UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E ESTUDO METALOGENÉTICO DO MACIÇO ITAOCA, VALE DO RIO RIBEIRA, SP E PR

Ivan Sergio de Cavalcanti Mello

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005532

GEOLOGIA E ESTUDO METALOGENÉTICO DO MACIÇO ITAOCA, VALE DO RIO RIBEIRA, SP E PR

Ivan Sergio de Cavalcanti Mello

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
T2175
USP

SÃO PAULO
1995

4527
SC.g
.2

ERRATA/OBSERVAÇÕES

No quadro 17, página 96, as razões alumina/álcalis estão incorretas. Foram falseadas, para valores maiores, uma vez que seu cálculo foi feito a partir de percentuais em peso e não pelas razões entre proporções moleculares. Desse modo, os índices ANCK corretos, que podem ser calculados a partir do Quadro 7, na página 78, são menores que 1, referendando o caráter metaluminoso das fácies do Itaoca, como sugerido pela mineralogia dessas rochas, e tornando sem sentido a discussão a respeito da suposta natureza peraluminosa dos granitóides do maciço.

Quanto ao termo *sienitóide*, adotado no Capítulo 2 para designação de alguns litotipos do Itaoca, ele se constitui em uma referência macroscópica, de campo, aos representantes quartzomonzoníticos e quartzo-sieníticos dessas fácies, conforme admitido no trabalho de Streckeisen (1976).

RESUMO

O maciço granitóide Itaoca possui área superior a 200 km^2, e integra os terrenos pré-cambrianos do Cinturão Ribeira que afloram no sul-sudeste de São Paulo e nordeste do Paraná (Vale do Ribeira), como parte das faixas de dobramento do Sudeste do Brasil.

As encaixantes do batólito, que se mostra intrusivo e circunscrito, são metassedimentos do Subgrupo Lageado (parcialmente equivalente ao Grupo Açungui), cuja estratigrafia é aqui revisada e parcialmente correlacionada com a Formação Água Clara, considerada basal à unidade Lajeado.

Foram reconhecidas e mapeadas no maciço fácies e associações de fácies granitóides calcioalcalinas monzoníticas de alto potássio.

A natureza do batólito e suas encaixantes, a relação de contato entre as ígneas e os metassedimentos, a distribuição das fácies intrusivas no maciço e os parâmetros físico-químicos de formação dos escarnitos da área permitem considerá-lo posicionado entre a epizona e mesozona crustais, dos 6 a 7 km de profundidade, e formado por várias injeções granitóides e sienitóides cogenéticas, por *balloning*, a partir de magma precursor gerado na base da crosta. Esta fusão original, essencialmente crustal, teria composição primordial diorítica e pode ter recebido contribuição mantélica, a considerar-se como indicativos, nesse sentido, alguns dos enclaves existentes na área.

A sistemática Rb/Sr, aplicada em rochas totais granitóides, atribui ao maciço idade isocrônica de 626 Ma.

O maciço possui assinaturas petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas que permitem classificá-lo como do tipo *I Cordilherano*. Dentro da evolução geológica do Vale do Ribeira, pode ser considerado tardio ao desenvolvimento de arco magmático do tipo andino, e sin a tardi-tectônico em relação a episódio de deformação da *bacia Açungui*, no final do Neoproterozóico (Brasiliano).

No maciço há ocorrências minerais diversas, dentre as quais se destacam as de wollastonita ($CasiO_3$) e scheelita-powellita [$Ca(W,Mo)O_4$], alojadas em escarnitos formados pelo metamorfismo térmico de contato da intrusão com mármores de pendentes do teto posicionados no centro do batólito.

Dessas ocorrências, a wollastonita é gerada por processos de descarbonatação das matrizes marmóreas dos escarnitos, em decorrência do metamorfismo de contato.

