avanços na classificação e posição tectônica dos granitóides, reconhecendo os quatro tipos principais que serão aqui empregados. São eles:

a. os plagiogranitos ou granitóides M derivados de um magma oriundo diretamente do manto ou da crosta oceânica subductada sob um arco vulcânico imaturo;

b. os granitos calco-alcalinos do tipo I com dois sub-tipos principais: b.1. *granitóides I Cordilheranos*, representando uma volumosa suite expansiva de gabros-quartzo dioritos - tonalitos associados a um regime de margens continentais ativas e com uma contribuição mantélica inicial e evolução para uma maior interação magmática com a crosta continental; b.2. *granitóides I Caledonianos*, representando suites calco-alcalinas menos expansivas e mais leucocráticas, granodiorito-graníticas, encontradas em regimes tectônicos de soerguimento pós-orogênico ou da subducção da crosta continental inferior;

c. granitos peraluminosos e as duas micas, do ti-

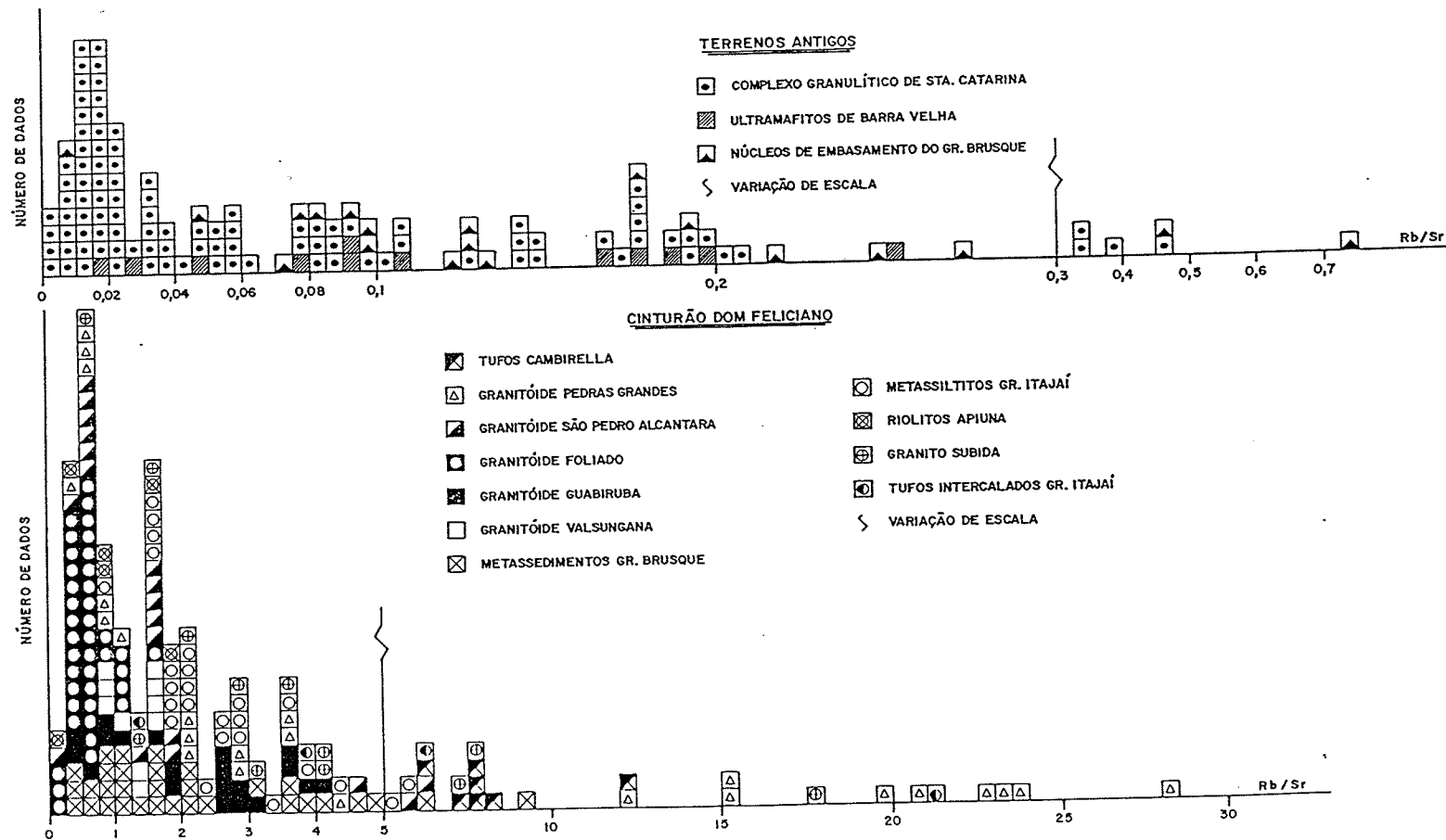


FIGURA 34 - COMPARAÇÃO DA RELAÇÃO Rb / Sr ENTRE OS TERRENOS ANTIGOS E O CINTURÃO DOM FELICIANO (SC).

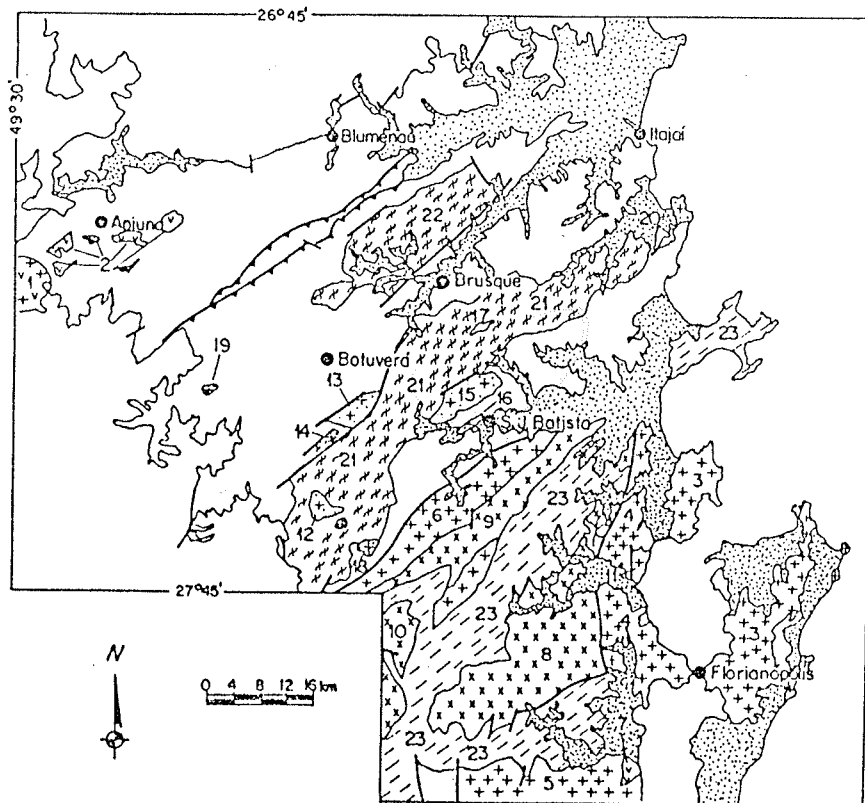
po S, característicos das zonas de colisão continental ou dos cinturões de cisalhamento dúctil intracratônicos quando, em ambos os casos, a crosta continental encontra-se tectonicamente es pes sada o suficiente para refundir em profundidade;

d. granitos alcalinos e sienitos, do tipo A, representando uma associação magmática de "rift" em áreas de escudo ou um plutonismo final do evento orogênico em regime de dom ea men to. Geralmente deriva-se da refusão da crosta junto a diápiros do manto.

2. Discussão dos Resultados Geoquímicos e Isotópicos

As características geoquímicas das rochas do Cinturão Dom Feliciano são bastante diferentes das apresentadas pelo Cráton Rio de La Plata (Luis Alves) e pelos núcleos de embasamento que afloram esporadicamente no interior do Cinturão. Esse contraste é facilmente exemplificado pela Figura 34 onde estão relacionadas cerca de 340 razões Rb/Sr obtidas em rochas dessas diferentes unidades. Pode-se observar que para os terrenos anti gos essas razões são sempre inferiores a 1 e que a concentração máxima que engloba a maior parte dos gnaisses pertencentes ao Complexo Granulítico de Santa Catarina é próxima a 0,015, cerca de 50 vezes inferior ao valor obtido com as amostras do Cinturão Dom Feliciano. Ainda neste último o intervalo de variação da razão é muito grande com os valores mais altos, relacionados aos granitóides da suite Pedras Grandes.

Esse contraste, pode até mesmo ser utilizado no apoio a cartografia geológica, uma vez que as diferenças entre as razões Rb/Sr dessas unidades são muitas vezes bem mais acentu adas do que as observadas, a nível mineralógico e estrutural, no campo. Essa razão foi utilizada por exemplo, como elemento adici onal na diferenciação entre os ortognaisses pertencentes ao embasamento e ao Cráton daqueles integrantes do Complexo Granito-Migmatítico do Domínio Interno do Cinturão.



MAGMATISMO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

Tardi a Pós Tectônico

- Suite Plutono Vulcânica Subida
- 1 - Granito Subida
- 2 - Riólitos Apiuna
- Suite Plutono Vulcânica Pedras Grandes
- 3 - Armação
- 4 - São Miguel
- 5 - Tabuleiro
- 6 - Major Garcia e diques riolíticos
- 7 - Tufos Cambirella

Sin a Tardi Tectônico

- Suite São Pedro de Alcântara
- 8 - Santa Luzia
- 9 - Boa Vista
- 10 - Angelina
- 11 - Ponta dos Cablocos
- Suite Guabiruba
- 12 - Morro Pelado
- 13 - Serra do Tijucas
- 14 - Catinga
- 15 - Nova Trento
- 16 - S. J. Batista
- 17 - Nova Itaja
- 18 - Rio do Alho
- 19 - Barra do Areia
- 20 - Morro do Boi
- Suite Valsungana
- 21 - Valsungana
- 22 - Guabiruba
- Granitoides Fallados
- 23 - Granitoides e migmatitos indiferenciados

Fig.35-MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS GRANITOIDES REFERIDOS NO TEXTO.

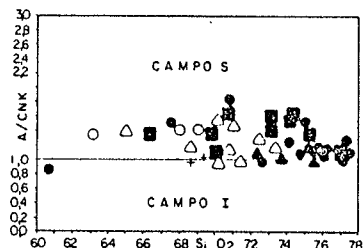


Fig. 36a - Índice de Clark (1981) Mol (Al₂O₃ / CaO + Na₂O + K₂O) versus SiO₂

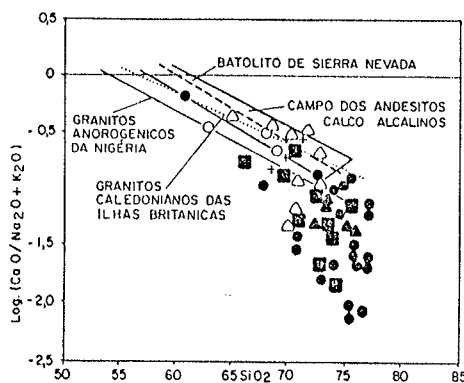


Fig. 36d - Razão calco-alcalina versus sílica "Trends" e Campo dos Andesitos segundo Brown (1979 e 1982)

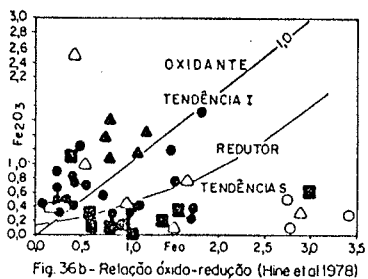


Fig. 36b - Relação óxido-redução (Hine et al 1978)

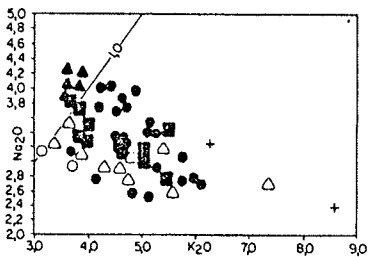


Fig. 36c - Relação Na₂O versus K₂O

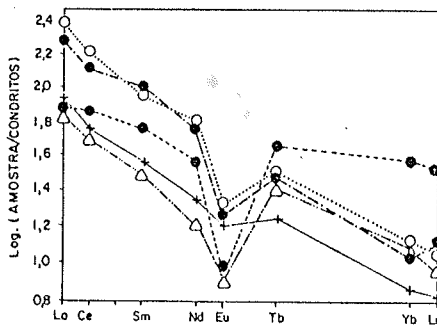


Fig. 36e - Padrão de terras raras de compostos dos granitoides das principais suites. (Dados obtidos de Mantovani 1985)

- Legenda
- ▲ - Granito Subida
 - △ - Suite São Pedro de Alcântara
 - - Suite Valsungana
 - + - Granitoides Fallados (Cx. Granito-migmatítico)
 - - Suite Guabiruba
 - - Suite Pedras Grandes

Fig. 36 - RELAÇÕES QUÍMICAS CONTRASTANTES DOS GRANITÓIDES DO CINTURÃO DOM FELICIANO EM SANTA CATARINA

Os dados litogeoquímicos utilizados na confecção dos diagramas discriminantes que serão aqui discutidos, foram obtidos de Trainini et al. 1978 e Kaul et al. (inédito) estando listados no Apêndice VI. Nove dados novos são apresentados, tendo sido os de sigla CAN analisados no Canadá e os demais, na Itália. Na Figura 35 estão representados os granitóides referidos no texto.

O Gráfico A/CNK (Figura 36a) indica que todo o magmatismo granitóide do cinturão é rico em alumínio em relação ao conteúdo em álcalis. As suites Subida, Pedras Grandes, São Pedro de Alcântara e os Granitóides Foliados apresentaram uma tendência mais metaluminosa em relação as suites francamente peraluminosa Guabiruba e Valsungana, nestas últimas o indicador A/CNK é da ordem de 1,5.

A relação Fe_2O_3 x FeO (Figura 36b) é igualmente distinta na separação das suites Guabiruba e Valsungana das demais suites, sendo ambas francamente redutoras e com a última ainda mais enriquecida em FeO. A suite Subida cai integralmente no campo oxidante e a Pedras Grandes é predominantemente oxidante sendo os termos redutores mais ricos em Fe^{3+} do que os da Suite Guabiruba para idênticos valores de FeO. Os pontos da Suite S.P. Alcântara passeiam pelo diagrama.

Na Figura 36c têm-se a relação Na_2O versus K_2O que apresenta uma separação nítida dos granitóides da Suite Subida das demais. Estes são mais ricos em Na_2O com todos os pontos bem agrupados e com razão superior a 1. As demais suites apresentam uma correlação negativa para esses elementos. A Suite Pedras Grandes indica dois "trends" paralelos com diferentes teores em Na_2O para o mesmo K_2O o que reforça as sugestões de heterogeneidades na área fonte dessa suite, já indicadas pelos dados isotópicos.

No gráfico da razão calco-alcalina versus sílica (Figura 36d) pode-se observar que a comparação dos "trends" apresentados pelos granitóides nigerianos (alcalinos), o batólito de

Sierra Nevada e os granitos caledonianos das ilhas britânicas (calco-alcalinos), com o magmatismo do cinturão, sugere para este último uma filiação calco-alcalina para as suites Valsungana e Granitóides Foliados e grande parte da suite S.P. Alcântara. Nitidamente alcalina é a suite Subida acompanhada pela maioria dos granitóides das suites Guabiruba e Pedras Grandes. Além disso, quando observados os "trends" sugeridos pelos diferentes granitóides integrantes dessas suites (não individualizados nos diagramas), verificou-se "trends" muito verticalizados, bem distintos dos apresentados pelo magmatismo utilizado como referencial.

Desta forma, os granitóides calco-alcalinos a alcalinos das suites Valsungana, Guabiruba e os Granitóides Foliados, por apresentarem altas razões A/CNK, valores sistematicamente mais baixos em Na_2O em relação a teores iguais de K_2O das associações alcalinas e um caráter predominantemente mais redutor, possuem características de um magmatismo do tipo S. Utilizando-se dos mesmos parâmetros pode-se sugerir uma afinidade ao magmatismo do tipo I Caledoniano para as suites S. Pedro de Alcântara e Pedras Grandes e do tipo A para a suite Subida.

Os diagramas de Harker (não apresentados) indicaram, baseados na comparação dos elementos maiores versus sílica, que essas suites são pouco expansivas com variações restritas no teor em sílica, fato este que dificultou a identificação dos possíveis "trends" composicionais. Dentre os óxidos que apresentaram um comportamento linear destacam-se o Na_2O , K_2O , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 . As suites S. Pedro de Alcântara, Guabiruba e Pedras Grandes respeitadas as variações dos teores, apresentaram um comportamento semelhante com "trends" positivos em relação ao Na_2O e K_2O e negativo em relação aos demais. Os granitóides da Suite Valsungana indicaram correlações negativas para o Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2 e P_2O_5 e positiva para o MgO . A Suite Subida indicou uma correlação negativa para o Na_2O , MgO , CaO e TiO_2 e positiva somente para o K_2O . Os granitóides foliados apenas sugerem "trends" sendo positivos para o MgO , CaO e TiO_2 e negativos para o K_2O e P_2O_5 .