Os corpos metassomáticos mineralizados do Itaoca são representantes clássicos dos W-Mo-Cu escarnitos de contato magmático reconhecidos em diversas partes do mundo. Estes corpos e as mineralizações associadas foram constituídos em vários estágios metassomático-hidrotermais, a partir dos 600 °C e pressão em torno de 2kbar. À mineralização de wollastonita e scheelita-powellita se superpõem sulfetos metálicos diversos (pirita, pirrotita, arsenopirita,

molibdenita, esfalerita, calcopirita, bornita), minerais supérgenos de cobre (malaquita e azurita) e ouro, gerados em temperaturas progressivamente rebaixadas.

Por sua vez, a partir de indicadores diversos, quais sejam a linhagem granitóide do Itaoca, a tipologia dos depósitos e as assinaturas isotópicas de estrôncio, carbono e oxigênio dos escarnitos, sugere-se origem magmática para o conteúdo metálico do estágio metassomático destes corpos.

Com base em correlações entre as matrizes marmóreas dos escarnitos e os litotipos associados, dos pendentes do teto do Itaoca, os metassedimentos da borda do maciço e as unidades metassedimentares regionais, apresenta-se modelo para a geração de escarnitos de contato magmático no Vale do Ribeira. Neste caso, os escarnitos seriam corpos *stratabound*, associados aos horizontes marmóreos da Formação Água Clara, basal ao Subgrupo Lajeado, enquanto que seus principais conteúdos metálicos estariam subordinados à natureza das intrusivas granitóides envolvidas na geração desses corpos metassomáticos.

Características mercadológicas, reservas, teores dimensionados e ensaios de beneficiamento indicam que, no Itaoca, a mineralização de wolfrâmio não possui significado econômico, enquanto que as reservas de wollastonita do maciço, da ordem de 400 000 toneladas do mineral, poderão vir a se constituir em uma nova matéria-prima nacional para o parque industrial brasileiro.

ABSTRACT

The Itaoca batholith covers an area above 200 km^2 and is believed to be part of the Ribeira Foded Belt being confined to the Ribeira Valley, which occupies the south-southeastern part of the State of São Paulo-Brazil.

The massif is intrusive and circumscript in character and also emplaced into metasedimentary rocks of the Lajeado Subgroup, partially refered to the Açungui Group. The stratigraphy of the Lajeado Subgroup is revised and partially correlated to the Água Clara Formation, positioned below this unit.

The truncated discordant contact relationships, aureoles, internal facies distribuition and the physico-chemical skarn formation characteristics indicate that the granites are mesozonal to epizonal in character and were emplaced at a depth in the range of 6 to 7 km.

The massif consists mainly of high potassium calc-alkaline monzonitic granitoids, a composite of multiple granitoid to syenitoid igneous units considered to be cogenetic injections derived from a deep seated crust. The magma type is indicative of I-type infracrustal source material of dioritic composition. This assumption is also evident from the whole rock features and chemistry of some enclaves seen in the pluton.

Field relations, petrography, mineralogy, chemical compositions, isotopic signatures and related metallogeny suggest a similarity of Itaoca with Cordilleran I-type, magnetite plutons.

The batholith is a late component of Andinotype subduction related magmatic arc and is also considered to be syn to late-kinematic in relation to the Neoproterozoic Açungui Basin deformation episode.

The ore deposits are directly associated with *roof pendant* skarn bodies, located in the central part of the massif, and include: wollastonite ($CaSiO_3$) and scheelite-powellite [$Ca(W,Mo)O_4$] which were formed by magma interaction (thermal metamorphism) with surrounding *roof pendant* cabonate rock.

The wollastonite was generated by decarbonation reaction of the country rock marbles by contact metamorphism.

The mineralized bodies are classic W-Mo-Cu bearing, calcic, reduced skarns.

The skarns and associated mineralization were formed during two major stages, metasomatic and hydrothermal, under peak contact metamorphism conditions of about 600 °C and 2 kbar.

Besides wollastonite and scheelite-powellite mineralization there is an overlap of a sulphide assemblage containing pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, molibdenite, sphalerite, and chalcopyrite which might be related to slightly falling temperatures accompanied by reduced conditions and hydration of the skarn mineral assemblages. Malachite, azurite and gold are also present being late products generated at low temperatures (< 80 °C) conditions.

The oxidation state of the magma, the amount of initial water, the depth of emplacement of the batholith, the types of mineralization, the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ skarn isotopic signatures play an important role in evaluating the formation of the metal-rich skarns and suggest a magmatic origen for the wolfram mineralization.

Correlation of *roof pendant* and metasedimentary contact rock of Itaoca pluton as well as regional metamorphic rock units, can be used to constrain the origin of the contact skarn rocks origen.

The Água Clara Formation marble horizons might favor the generation of stratabound skarn bodies whereas the source and relative abundance of metasomatic stage might reflect and be subordinate to the nature and evolution of the granitoid involved in the skarn formation.

The wolfram deposits of the Itaoca batholith did not yield any significant economic reserves. However, wollastonite measured reserves are of the order of 400,000 tons which is great significance for brazilian industry.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com o auxílio da Fundação de Auxílio à Pesquisa do Estado de São Paulo-FAPESP, entidade que financiou amostragens de campo e as análises geoquímicas apresentadas (Projeto 89/3823-7 - Estudo sobre a granitogênese e metalogênese do batólito Itaoca, SP). A agência Financiadora de Estudos e Projetos-FINEP patrocinou as análises isotópicas e parte substancial da editoração da Tese (Projeto 0772/92 - Evolução magmática e metalogenética dos granitos mineralizados a metais raros: Sn, W, Ta, Nb, Be, Y, Li e ETR). O Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT tornou a pesquisa possível, cedendo ao autor o tempo necessário para tratamento de dados e parte dos recursos dispendidos na edição final do trabalho.

O Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq ofereceu ao autor Bolsa de Doutorado, durante parte do período de desenvolvimento da Tese.

Ficam aqui expressados os agradecimentos a estas instituições, bem como às seguintes pessoas, por sua colaboração para a realização deste estudo:

ao Professor Doutor Jorge Silva Bettencourt, do Instituto de Geocências da Universidade de São Paulo -IG/USP, que transmitiu conhecimentos e orientação a este autor;

ao amigo Jorge Silva Bettencourt;

aos professores doutores Colombo C. G. Tassinari, Miguel A. S. Basei, João B. Moreschi, Rômulo Machado e Silvio R. F. Vlach, do-IG/USP, por sugestões oportunas durante a elaboração do trabalho, que espero tenham sido compreendidas e bem aproveitadas;

ao Professor Doutor Colombo C. G. Tassinari e aos técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP, pelo empenho na obtenção de resultados radiométricos;

ao geólogo Cid Chiodi Filho, pelo estímulo ao estudo de granitóides e seus recursos minerais;

aos geólogos Agamenon S. L. Dantas e Adalberto A. Azevedo, respectivamente chefe do Agrupamento de Planejamento Mineral-APLAM e chefe interino da Divisão de Geologia-DIGEO, do IPT, por época da aprovação do projeto de pesquisa que embasou a elaboração da Tese;

aos diversos colegas e ex-colegas do IPT, que interagiram positivamente com a pesquisa. Dentre estes, Marcos Norberto Boin, José Reynaldo B. da Silva, Hendrik H. Ens, Claudio Luiz Goraieb, Miriam C. B. Oliveira, Ginaldo A. C. Campanha, José Francisco M. Motta, Marsis Cabral Jr., Rubens Borges da Silva, Zeno Hellmeister Jr. e Luis Carlos Tanno;

aos colegas Jáiro S. Taddeo, Eleno P. Rodrigues e Maria Heloísa B. O. Frascá, por franquearem as istalações e recursos dos laboratórios de Petrologia da DIGEO/IPT a este trabalho;

à equipe técnica dos laboratórios de petrologia da DIGEO/IPT, em especial Nilson de Paula;

aos desenhistas da DIGEO/IPT, em particular à Mirna M. Ferracini e Luiz Antonio Ribeiro;

às colegas Debora F. F. Orsi, Marlene Santana e Maria do Carmo S. R. Santos, pela revisão deste texto e normalização dos mapas apresentados;