Adicionalmente, o padrão de terras raras obtido com

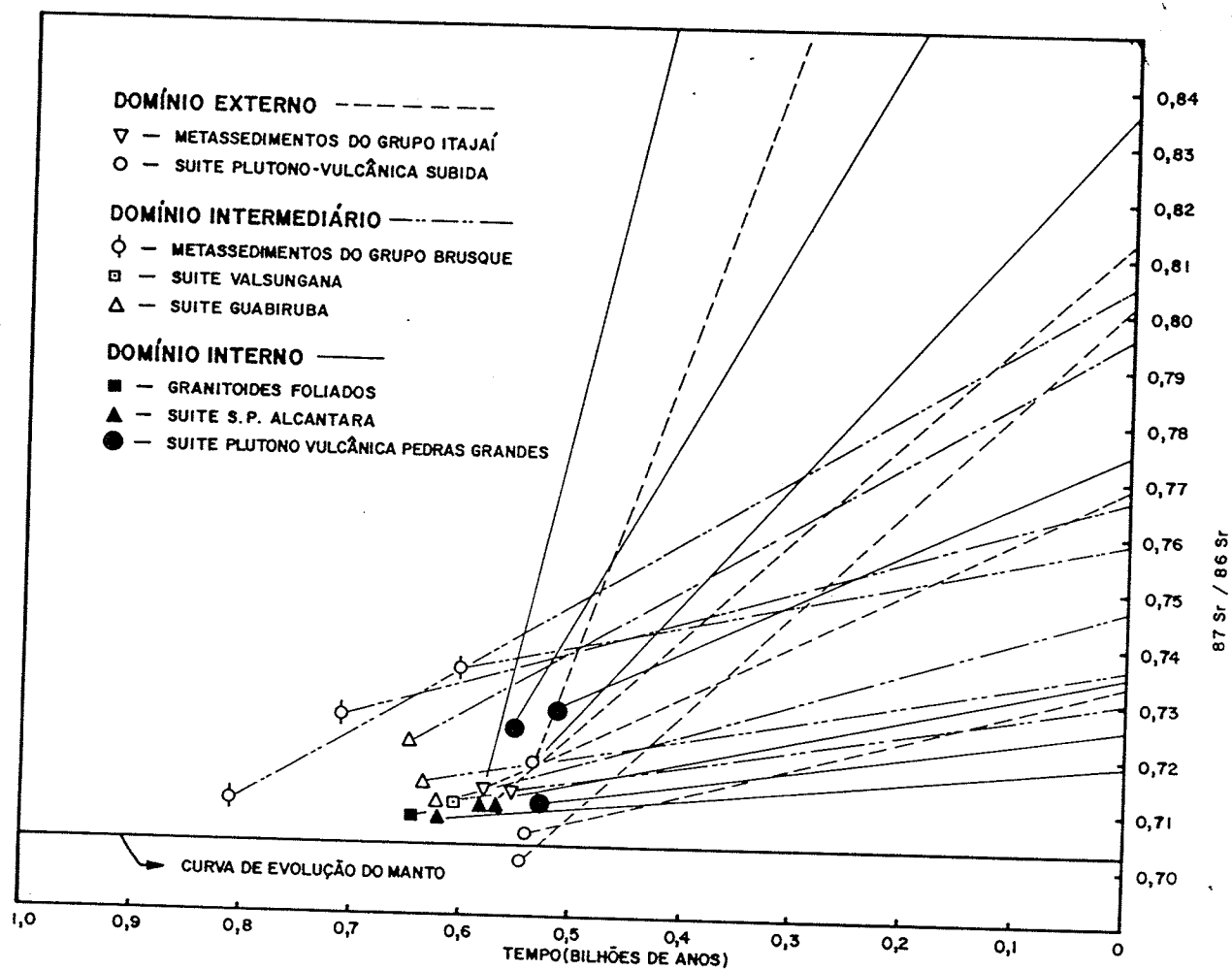


FIGURA 37 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DO Sr PARA O CINTURÃO DOM FELICIANO (SC).

amostras compostas (preparadas com material de diversos corpos representativos das diferentes suites) indicou para os granitóides Valsungana, São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes um padrão comum com rochas graníticas com uma importante anomalia em Eu e um enriquecimento em terras raras leves (Figura 36e). Esse padrão não é seguido pelos granitóides foliados que não apresentam a anomalia em Eu, fato este que está de acordo com a hipótese de que estes granitóides representariam rochas menos evoluídas do que os demais. Foram feitas duas análises em amostras da Suite Pedras Grandes com o Granito da Armação tendo comportamento muito semelhante a do granitóide Valsungana e o granito alaskítico da Barra do Rio dos Bugres (provável "stock" tardio e periférico do granito Tabuleiro) apresentando, diferentemente dos demais um enriquecimento em terras raras pesadas tão importante quanto os leves.

A natureza crustal desses granitóides é também enfatizada pelos dados isotópicos, com as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} sempre se posicionando acima da curva de evolução do manto (Figura 37). A exceção é a Suite Subida que apresenta os valores mais baixos com 0,700 para o granito e 0,705 para as vulcânicas Apiúna, indicando uma importante contribuição de material mantélico ou então, uma origem a partir da fusão de material da base da crosta. As demais suites, apresentam valores de 0,708 a 0,730 evidenciando claramente a componente crustal e sugerindo uma contribuição mantélica subordinada, provavelmente, relacionada a fusão do material vulcânico interestratificado nos metassedimentos que teria sido acrescentado a crosta em época pouco anterior a idade Rb/Sr dos granitóides (suites Guabiruba e Valsungana).

Essa interpretação é corroborada pelos resultados Pb-Pb (Mantovani 1985) que indicam uma idade transamazônica de 2180 ± 75 Ma. como a provável época de adição à crosta do material originário dos granitóides das suites Pedras Grandes, Valsungana, S. Pedro de Alcântara e Granitóides Foliados. Valores igualmente antigos, pré-brasilianos, foram obtidos através do método Nd (idade modelo para manto empobrecido; Hawkesworth et al., 1985), para o granitóide Valsungana (2013 m.a.) e para o granito Armação da Suite Pedras Grandes (1424 m.a.).

3. Conclusões

O magmatismo do tipo S é amplamente dominante no âmbito do Gr. Brusque (Suites Valsungana e Guabiruba), a sul deste, no domínio interno, predominam os granitóides do tipo I (Suites S.P. Alcântara e Pedras Grandes) sobre os granitóides foliados que possuem afinidades ao tipo S. Na antefossa molássica, relacionado ao Graben do Itajaí tem-se o magmatismo do tipo A da Suite Subida. É importante ressaltar-se que esses diferentes magmatismos são separados por grandes lineamentos (ver mapa geotectônico, Anexo 1) que devem, provavelmente, refletir importantes descontinuidades a nível do Cinturão. As principais características contrastantes dessas suites magmáticas estão relacionadas na Figura 38.

Baseando-se nas relações de intrusão entre as diferentes suites, nas relações entre elas e as deformações tectônicas e considerando-se as idades radiométricas disponíveis pode-se montar o quadro tectono-estratigráfico apresentado na Figura 39. Destacam-se as seguintes observações:

- o magmatismo "S" é sincrônico a tardio em relação a orogênese brasileira.

- o magmatismo "I" é tardio a pós tectônico em relação a essa orogênese. Convém lembrar que as suites I Caledonianas são igualmente pós-tectônicas e associadas a um regime de soerguimento.

- o magmatismo "A" é restrito a pequenos corpos tardi-tectônicos intrusivos nas molassas do cinturão.

Baseado nos dados isotópicos Pb-Pb e Sm-Nd é possível considerar-se que grande parte da crosta subjacente ao Grupo Brusque ter-se-ia constituído no Transamazônico e que, durante o Ciclo Brasileiro teria sofrido fusões com a conseqüente geração da expressiva granitogênese do Cinturão. Isso é particularmente válido para as suites Pedras Grandes e São Pedro de Alcântara e menos importante para as suites Valsungana, Guabiruba e Granitói-

	Suite Granitóides Foliados	Suite Guabiruba	Suite Valsungana	Suite São Pedro Alcântara	Suite Pedras Grandes	Suite Subida
Características geométricas	Corpos alongados NE-SW, foliados	Stocks irregulares. Isótopos	Batólitos alongados NE-SW foliados a isotropos	Batólitos e stocks não orientados. Isótopos	Batólitos grosseiramente alinhados NE-SW. Isótopos	Stocks circunscritos. Isótopos
Textura	Hipidiomórfica	Hipidiomórfica granular	Hipidiomórfica granular	Hipidiomórfica granular	Hipidiomórfica granular	Granular
Moda	Quartzo-monzonitos	Granitos a quartzo-monzonitos	Granitos a granodioritos	Granitos e quartzo-monzonitos a quartzo-dioritos		Granito
Mineralogia (Acessórios)	Biotita, apatita, allanita e esfeno	Biotita, muscovita, granada, fluorita e allanita	Biotita, muscovita, apatita e esfeno	Biotita, apatita, esfeno e hornblenda	Biotita > hornblenda, apatita, esfeno e stípnomelano	Anfíbólio, biotita, allanita e fluorita
% SiO ₂	68,6 - 70,1	66,3 - 74,3	63,2 - 69,2	65,0 - 74,9	60,7 - 77,3	72,3 - 75,7
A/CNK	- 1,0	- 1,5	- 1,3	1,0 a 1,5	- 1,1 3 ptos + altos	1,0 a 1,1
Na ₂ O/K ₂ O	Baixas razões	Teores em Na ₂ O superiores a Suite S.P.Alcântara	Correlação negativa com teores em Na ₂ O sempre menores do que a suite Guabiruba	Correlação negativa Na ₂ O < K ₂ O	Correlação negativa Na ₂ O < K ₂ O	Valores > 1 Na ₂ O > K ₂ O
Fe ₂ O/FeO	-	Redutor (baixo FeO)	Francamente redutor (alto FeO)	Predomínio dos termos oxidantes		Francamente oxidante
Diagramas de Harker	Todas as suites são pouco expansivas ficando a maior variação em sílica e os melhores "trends" com as suites São Pedro Alcântara e Pedras Grandes					
Terras Raras	Pequena anomalia negativa em EU, enriquecido em Terras Raras leves	-	Grande anomalia em EU. Enriquecimento em Terras Raras leves			-
Idade (m.a.)	640 ± 20	620 ± 20	640 ± 20	600 ± 20	540 ± 20	540 ± 10
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ _i	0,708 - 0,711	0,712 ± 0,721	0,711	0,708	0,710 - 0,728	0,700 - 0,705
Magmatismo	Calco-alkalino	Alcalino	Calco-alkalino	Calco-alkalino a alcalino	Alcalino	Alcalino
Tipo Predominante	S	S	S	I	I	A

Figura 38 - Características contrastantes do magmatismo granitóide do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

des Foliados que teriam recebido grande contribuição dos metas-
sedimentos do Grupo Brusque. O material crustal que poderia ter
sido fundido para a geração do magmatismo Subida seria mais anti-
go, provavelmente Arqueano relacionado ao Cráton Rio de la Plata.

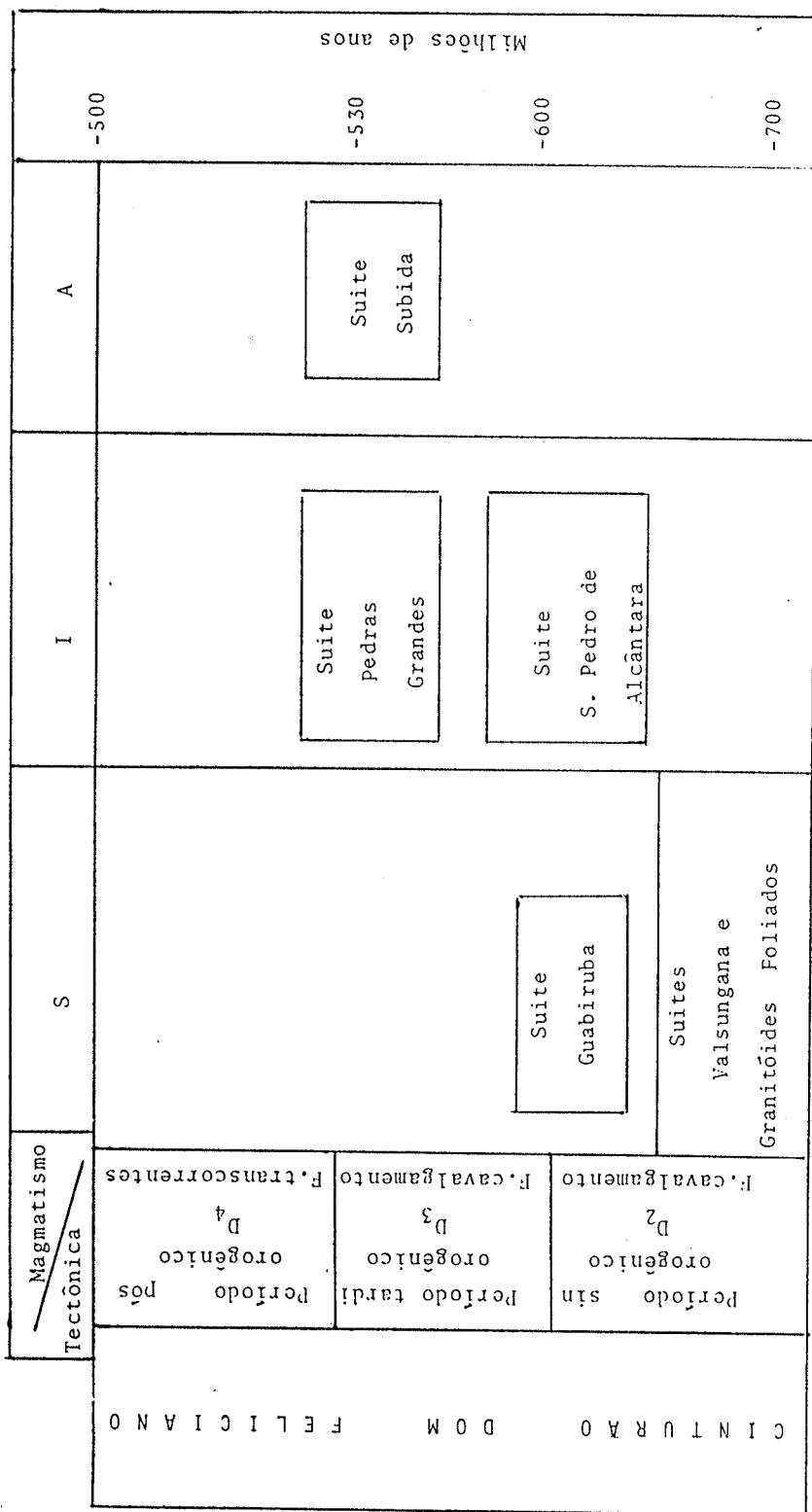


Figura 39 - Quadro tectono-estratigráfico do magmatismo granitóide do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS

1. Modelo de Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina

Vários são os modelos geotectônicos que utilizando-se da teoria da Tectônica de Placas procuram explicar a evolução do Cinturão Dom Feliciano. Dentre eles, conforme discutido no capítulo III, destacam-se os artigos de Porada (1979), Fragozo Cesar (1980), Fragozo Cesar et al. (1982) e Issler (1982 e 1983).

No presente trabalho é apresentado para a porção catarinense do Cinturão Dom Feliciano um grande número de novos dados isotópicos que, somados às informações Pb-Pb e Sm-Nd, permitem afirmar, ao menos para essa porção do cinturão, que a grande maioria, senão a totalidade da granitogênese estudada não tem sua origem ligada ao consumo de uma placa oceânica durante o Ciclo Brasileiro.

As indicações fornecidas pelos resultados Sm/Nd e Pb-Pb são de uma vivência crustal, desde o Transamazônico, para o material precursor das rochas granitoides do cinturão. São reforçados pelas altas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} e pelas características químicas (crustais) dessa granitogênese, conduzindo então a uma interpretação geodinâmica através de uma subducção do tipo "A", coerente com a polaridade metamórfica e vergência tectônica NW brasileira.