às colegas da Documentação da DIGEO/IPT, Maria Inez do Prado e Maria Solange O. Pereira;

aos colegas Luis Antonio P. de Souza e Jose Francisco M. Mota, pela ajuda na elaboração da documentação fotográfica que ilustra o texto;

aos técnicos do APLAM/IPT, em especial Isabel Cristina Carvalho e Luis Celso C. da Silva, além de Wilson S. Valenttim, Sergio Bruno Ferreira e Carlos Nei de Souza, por trabalhos de apoio diversos; e

a João Mendes de Andrade e Oraci Rodrigues de Paula, auxiliares durante trabalhos de campo, que aguardam, no Vale do Ribeira, junto com uma dezena de outros amigos, que este estudo concorra para mudanças efetivas na sua dura realidade de vida.

Finalmente, o reconhecimento aos ex-colegas e eternos companheiros, técnicos de mineração e campo Emerson Pannis Kaseker e Jose Carlos Orsi Climeni, pelos trabalhos e objetivos compartilhados ao longo de vários anos, sem o que não seriam possíveis os resultados aqui apresentados.

ÍNDICE

p.

RESUMO i

ABSTRACT iii

AGRADECIMENTOS v

RELAÇÃO DE ILUSTRAÇÕES ix
FIGURAS ix
QUADROS x
FOTOS xi

ABREVIATURAS xiii

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 01

1.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES 01
1.2 OBJETIVOS DA TESE 02
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO 02
1.4 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 02
1.5 MÉTODO DE ESTUDO 05
1.5.1 Compilação de Dados Preexistentes 05
1.5.2 Trabalhos de Campo 06
1.5.3 Mapeamento Faciológico 06
1.5.4 Estudos Laboratoriais 07
1.5.4.1 Coloração seletiva de feldspatos 07
1.5.4.2 Análises petrográficas microscópicas 08
1.5.4.3 Análises petroquímicas 09
1.5.4.4 Tratamento de dados petroquímicos 09
1.5.4.5 Descrição de seções polidas 09
1.5.4.6 Análises isotópicas 10
1.5.4.6.1 Análises radiométricas 10
1.5.4.6.2 Análises de isótopos estáveis 11

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA 13

2.1 GEOLOGIA REGIONAL 13
2.1.1 Unidades litoestratigráficas 13
2.1.2 Estilo estrutural 21
2.2.3 Metamorfismo 22
2.2.4 Idades 23

2.2.5 Modelos Evolutivos 23

2.2 GEOLOGIA LOCAL 24
2.2.1 Geologia do Maciço Itaoca 28
2.2.1.1 Fácies granitóides 28
2.2.1.2 Rochas decorrentes de alterações tardi a pós-magmáticas 42
2.2.1.3 Corpos filonares 44
2.2.1.4 Enclaves 45
2.2.1.5 Pendentes do teto 46
2.2.1.6 Escarnitos 48
2.2.1.7 Aspectos estruturais 57

CAPÍTULO 3 - OCORRÊNCIAS MINERAIS 60

3.1 MINERALIZAÇÕES EM FRATURAS E ZONAS DE CISALHAMENTO 60
3.2 MINERALIZAÇÕES EM GRANITÓIDES 62
3.3 MINERALIZAÇÕES EM ESCARNITOS 62
3.3.1 Microscopia de Minerais de Minério 67
3.3.2 Seqüência de Formação das Mineralizações Metálicas 67

CAPÍTULO 4 - GEOQUÍMICA GRANITÓIDE 76

4.1 RESULTADOS ANALÍTICOS E ASPECTOS GEOQUÍMICOS 76

CAPÍTULO 5 - ANÁLISES ISOTÓPICAS 86

5.1 AS SISTEMÁTICAS RUBÍDIO/ESTRÔNCIO, SAMÁRIO/NEODÍMIO E CHUMBO/CHUMBO 86
5.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS 92

CAPÍTULO 6 - A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO MACIÇO ITAOCA 96