A Figura 40 representa duas etapas deste processo de subducção A, que provavelmente teve início entre 700 e 650 M.a.. A zona linear de cisalhamento atribuída à Faixa Ribeirão da Prata corresponde à reativação da borda sul do Cráton Rio de La Plata, ocasionada pelo sub-cavalgamento ("under thrusting") deste sob parte da crosta continental subjacente ao Grupo Brusque, e pode, assim, representar a zona de sutura. Os estádios iniciais da subducção dos terrenos reativados da margem meridional do Cráton Rio de La Plata produziria um intenso encurtamento crustal e mag-

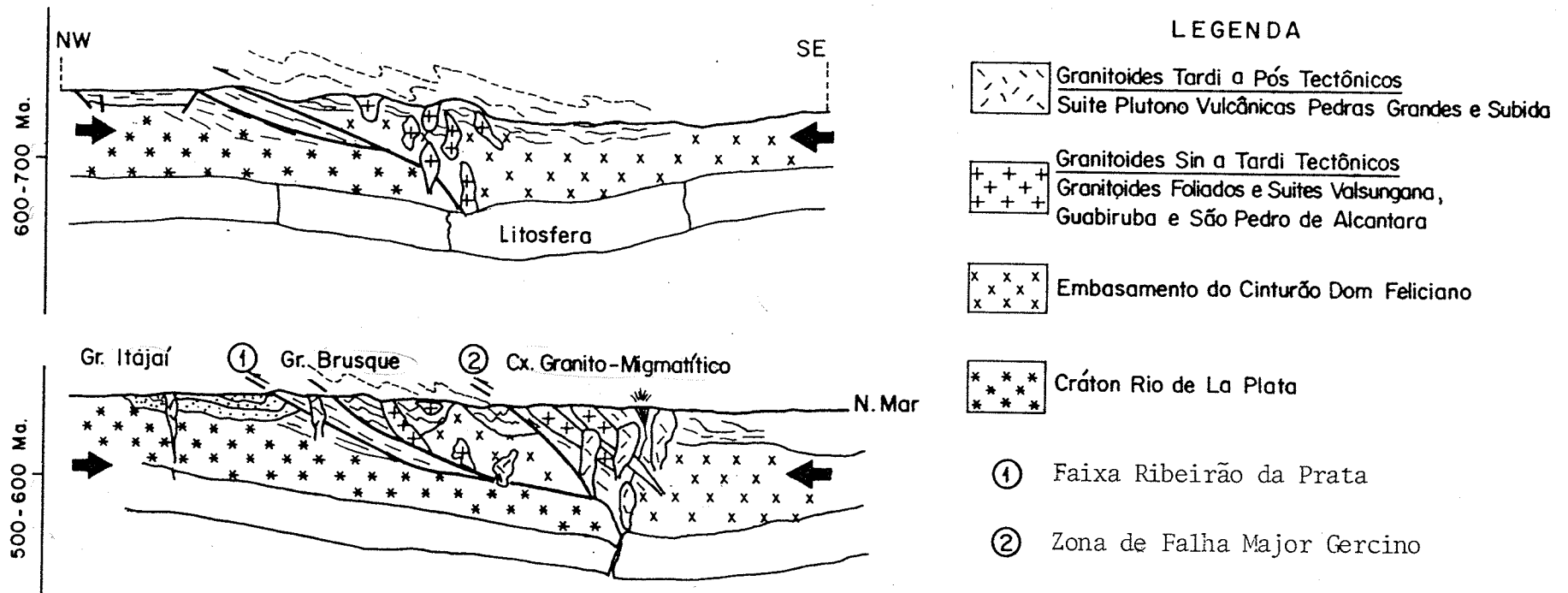


Fig 40-MODELO DE SUBDUÇÃO "A" APLICADO A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO (SC).

matismo, atestados pelos dobramentos e desenvolvimento da xistosidade regional de segunda fase (D_2 e S_2), associadas ao metamorfismo e a cavalgamentos. Os granitóides da Suite Valsungana (Domínio Intermediário) e a intensa anatexia e geração dos Granitóides Foliados em níveis crustais mais profundos do Domínio Interno estão associados ao espessamento crustal. As últimas manifestações deste estágio estão representados pela intrusão das suites Guabiruba e São Pedro de Alcântara.

A continuidade do processo compressional responde pelo redobramento e metamorfismo da terceira fase de deformação do Cinturão (D_3), e a progressão dessa tectônica em direção ao ante-país afetou o Domínio Externo. É deste estágio o dobramento do Grupo Itajaí, enquanto que no Domínio Interno, zona de maior espessamento crustal, teve lugar a refusão crustal e a geração do magmatismo da Suite Plutono-Vulcânica Pedras Grandes, que se colocaria nos níveis crustais superiores posteriormente às deformações do Cinturão.

Apesar da maioria das indicações revelar a importância da crosta continental na formação das rochas da porção catarinense do Cinturão Dom Feliciano (o que induziu a elaboração do modelo anteriormente discutido), é importante ressaltar que em uma escala global, envolvendo os cinturões de idade brasileira da porção sul do Atlântico (Dom Feliciano, Damara Costeiro e Gariep) admite-se que esse processo possa ter-se iniciado com uma subducção do tipo B que teria evoluído para uma colisão continental após consumo completo da crosta oceânica. Nesse quadro, o possível arco magmático que teria então sido gerado, estaria hoje, ou bem, imerso sob o Oceânico Atlântico (conforme sugestão de Porada, 1979), ou então parcialmente exposto na região costeira do Rio Grande do Sul (Fragoso Cesar, 1980).

O presente trabalho não obteve indicações da presença de material oriundo do consumo de uma placa oceânica; questiona-se assim, as sugestões de Trainini et al. (1978) e Fragoso Cesar (op cit) de que o Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano

em Santa Catarina, poderia corresponder à raiz de um arco magmático de idade brasileira, devendo representar, na opinião do autor, tão somente zonas profundas e internas ao Cinturão. Sua correlação direta com os terrenos da porção oriental do Rio Grande do Sul é igualmente colocada em dúvida, visto que, existem diferenças marcantes entre ambos, com o segundo apresentando inúmeras idades radiométricas cerca de 200 m.a. mais antigas (Soliani, inf. verbal), como também diferenças geológicas, tais como, a presença de charnoquitos e granulitos além de áreas importantes ocupadas por granitóides tonalíticos calco-alcalinos (Fragoso Cesar, inf. verbal), que são desconhecidas em território catarinense. É, portanto, possível que a porção granito-migmatítica gaúcha possa corresponder à raiz de um arco magmático de acordo com a proposição de Fragoso Cesar (op cit), mas este não tem continuidade em Santa Catarina.

2. Quadro Cronoestratigráfico

Considerando-se os dados litoestratigráficos, estruturais e geocronológicos anteriormente discutidos, foi possível estabelecer-se para a porção catarinense do Cinturão Dom Feliciano o quadro cronoestratigráfico que está representado na Figura 41. Nele é enfatizada a sucessão de colocação dos corpos granitóides bem como sua relação com as principais fases deformacionais que afetaram o Cinturão. Algumas características principais merecem ser destacadas, são elas:

- pouco se conhece sobre a 1ª fase deformacional do Cinturão, tanto do ponto de vista radiométrico como estrutural. Tem-se somente alguns indícios de uma possível idade de 700 m.a. sugerida pela isócrona Rb-Sr dos biotita gnaisses da Catarina, valor este também observado em biotitas neoformadas em rochas cataclásticas da Faixa Ribeirão da Prata (K-Ar). No caso destes dois processos estarem associados, o que é possível, a idade de 700 m.a. corresponderia a época em que estes fenômenos teriam ocorrido. Não é conhecido nenhuma manifestação granitóide relacionada a este evento;

Figura 41 - Quadro cronoestratigráfico do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

IDADE (Ma.)	EVENTO
520 ± 20	Estabilização tectônica e resfriamento regional. 4ª Fase de Deformação (2ª fase da molassa) - Grandes inflexões descontínuas, orientadas NNW provavelmente associadas a reativações transcorrentes dos principais lineamentos.
560 ± 40	3ª Fase de Deformação (1ª fase da molassa) - Dobras normais a inclinadas com orientação NE-SW e vergência para NW. Reativação inversa dos principais lineamentos. Colocação dos granitóides das Suites Subida e Pedras Grandes com vulcanismo fissural e explosivo associado.
580 ± 40	Levantamento regional e sedimentação do Grupo Itajaí em antefossa molássica, na borda sul reativada do Cráton Rio de la Plata (Luis Alves).
650 ± 50	2ª Fase de Deformação - Implantação em todo o Cinturão da foliação dominante S ₂ com direção NE/SW e vergência para NW. Magmatismo sintectônico do tipo Valsungana e Granitóides Foliados. Principal evento termal e pico do metamorfismo no Grupo Brusque. Colocação tardia dos granitóides Guabiruba e São Pedro de Alcântara.
	1ª Fase de Deformação - Desenvolvimento nos metasedimentos do Grupo Brusque da xistosidade S ₁ . Vergência não caracterizada. Possível constituição da Faixa Ribeirão da Prata. Fase Geossinclinal - Deposição do Grupo Brusque com magmatismo básico a ultrabásico associado. Vulcanismo ácido a intermediário subordinado.
> 2.000	Exposições restritas do embasamento gnáissico-migmatítico. Núcleos da Serra do Cantagalo e da região de Presidente Nereu.

- a partir da 2ª fase de deformação a evolução do Cinturão está seguramente relacionada ao Ciclo Brasileiro. Esta fase corresponde à principal época de deformação, metamorfismo e magmatismo do Grupo Brusque. A correlação precisa entre a época de colocação dos granitóides do tipo Guabiruba e o desenvolvimento da foliação S_2 permitiu, com sua datação, o posicionamento no tempo do evento metamórfico.

- o Grupo Itajaí, preencheu uma bacia com características de antefossa molássica, instalada em parte sobre o Cráton Rio de La Plata e em parte sobre a Faixa Ribeirão da Prata. Sua sedimentação com importante contribuição de turbiditos iniciou-se posteriormente à segunda fase de deformação do Cinturão. Afetando essas rochas, tem-se o magmatismo da Suite Plutono-Vulcânica Pedras Grandes;

- a terceira fase deformacional foi igualmente importante na evolução do Cinturão. A ela estão ligadas as principais estruturas a nível regional e de afloramento. Nesta fase, foram reativadas com características inversas os grandes lineamentos gerados em épocas anteriores e ocorreu o dobramento do Grupo Itajaí. Trata-se de uma fase deformacional provavelmente ligada ao mesmo sistema de esforços da fase anterior. A granitogênese, nessa época, concentrou-se marcadamente no Domínio Interno do Cinturão (Suite Pedras Grandes);

- a quarta e última fase de deformação é caracterizada por inflexões descontínuas com orientação axial NNW/SSE. Trata-se da 2ª fase a afetar o Grupo Itajaí. Sua orientação e estilo do dobramento permite supor que sua geração esteja ligada a movimentações transcorrentes dos grandes lineamentos que definem os principais contatos geológicos. Trata-se de uma deformação que, em relação às anteriores, processou-se em níveis crustais superiores;

- a estabilização tectônica e conseqüente resfriamento regional ocorreu próximo a 500 m.a. conforme sugerido pelos dados radiométricos K-Ar nos diferentes domínios do Cinturão.

BIBLIOGRAFIA

- Albuquerque, L.F.F. de, et al. - 1971 - Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, SC. Convênio DNPM/CPRM. Porto Alegre. Inédito.
- Allégre, C.J. - 1967 - Méthode de discussion geochronologique Concordia generalisee. Earth Planet.Sci.Lett. 2:57-66.
- Almeida, F.F.M.de - 1948 - Contribuição à Geomorfologia da Região Oriental de Santa Catarina. In: An. Ass. Geogr. Bras., São Paulo, II, Tomo I: 10-38.
- Almeida, F.F.M.de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. DGM/DNPM, Rio de Janeiro, Bol. (241): 36 p.
- Almeida, F.F.M.de, et al. - 1973 - The precambrian evolution of South American Cratonic margin south of the Amazon River. In: the Ocean basins and margins. New York Plenum Publ. 1: 411 - 446.
- Amaral, G. et al. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. et Cosm.Acta, 30: 159-189.
- Basei, M.A.S. e Kawashita, K. - 1981 - Novos rumos em geocronologia. Salvador, Ba, Rev. Ciências da Terra, SBG (1): 31-37.
- Basei, M.A.S. e Cordani, U.G. - 1984a - The geologic evolution of the upper proterozoic Dom Feliciano Belt in Santa Catarina State, Southern Brazil. Moscou, Symposium on Fold Belts and Plate Tectonic in the Precambrian. 27^o Congr. Intern. Geol., 5C.05.23.
- Basei, M.A.S. e Cordani, U.G. - 1984b - Evolução Geológica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Rio de Janeiro, RJ, An. XXXIII Congr. Bras. Geol. SBG, p. 2885-2888.

- Borba, C. - 1985 - O precambriano do leste de Santa Catarina. Relatório Final de Iniciação Científica - CNPq, 67p. (inédito).
- Borba, C. e Lopes, O.F. - 1983 - Geologia do pré-cambriano da região de Piçarras. Balneário de Camboriú, SC. In: 4º Simp. Reg. Geol. SBG (no prelo).
- Brown, G.C. - 1979 - The changing pattern of batholith emplacement during Earth History. In: Origin of Granite Batholiths Geochemical Evidence; Atherton and Tarney (ed.), Shiva Pub. Lim., p. 106-115.
- Brown, G.C. - 1982 - Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic areas. In: Andesites, Thorpe R.S. ed. John Wiley and Sons, p. 437-469.
- Carvalho, P.F. de e Pinto, E.A. - 1938 - Reconhecimento Geológico no Estado de Santa Catarina. DGM/DNPM, Rio de Janeiro, Bol. (92): 30 p.
- Chappell, B.W. e White, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173-174.
- Clarck, D.B. - 1981 - The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineral, 19: 3-18.
- Cordani, U.G. - 1974 - Comentário sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas de Assunción e Curitiba. In: Monaco, O.A. et al. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Assunción-SG.21 e Curitiba SG.22, Brasília, DNPM, p. 58-67.
- Cordani, U.G. - 1980 - Interpretação de dados geocronológicos. 1ª parte. Fundamentos de Interpretação Geocronológica. Camboriú, SC, An. XXXI Congr. Bras. Geol., SBG, Bol. (6): 4-22.
- Coutinho, J.M.V. - 1971 - Estado atual de conhecimento do precam

briano superior sul brasileiro: uma síntese. São Paulo, An. XXV Congr. Bras. Geol., SBG, 1: 83-92.

Dutra, E.B. - 1926 - Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina. SGM/DNPM, Rio de Janeiro, 1º Bol. (21): 31-55.

Fragoso Cesar, A.R.S. - 1980 - O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense, Camboriú, SC. An. XXXI Congr. Bras. Geol., p. 2879-2892.

Fragoso Cesar, A.R.S. et al. - 1982a - Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da plataforma sul americana. Salvador, Ba, An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 1-12.

Fragoso Cesar, A.R.S. et al. - 1982b - Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano, uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. Salvador, Ba. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 13-23.

Girardi, V.A.V. et al. - 1974 - Geocronologia do Complexo Básico - Ultrabásico pré-brasiliano de Pien, PR. Porto Alegre, RS, Res. Comunicações, XXVIII Congr. Bras. Geol., p. 532-533.

Haraly, N.L.E. et al. - 1982 - Dados gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. Salvador, Ba, An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1:64-67.

Hartmann, L.A. - 1976 - Ocorrência de granulitos em Luiz Alves, SC. Belo Horizonte, MG, An. XXIX Congr. Bras. Geol. Resumos.

Hartmann, L.A. et al. - 1979a - A cataclase nos granulitos de Luis Alves (SC). Acta. Geol. Leop., (6): 29-44.

Hartmann, L.A. et al. - 1979b - O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e Implicações Genéticas. Acta. Geol. Leop., (6): 93-112.

- Hartmann, L.A. - 1981 - Petrogênese dos granulitos e ultramafitos de Luiz Alves (SC). Tese de Doutorado. Univ. Fed.RGS., 104 p.
- Hasui, Y. et al. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 5(4): 257-266.
- Hasui, Y. - 1982 - The Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 12 (1/3): 167-171, São Paulo.
- Hawkesworth, C.J. et al. - 1985 - Coupled crust-mantle systems: evidence from the Paraná of S. Brazil. Nature (in press).
- Hine, R. et al. - 1978 - Contrast between I and S type granitoids of the Kosciusko Batholith. Journ. Geol. Soc. Austr. 25(4): 219-234.
- Hobbs, B.E. et al. - 1976 - An outline of structural geology. John Wiley e Sons, Iac., 571 p.
- Hyndman, D.W. - 1972 - Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks, London, McGraw-Hill, 533 p.
- Issler, R.S. - 1982 - Evento geodinâmico brasileiro - fechamento do oceano e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano; granitos a duas micas e ofiolitos. Salvador, Ba. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 24-38.
- Issler, R.S. - 1983 - Evolução crustal da Faixa Arco-Fossas Tijuacas e Faixa Magmática Pedras Grandes. Cráton Dom Feliciano. Atas I Simp. Sul. Bras. Geol., p. 19-36.
- Jost, H. e Hartmann, L.A. - 1984 - Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: O Pré-Cambriano do Brasil. F.F.M. de Almeida e Y. Hasui coord. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 378 p.

- Kaul, P.F.T. - 1976a - Projeto Brusque - Serra do Taboleiro. DNPM /CPRM, Porto Alegre, RS, Relatório Final, 6 vols. (Inédito).
- Kaul, P.F.T. - 1976b - Origem do Granodiorito Valsungana no leste do Estado de Santa Catarina. Ouro Preto, MG. In: An. XXIX Congr. Bras. Geol., SBG, p.283-295.
- Kaul, P.F.T. - 1980 - O Cráton de Luiz Alves. Camboriú, SC. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2677-2683.
- Kaul, P.F.T. e Teixeira, W. - 1982 - Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo States, South-Southeastern, Brasil: an outline of their geological evolution. São Paulo, SP. Rev. Bras. Geoc., 12(1/3): 172-82.
- Kawashita, K. - 1972 - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. São Paulo, SP. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- Kawashita, K. et al. - 1983 - Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, (inédito).
- Loczy, L. de - 1966 - Evolução Paleogeográfica e Geotectônica da Bacia Gondwânica e seu Embasamento. DGM/DNPM, Rio de Janeiro. Bol. (234): 71 p.
- Ludwig, K.R. - 1978 - Programs for fitting and plotting U-Pb isotope data por concordia diagrams, using an HP 9830 computer and HP 9862 plotter: Open File Report (United States Geological Survey) (82): 23 p.
- Maack, R. - 1947 - Breves notícias sobre a Geologia dos Estados de Santa Catarina e Paraná. Arquivo de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 2: 65-154.

- Macedo, M.H. de F. - 1981 - Les systèmes isotopiques Rubidium-Strontium et Potassium-Argon dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa-Catarina. Tese de Docteur-Engénieur, apresentada à Universidade Louis Pasteur - Strasbourg - França. 119 p..
- Macedo, M.H.F. et al. - 1984 - Dados geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC). Rev. Bras. Geoc., 14 (1): 30-34.
- Manhes, G. et al. - 1978 - Comparative Uranium-Thorium-lead and Rubidium-Strontium study in Saint-Severin amphoterite. consequences an early solar system chronology. Earth Planet. Sci. Lett., 39: 14-24.
- Mantovani, M.S.M. - 1985 - Caracterização isotópica do magmatismo da Bacia do Paraná, sua correlação com a crosta continental subjacente e a abertura do Atlântico Sul. Tese de Livre Docência - Depto. de Geofísica - IAG-USP.
- Minioli, B. - 1972 - Aspectos geológicos da região litorânea de Piçarras - Barra Velha, SC. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., 104 p..
- Moreira, M.L.O. e Marimon, M.P. - 1980 - Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas do facies granulito. Complexo granulítico de Santa Catarina, Folha SC.22 ZB, Camboriú, SC. An. XXXI Congr. Bras. Geol., p. 2119-2133.
- Pitcher, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Journ. Geol. Soc. London, 136: 627-662.
- Pitcher, W.S. - 1982 - Granite type and tectonic environment. In: Mountain Building Processes, Hsu, K.J. ed., Academic Press, p. 18-40.
- Parada, H. - 1979 - The Damara-Ribeira Orogen of the Pan African-

- Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics, 57: 237-265.
- Ramsay, J.C. - 1962 - Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. Journ. Geol., 60: 466-481.
- Ramsay, J.C. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw - Hill: 596 p.
- Ramsay, J.C. - 1974 - Development of chevron folds. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1741-1754.
- Salamuni, R. et al - 1961 - Considerações sobre a estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. Curitiba, PR. Bol. Par. Geogr., (415): 188-201.
- Santos, E.L. dos et al. - 1984 - Os Escudos Sul Rio Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: Geologia do Brasil. Schobbenhaus Filho C. et al. MME/DNPM. Brasília, 501 p..
- Schulz Jr., A. et al. - 1969 - Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, SC. DNPM-Porto Alegre, 109 p. (Inédito).
- Schulz, Jr. A. et al. - 1970 - Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC. DNPM - Porto Alegre, 75 p. (Inédito).
- Silva, L.C. et al. - 1978 - Relação entre metamorfismo e deformação no Gr. Brusque. SC - In: An. XXX Congr. Bras. Geol., p. 1336-1349.
- Silva, L.C. et al. - 1980 - História metamórfica do Grupo Brusque (SC). Análise comparativa entre as regiões do Russo e da Catinga. Balneário de Camboriú, SC. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2982-2995.
- Silva, L.C. da e Dias, A.A. - 1981a - Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil, Convênio DNPM-CPRM. Porto Alegre (Relatório Inédi-

to), 282 p..

Silva, L.C. da e Dias, A.A. - 1981b - Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I-Geologia. Acta Geológica Leopoldensia. São Leopoldo, RS, 5(10): 3-120.

Silva, L.C. da e Dias, A.A. - 1981c - Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II-Organização e Evolução Geotectônica. Acta Geológica Leopoldensia. São Leopoldo, RS, 5(10): 121-140.

Silva, L.C. da - 1983a - O complexo Metamórfico Brusque e a Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí Mirim (SC): Uma Revisão. In: Actas do I Simp. Sul Bras. Geol. - Porto Alegre, RS, p. 253-265.

Silva, L.C. da - 1983b - Basalto variolítico com matriz ultramáfica do tipo Quench. Primeiras evidências de derrames komatiíticos (?) na Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí Mirim (SC). Atas do I Simp. Sul Bras. Geol., Porto Alegre, RS, p. 266-272.

Silva, L.C. da - 1983c - Projetos mapas metalogenéticos e de revisão de Recursos Minerais. Folha SG. 22-2-D (Florianópolis) - Carta Metalogenética, Brasil. Conv. DNPM/CPRM, Porto Alegre, RS.

Silva, L.C. da - 1983d - Projetos mapas metalogenéticos e de previsão de Recursos Minerais. Folha SG-22 Z-B (Joinville) Carta Metalogenética. Brasil. Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre, RS.

Silva, L.C. da - 1984a - As seqüências metavulcano - sedimentares do tipo "Greenstone Belt" e de cobertura do Escudo Catarinense. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, VI: 2590-2598.

Silva, L.C. da - 1984b - Os terrenos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: XXXIII Congr. Bras. Geol.,

Rio de Janeiro, RJ, III: 3069-3080.

- Steiger, R.H. and Jäger, E. - 1977 - Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and cosmochronology. Earth and Planet. Sci. Lett., 36: 359-362.
- Takeda, F.K. - 1960 - Notas sobre a Geologia de Brusque, Santa Catarina. In: Trainini et al. (1978) - Projeto Vidal Ramos - Biguaçu. DNPM-CPRM. Relatório Final. P.A..
- Tatsumoto, M. - 1970 - U/Th/Pb age of Apollo 12 rock 12013. Earth Planet. Sci. Lett., 9:193-200.
- Taylor, P.N. et al. -1980 - Crustal contamination as an indicator of the extend of early Archean Continental Crust: Pb isotopic evidence from the Later Archean Gneiss of West Greenland. Geoch. Cosmoch. Acta. 44: 1437-1453.
- Teixeira, C.A.S. - 1969 - Relatório de Estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. DNPM 1º Distrito, Porto Alegre, RS, Relatório Interno.
- Trainini, D.R. et al. - 1978 - Projeto Vidal Ramos - Biguaçu. DNPM-CPRM. Porto Alegre, RS, Relatório Final.
- Van Hise, C.R. - 1984 - Principles of North America Pre-Cambrian Geology. U.S. Geol. Surv., 16th. An. Report: 581-843.
- Winkler, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, New York, 4 rev., 334 p..

APÊNDICE I

IDADES POTÁSSIO-ARGÔNIO

CINTURÃO DOM FELICIANO

Nº de Ponto no mapa do anexo 1	SPK	Nº Campo	Material	Rocha	%K	Ar ⁴⁰ rad (ccSTP/g)x10 ⁻⁴	Ar Atm. (%)	Idade (ma)	Erro (ma)
11	4781	SCMB-4A	BIO	GRN	1.61	2.954	35.84	419	8
11	4746	SCMB-4B	MUS	GRN	7.04	1.974	9.13	607	17
8	4760	SCMB-11A	BIO	MIG	7.15	1.792	3.87	552	10
12	4745	SCMB-13	BIO	DIO	5.73	1.492	6.51	571	19
4	4690	SCMB-16	PLG	DIA	1.26	1.796	11.39	333	6
13	4762	SCMB-19A	BIO	GRN	4.23	1.189	5.68	608	12
5	4683	SCMB-25	BIO	GRN	1.06	2.681	37.44	554	.9
17	5032	SCMB-107	BIO	GND	7.03	1.771	5.14	554	11
22	5031	SCMB-490A	BIO	GRN	7.35	2.036	9.91	601	22
24	5028	SCMB-502Z	BIO	XEN	7.79	1.914	4.30	542	8
19	5045	NT-01-35.5	BIO	GNS	6.74	1.832	8.73	592	19
19	5030	NT-02-18	BIO	GRN	5.82	1.616	13.48	602	10
24	4659	SMCB-201	BIO	GRN	6.94	1.778	2.60	562	8
17	4622	SMCB-202	BIO	GND	6.21	1.861	18.82	642	15
17	4656	SMCB-202	BIO	GND	6.22	1.712	3.87	598	14
16	4626	SMCB-203	BIO	XIS	7.01	1.747	20.32	549	14
9	4681	SMCB-208	BIO	GRN	6.36	1.608	57.84	556	40
3	4625	SCMB-209	BIO	GRN	6.25	1.733	7.00	601	10

CRATON RIO DE LA PLATA

Nº de Ponto no mapa do anexo 1	SPK	Nº Campo	Material	Rocha	%K	Ar ⁴⁰ rad (ccSTP/g)x10 ⁻⁴	Ar Atm. (%)	Idade (ma)	Erro (ma)
37	4665	SCMB-172	ANF	MIG	1.31	1.811	1.26	1967	37
37	4685	SCMB-172E	BIO	MIG	7.69	8.486	1.01	1706	29
32	5036	SCMB-303	BIO	GNL	5.77	6.557	2.60	1739	45
33	5033	SCMB-304	BIO	GNL	5.75	8.551	1.62	2055	56
34	5034	SCMB-305	BIO	GNL	5.93	7.136	5.02	1805	41
35	5035	SCMB-308	BIO	GNL	7.51	8.844	2.60	1800	48
Ibirama	5037	SCMB-345C	BIO	GNL	6.02	7.266	2.71	1806	46
28	5044	SCMB-346A	ANF	GNL	1.24	1.581	1.38	1869	32
40	5455	SCMB-1103B	BIO	GNL	6.44	7.513	0.94	1768	37
40	5495	CAN-33	BIO	GNL	5.47	4.631	8.02	1430	35
36	5496	SCMB-174	ANF	GNL	0.787	1.092	1.31	1971	44
41	5433	SCMB-1126	ANF	BGNL	0.50	1.240	1.30	2728	74

NÚCLEOS DE EMBASAMENTO

43	5551	SCMB-500	ANF	GNS	1.16	1.422	1.97	1823	27
42	5552	SCMB-1127B	BIO	BGNS	6.95	2.343	4.40	708	11
39	5059	SCMB-501A	BIO	MIG	7.56	2.110	8.15	604	8

APÊNDICE II

DADOS ANALÍTICOS RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

MIGMATITOS-SE DE LUIS ALVES (Meso e Leucossomas)
 Complexo Granulítico de Santa Catarina (Ponto 37) no Mapa Geotectônico, Anexo 1).

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
5601	SCMB-172A	0.420	+ 10	0.7177	+ 18	80.9	552
5602	SCMB-172B	0.430	+ 10	0.7161	+ 8	73.3	497
5605	SCMB-172E	0.480	+ 10	0.7191	+ 13	85.6	517
5603	SCMB-172C	0.217	+ 5	0.7127	+ 10	42.0*	562*
5604	SCMB-172D	0.225	+ 5	0.7134	+ 19	38.0*	489*
5606	SCMB-172F	0.185	+ 4	0.7104	+ 12	31.0*	484*
6657	SCMB-172- 6C	0.268	+ 8	0.7133	+ 1	61.7	666
6658	SCMB-172- 9A	0.356	+ 10	0.7173	+ 1	58.1	473
6659	SCMB-172-11B	0.563	+ 16	0.7201	+ 1	91.7	472
6664	SCMB-172- 1	0.604	+ 17	0.7213	+ 1	111	533
6665	SCMB-172- 4	0.402	+ 11	0.7157	+ 1	55.9	403

GRANULITOS RETRABALHADOS (entre Blumenau e Indaial)
 Complexo Granulítico de Santa Catarina (Pontos 30 e 31)

4255	SCMB-41B	0.57	+ 1	0.7190	+ 14	98.4	502
4256	SCMB-41F	0.60	+ 1	0.7203	+ 12	138	665
4257	SCMB-41H	0.49	+ 1	0.7171	+ 11	131	775
4262	SCMB-38C	0.14	+ 1	0.7056	+ 10	40.3	862
4264	SCMB-38F	0.08	+ 1	0.7044	+ 14	22.5	816

MIGMATITOS DA SERRA DO CANTAGALO
 Núcleo do Embasamento do Cinturão Dom Feliciano (Ponto 39)

6435	SCMB-501A	0.454	+ 13	0.7163	+ 3	83	530
6812	SCMB-673B	0.370	+ 10	0.7133	+ 4	75	587
6666	SCMB-501C	0.511	+ 14	0.7214	+ 3	84	476
6448	SCMB-501D	0.232	+ 7	0.7089	+ 1	63	786
6667	SCMB-501F	0.384	+ 11	0.7154	+ 3	81	611
6447	SCMB-501B	0.324	+ 9	0.7090	+ 2	94	840

GRANITÓIDES FOLIADOS

Complexo Granito-Migmatítico (Pontos 7 e 8)

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
4246	SCMB-11B	0.56	<u>+</u> 1	0.7120	<u>+</u> 15	124	639
4247	SCMB-11F	1.40	<u>+</u> 3	0.7224	<u>+</u> 9	167	347
4248	SCMB-11H	1.74	<u>+</u> 3	0.7217	<u>+</u> 12	295	492
4249	SCMB-11A	2.03	<u>+</u> 4	0.7259	<u>+</u> 10	272	390
4251	SCMB-10B	1.75	<u>+</u> 3	0.7249	<u>+</u> 21	155	256
4252	SCMB-10C	6.19	<u>+</u> 12	0.7652	<u>+</u> 10	231	108
4253	SCMB-10E	1.72	<u>+</u> 3	0.7266	<u>+</u> 15	190	321
4254	SCMB-10F	5.01	<u>+</u> 10	0.7561	<u>+</u> 9	199	116
6811	SCMB- 9F	1.44	<u>+</u> 4	0.7220	<u>+</u> 5	175	353

FILITOS DO RIBEIRÃO DO RUSSO

Grupo Brusque (Pontos 20 e 21)

6095	RF-01-1502	5.37	<u>+</u> 15	0.7789	<u>+</u> 11	164	89.0
6097	RF-01-1440	6.42	<u>+</u> 18	0.7789	<u>+</u> 11	174	79.0
6098	RF-02-1317	13.87	<u>+</u> 39	0.8705	<u>+</u> 09	192	40.7
6099	RF-02-1490	9.31	<u>+</u> 26	0.8281	<u>+</u> 15	331	104
6100	RF-02-1500	10.78	<u>+</u> 30	0.8306	<u>+</u> 06	194	52.7
6096	RF-01-84.9	12.39	<u>+</u> 35	0.8261	<u>+</u> 18	289	68.2

BIOTITA QUARTZO XISTO

Grupo Brusque (Ponto 16)

3700	PR-25A	1.49	<u>+</u> 3	0.7485	<u>+</u> 20	95.6	186
3701	PR-25B	1.14	<u>+</u> 2	0.7440	<u>+</u> 10	70.1	178
3702	PR-25D	3.41	<u>+</u> 7	0.7647	<u>+</u> 18	176	150
3703	PR-25G	2.37	<u>+</u> 5	0.7564	<u>+</u> 12	125	154
3704	PR-25H	3.03	<u>+</u> 6	0.7594	<u>+</u> 12	171	164
3705	PR-25I	5.27	<u>+</u> 9	0.7797	<u>+</u> 10	192	106

BIOTITA GNAISSES DE CATINGA
Grupo Brusque (Ponto 19)

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
6102	NT-01-35.5	2.60 <u>+</u>	7	0.7545 <u>+</u>	11	158	176
6103	NT-01-81.0	4.62 <u>+</u>	13	0.7729 <u>+</u>	11	243	153
6104	NT-01-93.0	2.02 <u>+</u>	6	0.7473 <u>+</u>	10	112	161
6105	NT-03-40.4	6.46 <u>+</u>	18	0.7948 <u>+</u>	13	371	168
6106	NT-03-80.2	5.09 <u>+</u>	14	0.7736 <u>+</u>	14	397	227
6107	NT-03-81.0	2.56 <u>+</u>	7	0.7502 <u>+</u>	14	244	277

TUFOS INTERCALADOS NOS SEDIMENTOS
Grupo Itajai (Ponto 44)

7227	SCMB-159	11.11 <u>+</u>	31	0.8017 <u>+</u>	3	394	104
7229	SCMB-605B	4.18 <u>+</u>	11	0.7503 <u>+</u>	2	78.4	54.5
7226	SCMB-158	66.93 <u>+</u>	24	1.2306 <u>+</u>	5	299*	13.6*
7228	SCMB-605A	18.73 <u>+</u>	8	0.8609 <u>+</u>	6	241*	37.8*
7230	SCMB-605C	36.29 <u>+</u>	17	0.9910 <u>+</u>	7	237*	19.4*

RIOLITOS APIUNA
Suite Subida (Ponto 29)

3690	PR-6A	1.39 <u>+</u>	3	0.7174 <u>+</u>	21	63.9	138
3691	PR-6B	3.03 <u>+</u>	6	0.7279 <u>+</u>	8	70.9	67.9
3692	PR-6E	2.57 <u>+</u>	5	0.7239 <u>+</u>	9	75.5	85.2
3796	PR-6C	5.69 <u>+</u>	13	0.7463 <u>+</u>	11	83.3	43.3*
3797	PR-6D	4.57 <u>+</u>	11	0.7430 <u>+</u>	8	76.9	43.7*
4350	SCMB-62	0.49 <u>+</u>	1	0.7088 <u>+</u>	6	69.3	411

RIOLITOS CAMPO ALEGRE (ponto fora do mapa)

4344	SCMB-45A	1.77		0.7210		150	246
4345	SCMB-45C	2.08		0.7242		156	217
4346	SCMB-45E	1.31		0.7179		140	311

GRANITO SUBIDA

(Suite Subida (Pontos 25, 26 e 27))

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
4358	SCMB-63B	18.83	<u>+</u> 43	0.8497	<u>+</u> 1	109	17.0*
4359	SCMB-63B	18.80	<u>+</u> 44	0.8492	<u>+</u> 19	109	17.0*
4360	SCMB-63C	8.85	<u>+</u> 21	0.7698	<u>+</u> 30	119	39.2*
4362	SCMB-63D	11.02	<u>+</u> 25	0.7845	<u>+</u> 23	122	32.3*
4363	SCMB-63D	10.98	<u>+</u> 26	0.7853	<u>+</u> 13	122	32.4*
3798	PR-13A	5.78	<u>+</u> 16	0.7456	<u>+</u> 15	109	54.5*
3799	PR-13B	9.98	<u>+</u> 23	0.7758	<u>+</u> 13	130	37.6*
6581	SCMB-63A	18.82	<u>+</u> 38	0.8478	<u>+</u> 5	118	18.3*
6582	SCMB-353A	30.96	<u>+</u> 65	0.9333	<u>+</u> 13	119	11.4*
6580	SCMB-352	8.59	<u>+</u> 24	0.7648	<u>+</u> 4	129	43.6

GRANITÓIDE VALSUNGANA

Suite Valsungana (Pontos 17,18 e 23)