6.1 NATUREZA E EVOLUÇÃO DO MACIÇO ITAOCA 96
6.2 O ITAOCA NO CONTEXTO EVOLUTIVO REGIONAL 116

CAPÍTULO 7 - ANÁLISE METALOGENÉTICA 125

7.1 METALOGÊNESE GRANITÓIDE 125
7.2 CLASSES DE DEPÓSITOS METÁLICOS EM ESCARNITOS: DEPÓSITOS DE WOLFRÂMIO 126
7.3 ANÁLISE METALOGENÉTICA PARA O ITAOCA E A QUESTÃO DA FORMAÇÃO DE ESCARNITOS NO VALE DO RIBEIRA 135

CAPÍTULO 8 - SÍNTESE E CONCLUSÃO 150

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 157

ANEXO A - MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO E AMOSTRAGEM DE ROCHAS NO MACIÇO ITAOCA 169

ANEXO B - MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO ITAOCA 170

RELAÇÃO DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

1 - Localização do Maciço Itaoca 03
2 - Esboço da geologia do Vale do Ribeira 14
3 - Localização de maciços granitóides no Vale do Ribeira 19
4 - Geologia simplificada das encaixantes do Itaoca 25
5 - Diagramas modais Q-A-P: a) campos nomenclaturais para rochas plutônicas; b) fácies do Itaoca (43 amostras) 32
6 - Geologia da área Gorutuba 49
7 - Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do corpo escarnítico Gorutuba 3 51
8 - Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do corpo escarnítico Gorutuba 1 53
9 - Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do escarnito da Mina do Juca 55
10 - Diagrama A-F-M, com campo ocupado pelas fácies do Itaoca 82
11 - Diagrama de variações dos óxidos de elementos maiores x sílica para as fácies do Itaoca 83
12 - Diagrama de variações dos óxidos de elementos maiores x MgO para as fácies do Itaoca 84
13 - Domínios no Itaoca definidos com base na análise de agrupamento dos resultados litoquímicos para elementos principais e traços 85
14 - Diagramas isocrônicos Rb/Sr para fácies do Itaoca: 1) Fácies Rósea 2; 2) Fácies Cinza 3 88
15 - Razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ para amostras de escarnitos, minerais de escarnitos, mineralizações e granitóides do Itaoca 89
16 - Diagrama Isocrônico Sm/Nd para minerais de escarnitos do Itaoca 89
17 - Localização das amostras do Itaoca e suas encaixantes submetidasà análise para isótopos estáveis ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$) 93
18 - Variação $\delta^{18}O$ em silicatos dos escarnitos do Itaoca 95
19 - Séries granitóides 97
20 - Diagramas Rb-Ba-Sr: 1) fácies do Itaoca; 2) granitos do Vale do Ribeira 98
21 - Diagramas de variações Sr x Rb e Sr x Ba para as fácies do Itaoca 100
22 - Diagramas da variação de Rb, Ba, Sr e sílica nas fácies do Itaoca 101
23 - Distribuição clássica dos processos de alteração tardi a pós-magmáticos em cúpulas granitóides 105
24 - Diagrama da variação de alguns elementos-traço nas fácies do Itaoca 107
25 - Padrões da variação de elementos terras-raras: 1) granitos do Sul da China; 2) fácies do Itaoca 108
26 - Características de séries tectono-magmáticas de margens continentais ativas fanerozóicas 110