4351	SCMB-35C	3.00	<u>+</u> 6	0.7373	<u>+</u> 12	206	199
4349	SCMB-109C	4.58	<u>+</u> 9	0.7505	<u>+</u> 7	248	157
4348	SCMB-107A	3.80	<u>+</u> 8	0.7449	<u>+</u> 9	224	172
4347	SCMB-107D	4.83	<u>+</u> 10	0.7547	<u>+</u> 9	259	155
6446	SCMB-107B	4.41	<u>+</u> 12	0.7482	<u>+</u> 4	202	133

GRANITO

Suite Guabiruba (Pontos 14 e 15)

4342	SCMB-30B	12.29	<u>+</u> 24	0.8345	<u>+</u> 11	514	123
4343	SCMB-30C	10.69	<u>+</u> 21	0.8195	<u>+</u> 7	506	138
6445	SCMB-30E	8.43	<u>+</u> 24	0.7994	<u>+</u> 1	515	178
3696	PR-22A	7.54	<u>+</u> 24	0.7915	<u>+</u> 4	569	219
3697	PR-22B	7.42	<u>+</u> 15	0.7886	<u>+</u> 10	556	218
3698	PR-23A	9.04	<u>+</u> 18	0.8029	<u>+</u> 11	436	141

XENOLITOS NO GRANITO NOVA ITÁLIA

Suite Guabiruba (Ponto 24)

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
6430	SCMB-502X	2.87 \pm	8	0.7388 \pm	5	155	157
6432	SCMB-502Y	1.86 \pm	5	0.7295 \pm	3	113	176
6579	SCMB-502Z	3.36 \pm	9	0.7429 \pm	6	176	152

GRANITO NOVA ITÁLIA

Suite Guabiruba (Ponto 24)

6429	SCMB-502B	2.40 \pm	7	0.7315 \pm	18	188	227
6433	SCMB-201A	2.15 \pm	6	0.7294 \pm	1	183	246
6434	SCMB-201C	2.26 \pm	6	0.7302 \pm	5	190	243

GRANITO PONTA DOS CABOCLOS

Suite São Pedro de Alcântara (Ponto 1)

3693	PR-17B	1.83 \pm	4	0.7237 \pm	9	197	312
3694	PR-17D	1.22 \pm	2	0.7179 \pm	27	202	479
3695	PR-17E	0.84 \pm	2	0.7150 \pm	12	173	599

GRANITO SANTA LUZIA

Suite São Pedro de Alcântara (Ponto 11)

4340	SCMB-4A	16.37 \pm	32	0.8499 \pm	15	272	48.7
4341	SCMB-4B	18.62 \pm	37	0.8615 \pm	18	283	45.1
4250	SCMB-4D	13.90 \pm	27	0.8256 \pm	11	297	62.6

GRANITO ANGELINA

Suite São Pedro de Alcântara (Ponto 6)

SPR	Nº	Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
4352		SCMB-23A	78.4	+ 1.8	1.3457	+ 30	441	17.3*
4353		SCMB-23A	77.3	+ 1.7	1.3512	+ 23	441	18.1*
4354		SCMB-23C	46.2	+ 1.1	1.0896	+ 32	472	30.6*
4355		SCMB-23C	45.4	+ 1.0	1.0846	+ 12	472	31.1*
4356		SCMB-23E	66.1	+ 1.5	1.2650	+ 23	459	21.2*
4357		SCMB-23E	63.4	+ 1.5	1.2429	+ 57	459	22.0*

SUITE SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA - INTEGRAÇÃO

(Pontos 1,6 e 11)

3693		PR-17B	1.83	+ 04	0.7237	+ 9	137	312
3694		PR-17D	1.22	+ 02	0.7179	+ 27	202	479
3695		PR-17E	0.84	+ 02	0.7150	+ 12	173	599
4340		SCMB-4A	16.37	+ 32	0.8499	+ 15	272	48.7
4341		SCMB-4B	18.62	+ 37	0.8615	+ 18	286	45.1
4250		SCMB-4D	13.90	+ 27	0.8256	+ 11	297	62.6
4352		SCMB-23A	78.4	+ 1.8	1.3457	+ 30	441	17.3*
4353		SCMB-23A	77.3	+ 1.7	1.3512	+ 23	441	18.1*
4354		SCMB-23C	46.2	+ 1.1	1.0896	+ 32	472	30.6*
4355		SCMB-23C	45.4	+ 1.0	1.0846	+ 12	472	31.1*
4356		SCMB-23E	66.1	+ 1.5	1.2650	+ 23	459	21.2*
4357		SCMB-23E	63.4	+ 1.5	1.2429	+ 57	459	22.0*

GRANITO ARMAÇÃO

Suite Pedras Grandes (Ponto 2)

4258		SCMB-2A	1.470	+ 30	0.7198	+ 6	101	200
4259		SCMB-2D	2.700	+ 50	0.7292	+ 13	105	112
4260		SCMB-2H	3.170	+ 60	0.7339	+ 10	203	186
4261		SCMB-2G	1.160	+ 20	0.7200	+ 10	78.9	197

GRANITO BARRA DO RIO DOS BUGRES

Suite Pedras Grandes (Ponto 10)

SPR	Nº Campo	X	Erro	Y	Erro	Rb	Sr
4265	SCMB-8A	8.09	+ 16	0.7886	+ 23	226	81.7
4266	SCMB-8C	2.03	+ 4	0.7430	+ 9	156	223
4267	SCMB-8D	8.90	+ 18	0.7935	+ 12	241	79.0
4268	SCMB-8E	5.89	+ 12	0.7723	+ 8	257	127
6444	SCMB-8B	7.50	+ 21	0.7816	+ 10	220	85.3

TUFOS CAMBIRELLA

Suite Pedras Grandes (Ponto 38)

6660	SCMB-410A	35.97	+ 74	1.0081	+ 3	257	21.3*
6661	SCMB-410C	20.27	+ 41	0.8853	+ 15	246	35.0*
6662	SCMB-410I	22.93	+ 46	0.9035	+ 3	190	23.9*
6663	SCMB-410H	24.03	+ 50	0.9110	+ 9	193	23.7*

Teores Rb e Sr em ppm determinados por FRX, com (*) DI.

APÊNDICE III

DADOS ANALÍTICOS CHUMBO-CHUMBO

COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA (PONTO 35 NO ANEXO 1)

Nº de Campo	206/204	Erro	207/204	Erro	208/204	Erro	Referência.
CAN33C	16.478	16	15.766	16	37.898	38	3
CAN33D	16.008	16	15.711	16	36.118	36	1
CAN33E	16.125	16	15.712	16	36.749	37	1
SCMB1103A	16.271	16	15.775	16	35.792	36	1
SCMB1103B	16.105	16	15.716	16	36.611	37	1
SCMB1103C	15.664	16	15.671	16	38.009	38	1
CAN33A Fsp	15.861	16	15.690	16	36.101	36	3
CAN33A	15.965	16	15.702	16	36.470	36	3
CAN33B	16.517	17	15.782	16	36.724	37	3
SCMB1103D	16.220	16	15.746	16	37.972	38	3
SCMB174RA	16.454	16	15.784	16	35.552	36	1
SCMB1103E	16.162	16	15.735	16	36.477	36	2
CAN33G	16.235	16	15.754	16	36.669	37	2
CAN33F	16.353	16	15.736	16	37.404	37	2
CAN32	16.656	17	15.767	16	36.378	36	2
SCMB174RB	16.168	16	15.678	16	35.684	36	2

(1) gnaisses quartzo-feldspáticos; (2) gnaisses máficos e anfibolitos; (3) bolsões pegmatóides. Ver símbolos na Figura 4d. As amostras SCMB 174 RA e RB e CAN 32 são do afloramento referido como nº 36 no anexo 1.

EMBASAMENTO DO GRUPO BRUSQUE-TIRIVAS II (REGIÃO DE PRESIDENTE NEREU, PONTO 45 NO ANEXO 1)

Nº de Campo	206/204	Erro	207/204	Erro	208/204	Erro
SCMB1099D	16.209	16	15.526	16	38.957	39
SCMB1099A Fsp	15.779	16	13.510	16	37.042	37
SCMB1099A	15.775	16	15.501	16	36.283	36
SCMB1099C	17.025	17	15.681	16	37.304	37
SCMB1099B	16.124	16	15.531	16	38.602	39
SCMB1099E	16.195	16	15.543	16	37.917	38
SCMB1100A	19.349	19	16.040	16	42.312	42

APÊNDICE IV

DADOS ANALÍTICOS URÂNIO-CHUMBO

Fração	CONCENTRAÇÃO		RAZÕES MEDIDAS			RAZÕES CORRIGIDAS			IDADES (m. a.)		
	Urânio (ppm)	Chumbo (ppm)	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{208}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$
AMOSTRA SCMB-174 - GRANULITOS DO CRÁTON LUIZ ALVES (PONTO 36 NO MAPA GEOTECTÔNICO)											
Zr 20	543.3	228.5	11100	14915	36837	39791	8.11617	14793	2159	2244	2322
Zr 22B	1066.4	458.7	4810	15303	18918	40314	8.35709	15035	2183	2271	2350
Zr 22C	330.7	131.6	4489	14364	1.0842	37615	7.2884	14053	2058	2147	2234
Zr 17	570.8	200.5	8074	15353	58756	33070	6.92320	15183	1842	2102	2367
Zr 18	605.0	250.7	6752	15366	1.05573	38946	8.13804	15155	2120	2246	2363
Zr 23	1138.8	412.7	1905	15626	1.08382	33370	6.8703	1493	1856	2095	2338
Zr 21	590.6	258.1	6914	15109	65159	41158	8.46510	14917	2222	2282	2336
Monaz.24	-	-	93.83	23619	63.85	9395	82510	06369	579	611	732

AMOSTRA SCMB-172 - MIGMATITOS DE ESCALVADO-CRÁTON LUIS ALVES (PONTO 37)

Zr 23	435.7	172.8	1552	16899	1.24430	34977	7.75440	16079	1933	2203	2464
Zr 23	664.1	212.6	6347	15219	31917	29261	6.05681	15013	1655	1984	2347
Zr 19	353.3	137.7	3883	16106	1.16800	35204	7.64810	15757	1944	2191	2430
Zr 18	426.4	157.0	2964	15747	1.52325	33220	7.00150	15285	1849	2112	2378
Zr 22	381.2	158.2	3421	16967	57838	37142	8.49651	16591	2036	2286	2517
Zr 21 Rep.	397.5	164.3	3794	16982	1.18149	37062	8.49728	16629	2032	2286	2520
Zr 21 (24)	396.3	186.1	386	20022	68548	37730	8.74323	16807	2064	2312	2538
Esf.25	19.6	41.0	33.9	51070	2.75461	44355	7.90244	12922	2366	2220	2087

Fração	CONCENTRAÇÃO		RAZÕES MEDIDAS			RAZÕES CORRIGIDAS			IDADES (m.a.)		
	Urânio (ppm)	Chumbo (ppm)	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{208}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$
AMOSTRA SCMB-208 - GRANITÓIDE FOLIADO DO DOMÍNIO INTERNO - CINTURÃO DOM FELICIANO (PONTO 9)											
Zr 17	1042	90.82	716	08040	72994	08048	66715	06012	499	519	608
Zr 18	840	76.09	885	07630	1.01970	08492	69966	05976	525	539	594
Zr 20	858	74.67	603	08116	1.02947	08020	66847	06045	497	520	619
Zr 21	748	65.62	612	08354	98010	07985	65824	05979	495	514	596
Zr 22	843	74.04	560	08608	1.25269	07918	65686	06016	491	513	609
Zr 23	1000	93.63	367	09976	1.05860	07967	66232	06030	494	516	614
Esf. 24	312	45.36	171	14487	75405	09699	79919	05976	597	596	595

AMOSTRA SCMB-203 - ZIRCÕES DETRÍTICAS - GRUPO BRUSQUE - CINTURÃO DOM FELICIANO (PONTO 16)

Zr 18	642.5	122.6	984	10453	84495	17502	2.17610	9018	1040	1173	1429
Zr 17	395.9	76.5	715	11086	3.23465	17324	2.16891	09080	1030	1171	1442
Zr 19	655.8	123.8	1109	10340	1.53516	17439	2.17822	09059	1036	1174	1438
Zr 20 9	-	-	185	16245	15.6510	12405	1.43083	08366	753.8	901.9	1285
Zr 20 4	-	-	187	16309	10.61521	12220	1.45731	08649	743.2	912.9	1349

AMOSTRA SCMB-202 - GRANITÓIDE VALSUNGANA - CINTURÃO DOM FELICIANO (PONTO 17)

Zr 18	655.8	55.4	1244	07210	1.27289	08073	67081	06026	501	521	613
Zr 19	854.5	70.1	1247	07175	1.43227	07823	64610	05990	486	506	599
Zr 20	756.0	61.9	1877	06774	1.17041	07944	65530	05982	493	512	597
Zr 21	833.3	69.2	1366	07051	1.85300	079633	66393	06047	494	517	620
Zr 22	1142.6	80.5	1086	07268	1.40481	06682	54461	05911	417	441	571
Zr 23	1288.5	83.2	914	07484	1.16366	06060	49150	05883	379	406	560

Fração	CONCENTRAÇÃO		RAZÕES MEDIDAS			RAZÕES CORRIGIDAS			IDADES (m. a.)		
	Urânio (ppm)	Chumbo (ppm)	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{208}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$
AMOSTRA SCMB-201 - GRANITÓIDE NOVA ITÁLIA-SUITE GUABIRUBA - CINTURÃO DOM FELICIANO (PONTO 24)											
Zr 17	711.9	217.8	43.2	39989	1.85808	08688	84543	07058	537	622	945
Zr 18	664.3	68.0	2136	08570	1.16561	09713	1.05642	07888	598	732	1169
Zr 19	557.7	63.6	2232	09176	2.15050	1.07697	1.27081	08558	659	833	1329
Zr 20	616.7	71.6	2865	09339	92137	11018	1.34230	08836	674	864	1390
Zr 21	505.5	63.3	1176	10448	2.45638	11494	1.46120	09220	701	915	1471
Esf. 24	38.3	74.8	28.38	56438	3.26747	09904	94579	06926	609	676	906

AMOSTRA SCMB-209 - GRANITÓIDE SANTA LUZIA-SUITE SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA (PONTO 3)

Zr 19	1200	89.5	362	9922	84165	06289	51248	05910	393	420	570
Zr 20	1251	95.3	356	10006	68357	06396	52242	05924	400	427	576
Zr 21	1182	91.3	383	09748	20053	06572	54012	05961	410	439	589
Zr 18	1027	85.7	419	09435	96042	07192	59117	05961	448	472	589
Zr 22	1198	91.6	396	09597	1.19549	06542	53512	05911	408	434	571
Zr 23	1965	168	225	12473	1.62606	06538	54245	06017	408	440	609
Esf. 24	227	48.0	82.4	23567	1.02596	10141	83797	05987	623	618	599

APÊNDICE V

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS DOBRAS DO GRUPO BRUSQUE NO TRECHO
BOTUVERÁ - RIBEIRÃO DO CINEMA

Amostra	Nível	Litologia	Relação entre os arcos externos e internos	Isógonas Adjacentes	Classificação das dobras Ramsay (1967)	Curva de Variação t'α α	Processo de Deformação	
	IA		i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 1C		
	IB		i > e	ligeiramente convergente	1C	3 modificado para 1C		
	IC	nível I e III - níveis pelíticos escuros, finamente laminados com alternância de anf. clor. qtz. biot. xisto com finas lâminas mais ricas em quartzo.	i > e	ligeiramente convergente	1C	1C modificado para 3 modificado para 2		
	ID		i < e	divergentes	3	3		
	IE		i > e	ligeiramente convergente	1C	1C		
	IIIA		i > e	ligeiramente convergente	1C	2 modificado para 1C		
	IIIB		i > e	ligeiramente convergente	1C	2 modificado para 3		
	IIIC		i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 1C		
	IIID		-	-	-	3		
	IIIE		i < e	divergentes	3	1B modificado para 3		
791A	IIA	nível II, IV e V - níveis ricos em quartzo com presença subordinada de biotita e clorita	i > e	ligeiramente convergentes	1C	1B modificado para 1C	Buckling (deformação de chameiras) + achatamento	
	IIB		i > e	ligeiramente convergente	1C	1A modificado para 1C modificado para 3		
	IIC		i > e	ligeiramente convergente	1C	1A modificado para 3 modificado para 1C		
	IID		i < e	divergentes	3	3		
	IIIE		i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 3		
	IVA		i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 2 modificado para 1C		
	IVB		i > e	ligeiramente convergente	1C	-		
	IVC		i < e	divergentes	3	1A modificado para 1C		
	IVD		i < e	divergentes	3	3 modificado para 1C		
	IVE		i > e	ligeiramente convergente	1C	3		
	VA	nível V - nível maciço de anf. clor. qtz. biot. xisto	i > e	ligeiramente convergente	1C	3		
	VD		i < e	divergentes	3	1B modificado para 3		
	IA		i > e	ligeiramente convergente	1C	3 modificado para 1C		
	IB		i > e	ligeiramente convergente	1C	3 modificado para 1C		
	IC	nível I e III - biot. musc. qtz. xisto com intercalações de níveis quartzíticos impuros	i > e	ligeiramente convergente	1C	1C modificado para 3		
	IIIA		i > e	ligeiramente convergente	1C	1A modificado para 3 modificado para 1C		
	IIIB		i > e	ligeiramente convergente	1C	1C modificado para 2		
	IIIC		i = e	paralelos	2	2 modificado para 3		
490B	IIA	nível II - quartzito impuro maciço	i < e	divergentes	3	3	Buckling + achatamento + cisalhamento simples e dissolução por pressão	
	IIB		i < e	divergentes	3	3		
	IIC		i > e	ligeiramente convergente	1C	3 modificado para 1C		
	IID		i = e	paralelos	2	3 modificado para 1C		
	IVA		nível IV - predomínio de quartzito com intercalações subordinadas de biotita muscovita xisto	i < e	divergentes	3		3
	IVB			i < e	divergentes	3		1C
	IVC		i > e	ligeiramente convergentes	1C	1C modificado para 2		
	IVD		i < e	divergentes	3	3 modificado para 1C		

Amostra	Nível	Litologia	Relação entre os arcos externos e internos	Isôgonas Adjacentes	Classificação das dobras Ramsay (1967)	Curva de Variação t' a a	Processo de Deformação
72A	IA	biot.seric.qtzo.xisto	i > e	ligeiramente convergente	1C	1C	Buckling (deformação de flanco) + achatamento + cisalhamento simples
	IB	biot.seric.qtzo.xisto	i > e	ligeiramente convergente	1C	1C modificado para 2	
	IIA	biot.seric.qtzo.xisto	i > e	ligeiramente convergente.	1C	1C	
	IIB	biot.seric.qtzo.xisto	i > e	ligeiramente convergente	1C	3	
76	IA	nível I - calcário cinza escuro (mat. orgânica) bandado com intercalações milimétricas de calcário claro	i < e	divergentes	3	1C	Buckling (deformação de chameira) + achatamento
	IB		i < e	divergentes	3	-	
	IC		i < e	divergentes	3	-	
	ID		i < e	divergentes	3	1A	
	IIA	nível II - inversão em relação ao nível I, com predomínio de calcário, claro bandado com intercalações mm de material grafitoso	i > e	ligeiramente convergente	1C	2 modificado para 1C	
	IIB		i > e	ligeiramente convergente	1C	-	
	IIC		i < e	divergentes	3	-	
	IID		i < e	divergentes	3	1A modificado para 1C	
	IIIA	nível III - calcário claro maciço com finas intercalações de material grafitoso	i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 1C	
	IIIB		i > e	ligeiramente convergente	1C	-	
	IIIC		i > e	ligeiramente convergente	1C	2 modificado para 3	
	IIID		i < e	divergentes	3	1C	
	IVA	nível IV e V - metamargas, finamente bandada com alternância dos níveis acima com bandas sericíticas	i > e	ligeiramente convergente	1C	1B modificado para 1C	
	IVB		i > e	ligeiramente convergente	1C	1A	
	IVC		i < e	divergentes	3	1A modificado para 3 modificado para 1C	
	IVD		i < e	divergentes	3	-	
VA	i > e		ligeiramente convergente	1C	1A modificado para 1C		
VB	i > e		ligeiramente convergente	1C	1C modificado para 3 modificado para 1C		
VC	i < e		divergentes	3	2 modificado para 1C		
VD	i < e		divergentes	3	1C modificado para 2		

APÊNDICE VI

DADOS GEOQUÍMICOS DOS GRANITÓIDES DO CINTURÃO DOM FELICIANO (S.C.)

GRANITÓIDES DO DOMÍNIO INTERNO

SUITE S. P. ALCANTARA

	<i>Santa Luzia</i>				<i>Boa Vista</i>				<i>Angelina</i>			
	CAN38 ¹	CAN39 ¹	AD16 ²	AD170 ²	AD493 ²	JT220 ²	SCMB4d ¹	AD353 ²	JT1351 ²	LC231 ²	JT529 ²	JT669 ²
SiO ₂	70.30	71.30	72.50	65.00	70.20	70.80	72.96	68.20	70.70	68.50	70.80	74.90
Al ₂ O ₃	14.00	13.60	15.50	19.00	16.90	17.00	14.84	17.10	15.10	16.50	18.50	14.70
Fe ₂ O ₃	2.80	2.64	0.07	0.32	0.40	0.34	1.47	0.41	1.00	0.78	0.36	0.30
FeO			1.51	2.88	1.04	0.19		2.52	0.53	1.62	1.72	1.04
CaO	2.24	2.24	1.33	2.80	0.35	0.84	0.94	2.30	0.51	2.51	0.28	0.42
MgO	0.62	0.69	0.22	0.90	0.36	0.35	0.24	0.79	0.22	1.05	0.28	0.15
Na ₂ O	3.07	3.20	2.87	3.22	2.59	2.73	3.18	3.09	2.70	3.54	2.50	2.75
K ₂ O	4.85	4.08	4.30	3.29	5.53	4.73	5.38	3.72	7.35	3.60	5.11	4.17
TiO ₂	0.36	0.36	0.18	0.51	0.27	0.22	0.12	0.43	0.25	0.42	0.24	0.13
MnO	0.05	0.05	0.03	0.07	0.02	0.04	0.06	0.05	0.02	0.05	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.03	0.18	0.10	0.08	0.06	0.14	0.05	0.17	0.13	0.07
L.O.I.	0.83	0.58					0.76					
Total	99.19	98.80	98.54	98.17	97.76	97.32	100.01		98.43	98.74	99.93	98.65

SUITE PEDRAS GRANDES

	<i>Armação</i>			<i>São Miguel</i>		<i>São Bonifácio</i>		<i>Capivari</i>				
	DT8b ²	MA553 ²	MA581 ²	SCMB2h ¹	MA464 ²	MA633 ²	AD1076 ²	AD1109 ²	JT943a ²	JT990 ²	JT1334 ²	JT1382 ²
SiO ₂	74.10	75.50	72.60	60.65	75.40	74.90	75.50	75.90	76.00	76.20	76.70	77.20
Al ₂ O ₃	13.60	13.00	13.40	14.78	13.30	13.50	12.50	12.80	11.70	12.90	12.80	12.50
Fe ₂ O ₃	0.39	1.22	0.24	8.56	0.74	0.26	0.69	0.67	0.80	0.47	0.40	0.47
FeO	1.09	0.47	1.70		0.43	0.83	0.54	0.23	0.40	0.35	0.07	0.30
CaO	0.18	0.06	1.12	4.44	0.08	0.84	0.35	0.21	0.25	0.18	0.07	0.33
MgO	0.19	0.10	0.24	2.22	0.12	0.17	0.11	0.05	0.13	0.04	0.05	0.07
Na ₂ O	3.38	3.56	3.92	3.14	3.38	3.24	2.70	2.70	2.90	3.68	3.78	3.31
K ₂ O	5.14	5.14	4.86	3.66	5.26	4.72	6.05	6.05	5.30	4.54	4.66	4.66
TiO ₂	0.20	0.10	0.12	1.02	0.15	0.20	0.12	0.12	0.16	0.07	0.07	0.07
MnO	0.04	0.05	0.06	0.16	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.01	0.20	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
L.O.I.				1.06								
Total	98.38	99.22	98.27	99.99	98.95	98.74	98.60	98.77	97.70	98.45	98.62	98.93

SUIE PEDRAS GRANDES (continuação)

SUIE GR. FOLIADOS

	Tabuleiro				M. Gercino		Diques Riolitos		S.A. Imperatriz			
	AD1295a ²	AD1297a ²	AD1297c ²	AD1234 ²	SCMB8d ¹	LC172 ²	LC247 ²	MA125 ²	MA397a ²	SCMB9c ¹	SCMB10a ¹	SCMB11c ¹
SiO ₂	77.10	77.30	77.20	76.90	74.04	75.40	72.90	67.70	70.80	70.77	69.46	68.62
Al ₂ O ₃	12.40	13.20	13.30	12.20	13.90	12.50	13.40	16.70	17.10	14.51	16.08	15.49
Fe ₂ O ₃	0.52	0.32	0.88	0.40	1.60	0.34	1.20	1.71	0.77	3.10	1.35	1.61
FeO	0.72	0.21	0.23	0.42		1.06	1.47	1.80	1.54			
CaO	0.59	0.52	0.17	0.17	0.82	0.49	0.14	0.76	0.21	1.98	1.84	1.56
MgO	0.02	0.02	0.02	0.08	0.29	0.08	0.22	0.76	0.39	0.99	0.53	0.53
Na ₂ O	3.71	3.98	3.74	4.00	2.81	2.70	3.04	2.92	2.60	2.81	3.15	2.41
K ₂ O	4.66	4.26	4.18	4.40	5.44	5.75	5.75	4.63	4.82	4.29	6.42	8.59
TiO ₂	0.07	0.05	0.05	0.05	0.15	0.17	0.35	0.51	0.40	0.48	0.21	0.23
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.05	0.09	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.11	0.13	0.09	0.05	0.07	0.22
L.O.I.					0.82					0.96	0.84	0.70
Total	99.83	99.90	99.80	98.65	99.99	98.60	98.67	97.68	98.77	99.99	99.99	100.00

GRANITÓIDES DO DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO

SUIE VALSUNGANA

SUIE GUABIRUBA

	Valsungana			Morro Pelado			S. Tijucas			Catinga		N. Trento	N. Itália
	LC31 ²	AK132 ²	AK179 ²	AK144 ²	AK241 ²	IC441 ²	AK54 ²	AK107 ²	IC425 ²	AK17L ²	AK18 ²	MA32 ²	CAN37 ¹
SiO ₂	63.20	68.00	69.20	70.70	69.60	66.30	73.20	74.10	74.30	75.30	73.20	72.90	70.30
Al ₂ O ₃	20.40	16.50	15.80	17.00	17.10	17.20	15.50	15.30	15.10	14.00	16.30	14.30	14.00
Fe ₂ O ₃	0.09	0.29	0.49	1.14	0.15	0.59	0.01	0.14	0.13	0.17	0.24	0.31	2.62
FeO	2.77	3.42	2.72	0.43	1.44	2.95	1.04	0.82	0.63	0.95	0.61	1.52	
CaO	2.67	1.83	1.34	0.42	1.05	1.40	0.63	0.28	0.15	0.49	0.35	0.18	1.72
MgO	0.52	0.75	0.66	0.24	0.32	0.67	0.13	0.07	0.15	0.08	0.09	0.35	0.63
Na ₂ O	3.35	3.14	2.96	3.13	3.25	3.00	3.83	3.36	3.29	3.48	3.71	3.38	3.07
K ₂ O	4.56	3.15	3.73	4.68	4.68	4.99	3.72	3.89	3.98	4.02	3.91	5.44	4.98
TiO ₂	0.65	0.61	0.57	0.16	0.22	0.53	0.10	0.03	0.09	0.08	0.06	0.25	0.42
MnO	0.05	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.10	0.04
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.22	0.10	0.07	0.19	0.06	0.02	0.01	0.04	0.01	0.11	0.09
L.O.I.													0.73
Total	98.48	97.98	97.73	98.02	97.90	97.88	98.28	98.05	97.85	98.65	98.52	98.84	98.60

GRANITÓIDES DO DOMÍNIO EXTERNO

SUITE PLUTONO VULCÂNICA SUBIDA

Granito Subida

	881/17 ³	881/23 ³	881/25 ³	881/28 ³	881/32 ³
SiO ₂	75.50	72.28	73.66	75.52	75.70
Al ₂ O ₃	11.95	12.58	12.40	12.50	12.00
Fe ₂ O ₃	1.36	1.42	1.59	1.13	1.06
FeO	0.76	1.20	0.80	1.10	0.79
CaO	0.56	0.38	0.61	0.57	0.50
MgO	0.13	0.31	0.14	0.14	0.13
Na ₂ O	4.00	4.25	4.04	4.19	3.91
K ₂ O	5.80	5.65	5.65	5.87	5.59
TiO ₂	0.22	0.34	0.28	0.19	
P ₂ O ₅					
L.O.I.	0.80	1.20	1.15	0.95	1.34
Total	98.58	97.71	98.52	98.16	98.82

- Referências: 1 - Este trabalho
 2 - Trainini et al. 1978
 3 - Kaul et al. (inédito)

ELEMENTOS TRACOS

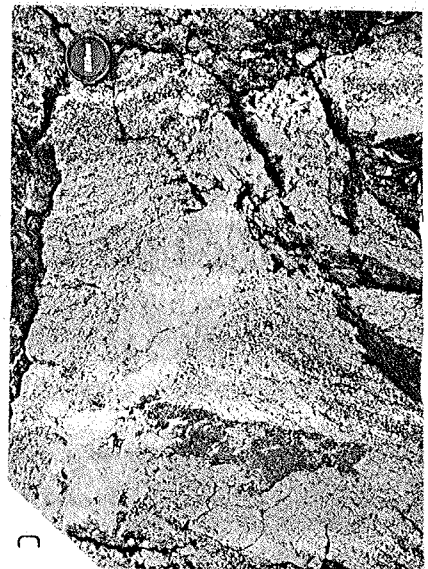
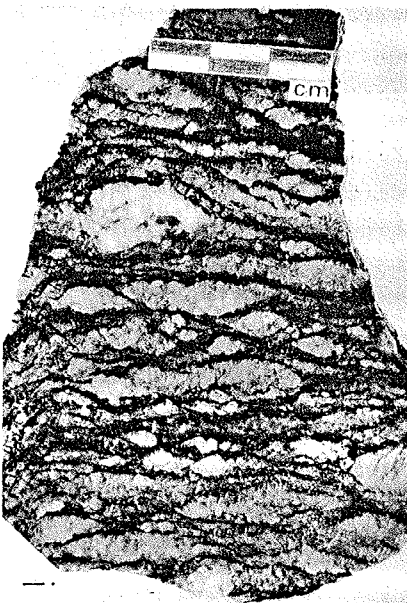
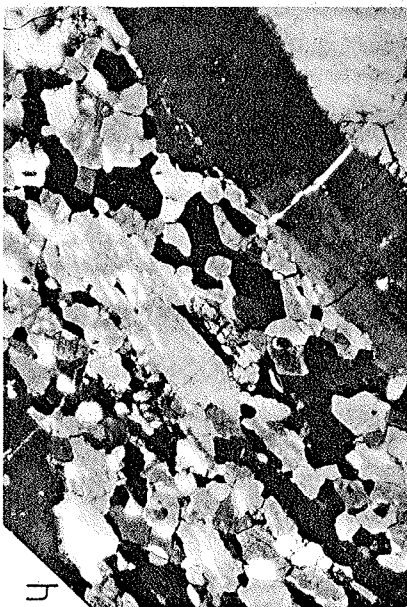
	SUITE S.P.ALCANTARA		SUITE GUABIRUBA	SUITE PLUTONO-VULCÂNICA SUBIDA				
	<i>Santa Luzia</i>		<i>Nova Isália</i>	<i>Granito Subida</i>				
	CAN58	CAN39	CAN37	881/17	881/23	881/25	881/28	881/32
Ba	695.00	631.00	1290.00	46.00	430.00	580.00	488.00	110.00
Pb	16.00	28.00	29.00	30.00	14.00	16.00	14.00	12.00
Th	16.00	27.00	39.00					
U	5.00	2.00	13.00					
Rb	190.00	206.00	168.00	181.00	150.00	151.00	160.00	154.00
Sr	151.00	151.00	220.00		92.00	202.00	114.00	38.00
Y	35.00	32.00	42.00					
Zr	137.00	107.00	279.00	442.00	400.00	400.00	470.00	242.00
Nb	16.00	13.00	26.00	40.00	20.00	20.00	24.00	21.00
Cr	37.00	33.00	31.00					
Ni			5.00	6.00	6.00			
La	39.00	45.00	125.00	30.00	78.00	70.00	54.00	20.00
V	29.00	31.00	20.00					
Ce	107.00	85.00	195.00					
Co	5.00	13.00	4.00					
Ga	10.00	17.00	20.00					
F				2400.00	1750.00	1550.00	1600.00	1650.00

APÊNDICE VII
PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

PRANCHA 1

Complexo Granulítico de Santa Catarina

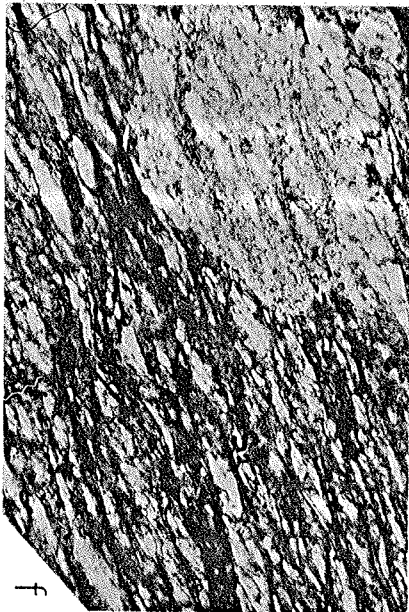
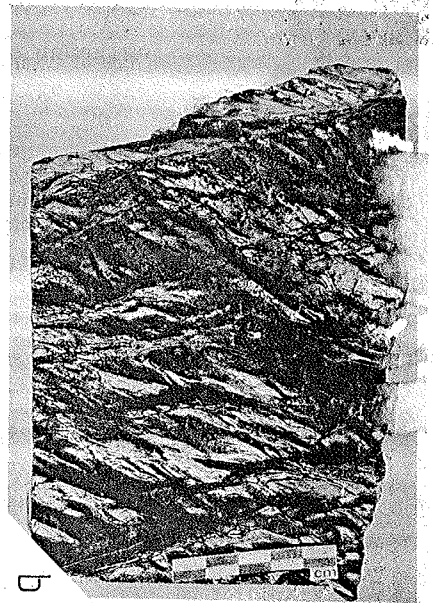
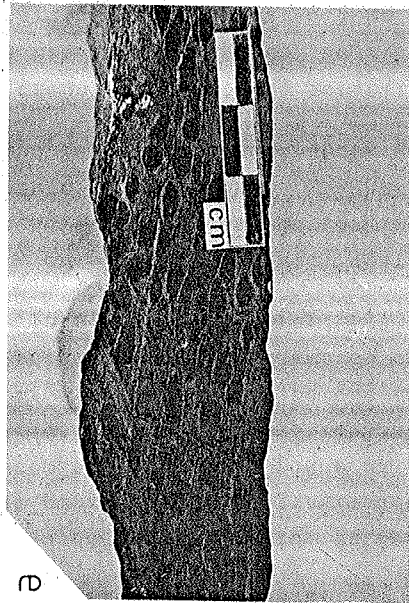
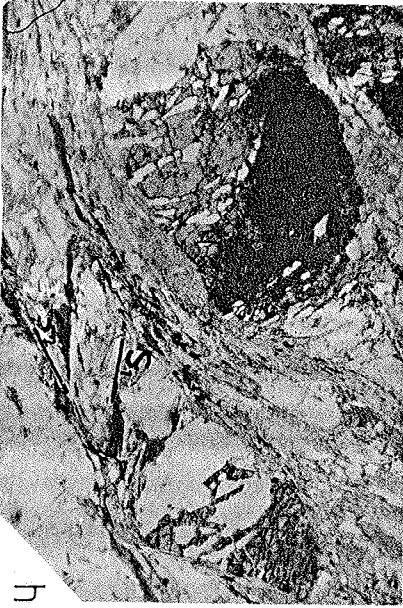
- Foto 1a - Aspecto "agmatítico" comum dos granulitos da região de Luis Alves. As porções claras são hiperstênio gnaisses quartzo feldspáticos que envolvem gnaisses máficos e anfibolitos.
- Foto 1b - Detalhe de um afloramento semelhante ao anterior. Vê-se o crescimento, em meio às porções claras, de megacristais de anfibólio envolvendo, em geral, núcleos de ortopiroxênio.
- Foto 1c - Veio quartzo feldspático pegmatóide com paragênese do facies granulito, cortando a foliação S_N impressa nos gnaisses quartzo feldspáticos.
- Foto 1d - Migmatitos estromáticos da região de Escalvado (trecho L. Alves - Itajaí). Nas bandas claras predominam composições trondjemíticas a granodioríticas, o mesossoma é em geral tonalítico.
- Foto 1e - Fotomicrografia do gnaiss máfico anfibolítico da Foto 1a. Os cristais maiores são de anfibólios e plagioclásios deformados em uma matriz cataclasada e parcialmente recristalizada composta por plagioclásio, quartzo, anfibólio e piroxênio. Campo fotografado $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 1f - Fotomicrografia do corpo ultramáfico (mega boudin) ressaltado no perfil Luis Alves - Itajaí (Figura 3). Campo fotografado $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 1g - Blastomilonito augen gnaiss (próx. do trevo Navegantes - BR 101). Destacam-se porfiroclastos de plagioclásio branco numa matriz blastomilonítica cinza esverdeada.
- Foto 1h - Fotomicrografia da rocha anterior. Na porção esquerda superior tem-se um porfiroclasto de plagioclásio separado, por uma tira de quartzo recristalizado, da matriz que é constituída por anfibólios, plagioclásios, quartzo e opacos poligonizados. O campo fotografado tem aproximadamente $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 1i - Blastomilonito augen gnaiss róseo (4 km este do afloramento anterior). Porfiroclastos de feldspato microclínio róseo envoltos por uma matriz recristalizada com quartzo, biotita e feldspato. Faixa Ribeirão da Prata. Cataclase brasileira imposta sobre rochas mais antigas.



PRANCHA 2

Grupo Brusque

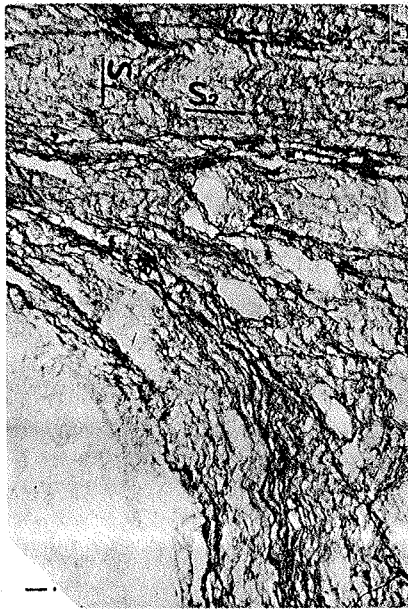
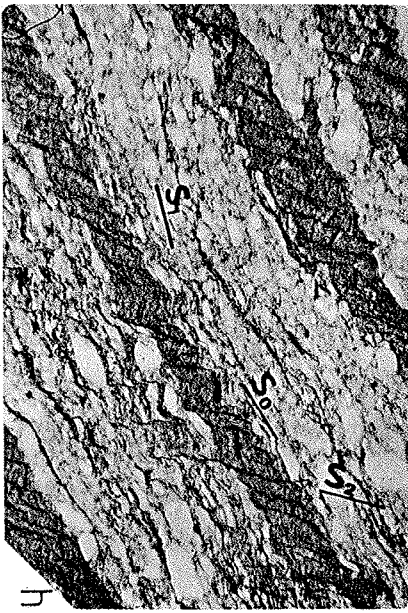
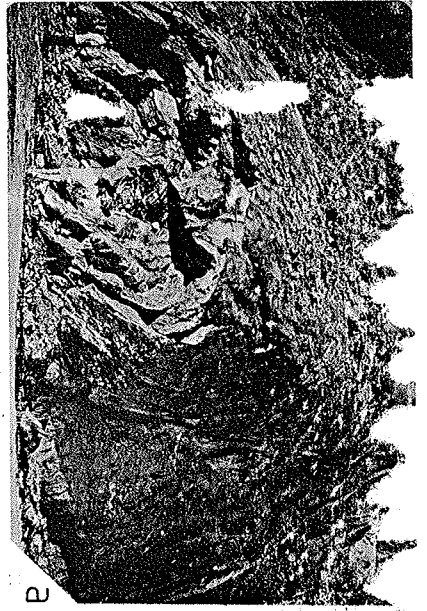
- Foto 2a - Rio Itajaí mirim; proximidades da Escola do Agrião. "Kincks" conjugados da fase D_3 , em sericita quartzo xisto da Sequência Ribeirão do Agrião.
- Foto 2b - Mesmo afloramento anterior onde vê-se, em detalhe, o padrão de interferência do tipo 1 (caixa de ovos) entre as deformações D_3 .
- Foto 2c - Fotomicrografia da rocha anterior mostrando em detalhe o dobramento das bandas quartzíticas e sericíticas. Campo fotografado aprox. $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 2d - Fotomicrografia de mica xistos da região de Aguti onde observam-se cristais de andaluzita e cordierita (pinitizada) com bordas de reação com a biotita vermelha. Facies anfibolito, comum no Grupo Brusque nas proximidades do batolito Valsungana. Campo fotografado $1,8 \text{ mm}^2$.
- Foto 2e - Sericita quartzo xistos da região de Barra do Areia mostrando manchas escuras de pseudomorfos de cordierita. Metamorfismo de contato produzido pelo granito Barra do Areia da Suite Guabiruba.
- Foto 2f - Detalhe da foto anterior (campo fotografado de aprox. 4 mm^2) onde vê-se um pseudomorfo de cordierita (mancha clara na porção NW da foto) englobando a foliação S_1 e apresentando um arrefecimento da superfície S_2 ao seu redor, indicando que o crescimento deste mineral deu-se sin a tardi S_2 .
- Foto 2g - Granada mica quartzo xisto da Sequência Botuverá. O bandamento é paralelo à foliação S_2 que inclui dentro de si cristais rotacionados de granadas (pontuações esféricas e mais claras).
- Foto 2h - Fotomicrografia da amostra anterior, evidenciando os cristais de granada que incluem a foliação S_1 e se apresentam deformados (com sombra de pressão) pela superfície S_2 .
- Foto 2i - Vista geral das cristas de quartzitos da Sequência Rio da Areia na região de Areia Alta.



PRANCHA 3

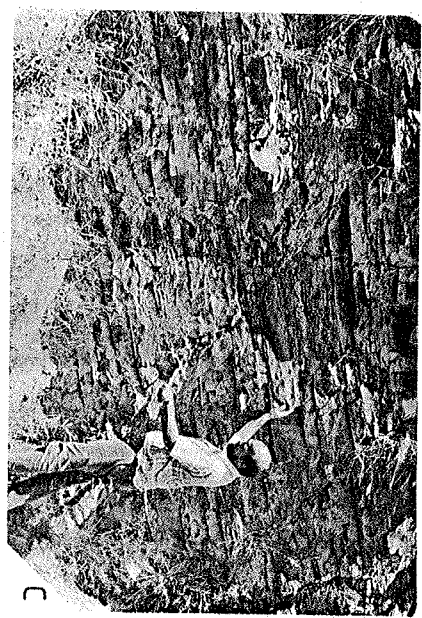
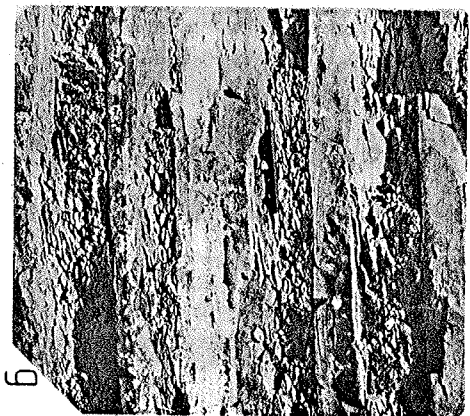
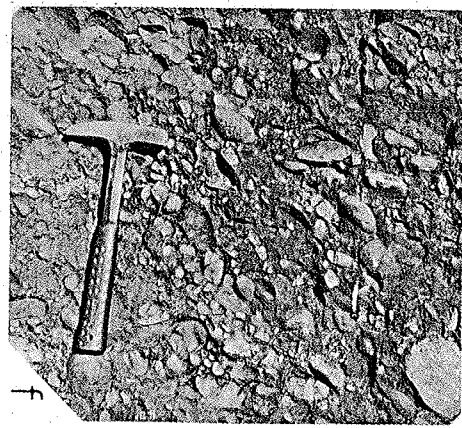
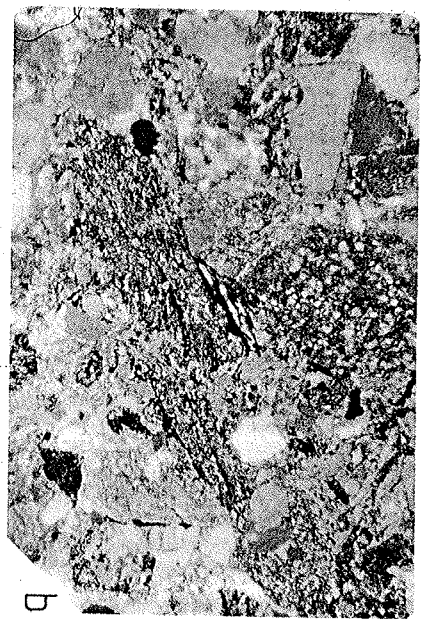
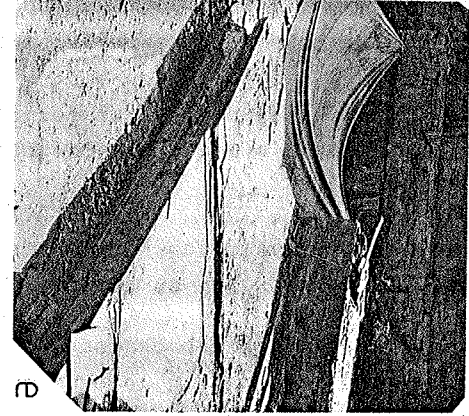
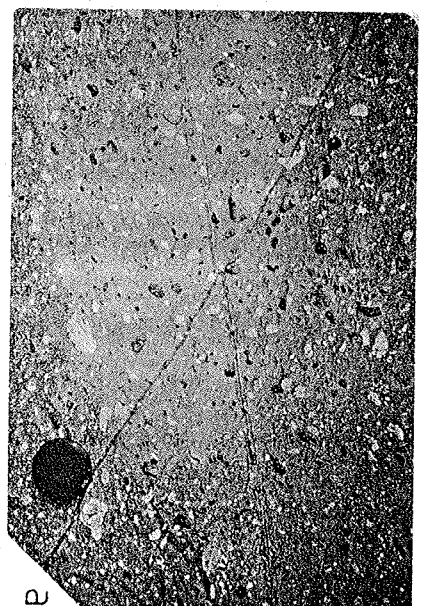
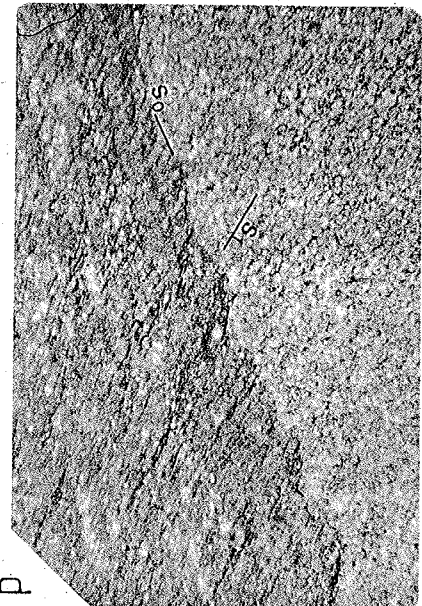
Grupo Brusque

- Foto 3a - Megadobra da fase 3 afetando rochas carbonáticas da sequência Rio da Areia. Pedreira Votorantin no Ribeirão do Ouro.
- Foto 3b - Dobra D_3 da sub classe 1C em metacalcários e metamargas da Pedreira Votorantin. Ribeirão do Ouro.
- Foto 3c - Dobras da sub classe 1C a quase desarmônicas em rochas calcossilicáticas da Sequência Rio da Areia. Proximidades de Barra do Areia.
- Foto 3d - Dobramento D_3 em sericita quartzo xistos da Sequência Rio da Areia, a sudoeste de Barra do Areia. Vê-se uma clivagem S_3 em posição plano axial.
- Foto 3e - Fotomicrografia dos metarritmitos da Sequência Ribeirão do Agrião nas proximidades do granitóide do Lajeado. Dobramento D_2 com a foliação S_2 plano axial sincrônica a pretérita o crescimento dos porfiroblastos de andaluzita (pontuações arredondadas na porção central da dobra), relacionados ao metamorfismo de contato do granitóide (campo fotografado de aprox. $6,5 \text{ mm}^2$).
- Foto 3f - Dobramento D_2 em biotita muscovita quartzo xistos dos arredores de Nova Trento. Há um crescimento de biotitas plano axialmente ao dobramento (manchas mais escuras na foto). O campo fotografado mede aprox. $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 3g - Clivagem de crenulação afetando sericita quartzo xistos da Sequência Ribeirão do Agrião no ribeirão homônimo. O campo fotografado mede aprox. $6,5 \text{ mm}^2$.
- Foto 3h - *Formação Queçaba*. Fotomicrografia em metarritmitos evidenciando uma xistosidade S_1 oblíqua ao acamadamento sendo afetado por uma crenulação S_2 (campo fotografado aprox. $6,5 \text{ mm}^2$).
- Foto 3i - *Formação Queçaba*. Fotomicrografia indicando um incremento de deformação D_2 em relação à foto anterior, com a superfície S_2 iniciando a transposição da xistosidade S_1 próximo à charneira D_2 (campo fotografado aprox. $6,5 \text{ mm}^2$).



Grupo Itajaí

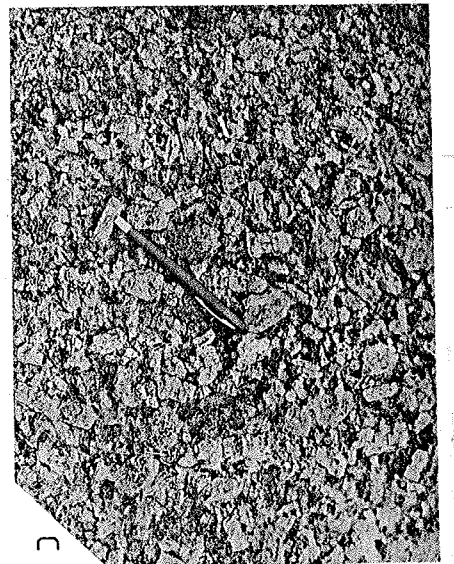
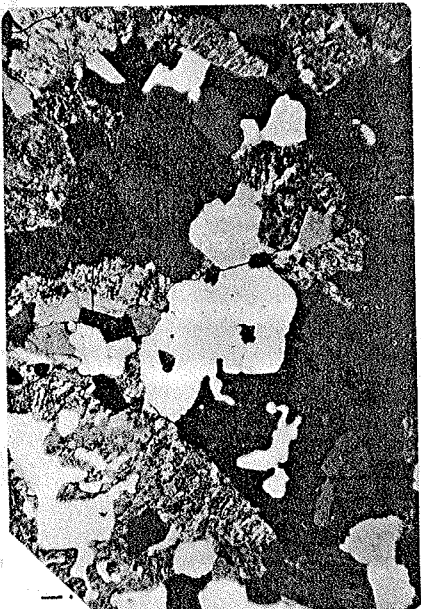
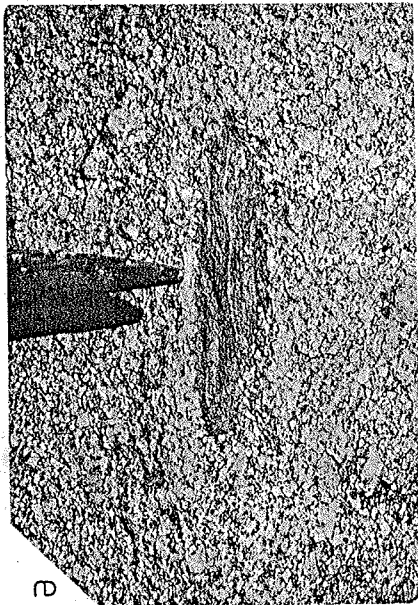
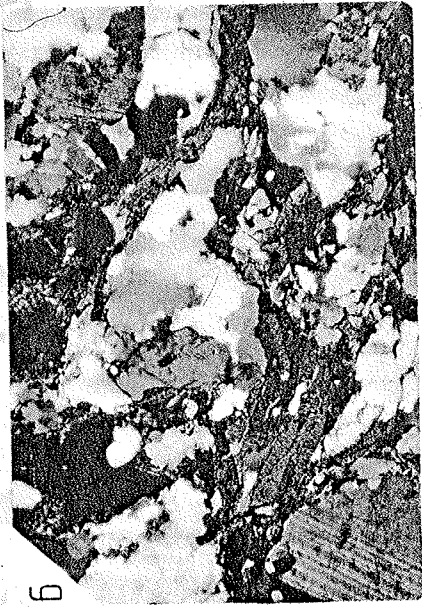
- Foto 4a - Nível de diamictito intercalado em meio aos turbiditos distais da Unidade Síltica Superior. Seixos de rochas do embasamento e do próprio Itajaí imersos em uma matriz síltico argilosa. Ribeirão Jundiá.
- Foto 4b - Fotomicrografia da matriz do conglomerado (tipo Bau) que ocorre na borda sul do Grupo Itajaí. Região do Faxinal da Água Fria. Na porção central tem-se um seixo de metassedimento (Grupo Brusque ?) imerso em uma massa onde predominam fragmentos de quartzo, quartzito e feldspato sericitizado. O cimento é predominantemente carbonático (campo fotografado aprox. 4,0 mm²).
- Foto 4c - Alternância rítmica de níveis arenosos e síltico argilosos nos turbiditos proximais da Unidade Areno Conglomerática Inferior.
- Foto 4d - Foto micrografia evidenciando a clivagem S₁ oblíqua ao acamadamento. No nível síltico superior tem-se uma diminuição da granulometria em direção à parte superior da foto, caracterizando uma feição do tipo "graded bedding", muito comum aos siltitos da unidade superior do Grupo Itajaí (campo fotografado aprox. 4 mm²).
- Foto 4e - Pedreira de "ardósias" (siltitos) laminadas da região de Apiúna. Unidade Síltica Superior do Grupo Itajaí. Local de onde foram extraídas parte das amostras utilizadas por Macedo (1981) em seu estudo geocronológico.
- Foto 4f - Conglomerado basal do Grupo Itajaí. Região do Morrão do Bau. Seixos de diferentes litologias, frequentemente de gnaisses do embasamento em uma matriz areno - arcossiana rica em mica detrítica.
- Foto 4g - Detalhe da foto 4c. Níveis síltico argilosos físeis, alternam-se com níveis areníticos frequentemente microconglomeráticos e geralmente com estratificação cruzada e acamadamento gradacional. Nível dos turbiditos proximais.
- Foto 4h - Dobramento D₁ no Grupo Itajaí (D₃ do Grupo Brusque) em siltitos a sul de Blumenau. São dobras normais a inclinadas, cilíndricas que desenvolvem uma clivagem planoaxial com orientação ENE-WSW.
- Foto 4i - Detalhe de dobra chevron D₁ em siltitos do Grupo Itajaí. A zona de charneira tem aproximadamente 20 cm. Vargem Grande (SE de Apiúna).
- Foto 4j - Dobramento D₂ (D₄ do Grupo Brusque) afetando arenitos arcossianos do Grupo Itajaí. Em geral desenvolvem dobras normais, isópacas de pequena amplitude e grande comprimento de onda. Orientação axial preferencialmente NS.



PRANCHA 5

Magmatismo do Cinturão Dom Feliciano

- Foto 5a - Estrutura cumulática preservada em serpentinito da localidade de Ourinhos (SW de Botuverá). Vulcanismo pré-tectônico do Grupo Brusque. Em maior aumento observam-se piroxênios entre os pseudomorfos de olivina. Campo fotografado 6,5 mm².
- Foto 5b - Charneira de dobra D₂ em quartzo clorita xistos ricos em titanita (pigmentos escuros espalhados por toda a rocha). Vulcanismo pré-tectônico intercalado no Grupo Brusque que ocorre associado aos metabasaltos variolíticos e amigdaloidais das proximidades do Ribeirão do Cinema. Campo fotografado 6,5 mm².
- Foto 5c - Feição característica da porção central do batolito Valsungana. Megacristais euhédricos e centimétricos de microclínio conferem à rocha um aspecto isótropo.
- Foto 5d - Aspecto comum dos granitóides foliados do Domínio Interno do Cinturão. Faixas quartzo feldspáticas claras, tardias e foliadas destacam-se da massa predominante que é constituída por um granitóide de coloração cinza médio, de composição quartzo monzonítica.
- Foto 5e - Pequeno xenólito de metassedimentos do Grupo Brusque, preservado dentro dos Granitóides Foliados da região de Porto Belo.
- Foto 5f - Bloco confeccionado com o granito Subida em uma das inúmeras pedreiras instaladas sobre o maciço. Granito isótropo, róseo e de granulação grossa com frequentes enclaves microgranulares. Localmente (foto) exhibe xenólitos de rochas vulcânicas.
- Foto 5g - Granitóide foliado. Rocha com estrutura cataclástica evidenciada por porfiroclastos de plagioclásio e microclínio localmente separados por microgranulação. O máfico principal é biotita. Afloramento nas proximidades de Santo Amaro da Imperatriz. Campo fotografado 6,5 mm².
- Foto 5h - Granitóide Valsungana. Rocha deformada com megacristais de microclínio pertítico e algum plagioclásio. Subordinadamente, biotita, quartzo e plagioclásio sericitizado. Campo fotografado 6,5 mm².
- Foto 5i - Granito Subida. Granito hipersolvo, isótropo, onde se destacam grandes cristais de feldspato potássico pertítico e quartzo com corrosão magmática. Campo fotografado 6,5 mm².

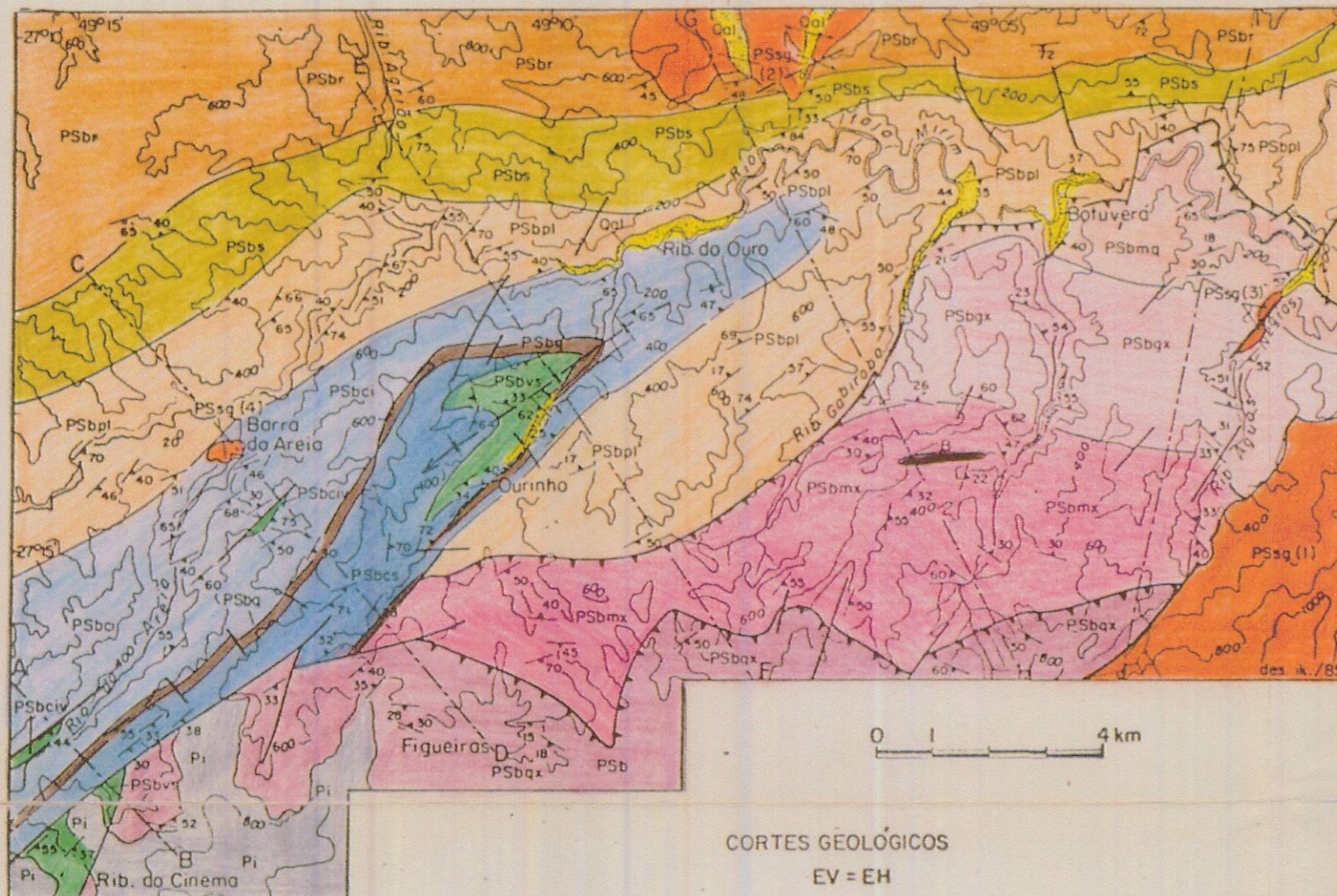


MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DO TRECHO ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA - SC

Base topográfica simplificada das folhas plani altimétricas do IBGE - 1:50000 de Botuverá, Aguti, Apiuna e Vidal Ramos

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

T 1114
TAB 29A MAS-C
e-3



LEGENDA

CENOZÓICO

QUATERNÁRIO

Oal Atuição Continental: sedimentos areno-silte argilosos e cascalhos inconsolidados

MESOZÓICO

B Alcali Sienito: dique de rocha alcalina, de granulação média onde fenocristais de 2 a 3 mm do feldspato potássico róseo se destacam numa matriz cinza azulada

PALEOZÓICO SUPERIOR

Pi Grupo Itararé: Siltitos rítmicos, folhetos e diamictitos

PROTEROZÓICO SUPERIOR

SUITE INTRUSIVA GUABIRUBA

PSsg Granitos e quartzo monzonitos a duas micas, leuca a hololeucocráticos, cinza claro e com fácies granatífera. São hipidiomórficos equi a inequigranular média a grosseiros. Granitos Serra do Tijucas (1). Lajeado Alto (2). Águas Negras (3) e Barra da Areia (4). Desenvolvem aureola de metamorfismo de contato

GR. BRUSQUE / Sequência Rio da Areia

PSbvs Unidade Vulcano Sedimentar: Metabasaltos variolíticos e amigdaloidais, metaperidotitos cumuláticos xistos tremolíticos e meta tufos básicos. Clarita quartzo xistos, calcoclarita xistos e sericita xistos, são os termos metassedimentares predominantes

PSbcs Unidade Psamo Pelito Carbonática Superior: Meta margas e calco xistos que intercolam lentes de metacalcários e meta dolomitos cinza a preto, maciços. Subordinadamente meta siltitos rítmicos e sericita xistos. Ocorrência de rochas máficas foliadas

PSba Unidade Quartzítica: Ortoquartzitos foliados, sacaróides com porções maciças de aspecto vitreô. Subordinadamente quartzitos micáceos e quartzo mica xistos listrados com bandas micáceas esverdeadas e bandas brancas quartzíticas

PSbci Unidade Psamo Pelito Carbonática Inferior: Meta margas bondadas e calco xistos maciços que abrigam lentes de calcários e dolomitos. Intercalam sericita xistos e quartzitos. Ocorrências de meta vulcânicas máficas foliadas (PSbciv)

GR. BRUSQUE / Sequência Ribeirão do Agrião

PSbpl Unidade Psamo Pelítica: Sericita xistos e sericita clarita xistos cinza azulados com intercalações de quartzo xistos e lentes de quartzitos

PSbs Unidade Psamítica: Quartzo xistos, quartzo sericita xistos com intercalações métricas de meta rítmicos e quartzitos maciços

PSbr Unidade Psamo Pelítica Rítmica: Em posição basal predominam sericita xistos que passam rumo ao topo a meta rítmicos que alternam bandas milimétricas a decimétricas de meta siltitos e metarenitos

GR. BRUSQUE / Sequência Botuverá (Posição litoestratigráfica indefinida)

PSbma Unidade Pelito Psamítica: Biotita muscovita xistos e quartzo xistos em proporções iguais. Subordinadamente quartzitos e granada muscovita xistos. Localmente presença de rochas calcossilicatadas

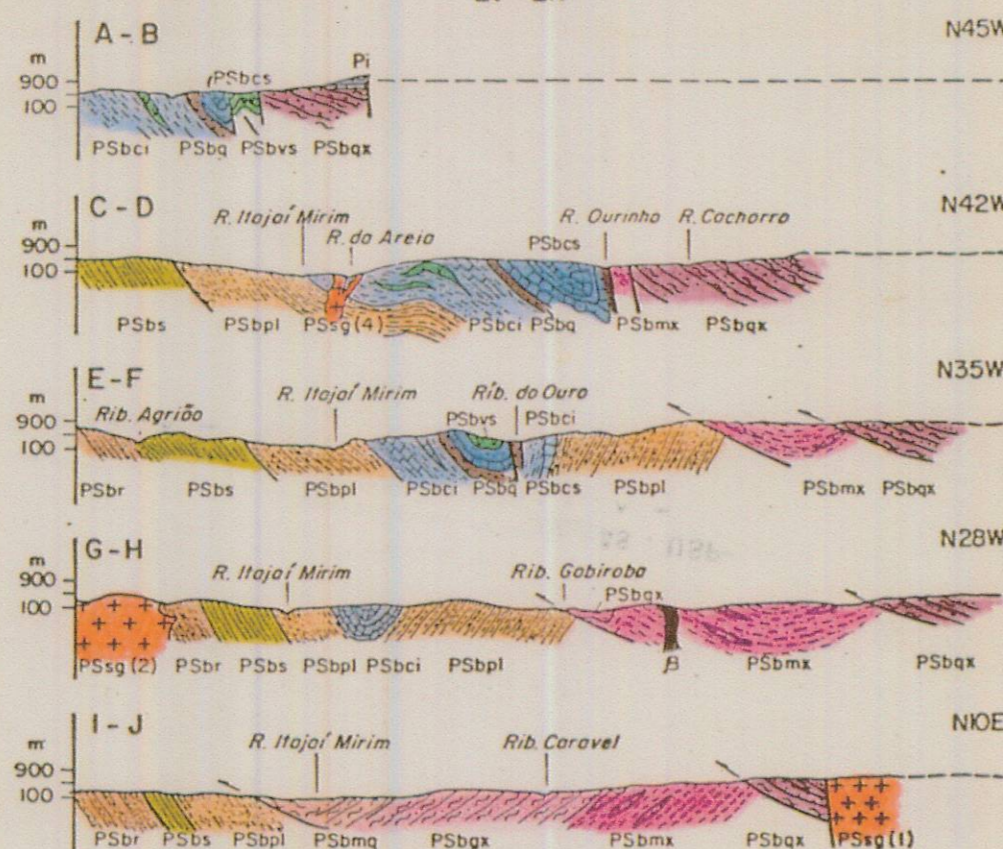
PSbgx Unidade Pelítica: Predomínio de granada biotita muscovita xistos e biotita muscovita xistos que intercolam em posição basal calco granada quartzo xistos

PSbmx Unidade Pelito Arenosa: Granada muscovita xistos em alternância métrica com quartzitos micáceos. No topo intercolam frequentes lentes de calcossilicatadas. Passam rumo a base a uma predominância de granada muscovita xistos

PSbqx Unidade Areno Pelítica: Alternância rítmica de quartzitos micáceos granatíferos e granada muscovita xistos. Intercalam bancos métricos de ortoquartzitos maciços e placóides

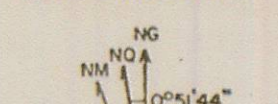
CORTES GEOLÓGICOS

EV = EH

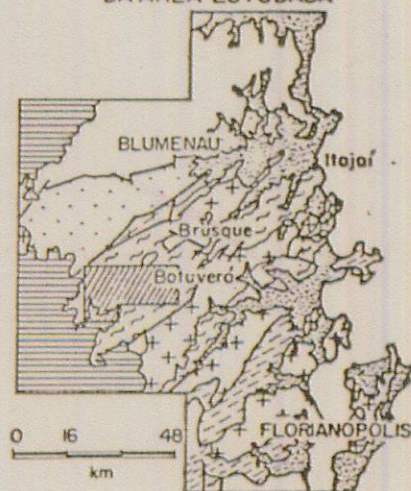


DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

Cresce 9° anualmente



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA



SIMBOLOGIA

Xistosidade e ou foliação com mergulho de valor medido e vertical (S₂)

Estrutura sinformal com indicação do sentido de coaimento (B₃)

Contato geológico

Falha inversa ou de empurrão

Falha de alto mergulho com rejeito direcional