27 - Diagrama tectono-magmático para as fácies do Itaoca 111
28 - Diagrama tectono-magmático para granitos do vale do Ribeira 112
29 - Séries tectono-magmáticas (Grupos I a IV) de margens litosféricas fanerozóicas envolvidas em colisão continente-continente 114
30 - Diagrama Rb/Zr x sílica para as fácies do Itaoca 115
31 - Modelo evolutivo para a Faixa Açungui, baseado em um único ciclo geotectônico meso a neoproterozóico 118
32 - Síntese da sedimentação, tectônica deformadora, magmatismo e eventos geodinâmicos meso e neoproterozóicos envolvendo o nordeste do Paraná 120
33 - Diagrama de evolução isotópica de chumbo, em amostras de galena do Itaoca e encaixantes regionais, segundo o modelo de plumbotectônica 123
34 - Síntese dos estágios de formação de escarnitos de contato magmático 128
35 - Situação de depósitos metálicos relacionados a escarnitos, em margens continentais ativas fanerozóicas 131
36 - Distribuição dos principais depósitos mundiais de wolfrâmio em escarnitos 132
37 - Geologia dos escarnitos wolfrâmicos de Pine Creek, Serra Nevada, EUA 137
38 - Campos de variação $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, e *trends* de fracionamento isotópico nas encaixantes metacalcárias e escarnitos do maciço Itaoca 140
39 - Parâmetros de economicidade para os principais tipos de depósitos metálicos relacionados a escarnitos 145
40 - Dimensões e teores dos depósitos mundiais de wollastonita em escarnitos 147
41 - Esquema preliminar para beneficiamento de wollastonita (granada, diopsídio, scheelita) nos escarnitos do Itaoca 149

QUADROS

1 - Métodos e parâmetros de análises gequímicas em granitóides do Itaoca 09
2 - Exemplos de colunas estratigráficas propostas para o Pré-Cambriano do Vale do Ribeira, destacando as principais unidades encaixantes do maciço Itaoca 15
3 - Características petrográficas das fácies granitóides identificadas no Maciço Itaoca 30
4 - Composição modal e classificação de amostras representativas das fácies do maciço Itaoca 31
5 - Descrição microscópica de minerais de minério nos escarnitos e hornfels do Itaoca 68
6 - Eventos de formação e evolução paragenética dos escarnitos do Itaoca 75
7 - Resultados de análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (maiores) 78
8 - Resultados da análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (menores e traços) 79
9 - Resultados da análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (terras-raras) 80
10 - Norma CIPW para granitóides do Itaoca 81
11 - Amostras do Itaoca, métodos e objetivos radiométricos 86
12 - Resultados analíticos, razões iniciais e idades Rb/Sr para amostras do Maciço Itaoca, escarnitos e mineralizações associadas 87
13 - Resultados analíticos e idade Sm/Nd em minerais dos escarnitos do Itaoca 91
14 - Resultados analíticos e idades Pb/Pb em galenas de veios de quartzo do Maciço Itaoca 91
15 - Resultados das análises de isótopos de oxigênio e carbono em carbonatos das encaixantes, mármores e escarnitos do Itaoca 92

16 - Resultados das análises de isótopos de oxigênio em silicatos dos escarnitos do Itaoca 94
17 - Alguns parâmetros geoquímicos das fácies granitóides do Itaoca 96
18 - Comparação entre características de séries granitóides chinesas e o Maciço Itaoca 109
19 - Ambientes, características petrográficas e razões isotópicas relacionados à séries granitóides fanerozóicas 113
20 - Comparação entre características de algumas das séries granitóides do Sul da China .. 126
21 - Características das principais classes de depósitos metálicos em escarnitos 129
22 - Características de alguns depósitos mundiais de wolfrâmio em escarnitos 130
23 - Associações minerais distintivas entre classes de escarnitos mineralizados a wolfrâmio 133
24 - Parâmetros geológicos distintivos entre classes de escarnitos mineralizados em wolfrâmio 134
25 - Estágios evolutivos das paragêneses das matrizes marmóreas e escarnitos do Maciço Itaoca 138
26 - Características dos escarnitos enriquecidos em wollstonita do Itaoca 148

FOTOS

1 - Vista da borda norte do Itaoca: na cota mais baixa, em primeiro plano, afloram os granitóides do maciço. As cotas elevadas, mais distantes, correspondem aos quartzitos da Serra da Boa Vista 04
2 - Vista do Sul do Itaoca. Nas cotas mais elevadas, ao longe, metacalcários, xistos e quartzitos da borda paranaense do maciço 04
3 - Fácies Cinza 1 33
4 - Fácies Cinza 2 33
5 - Fácies Cinza 3 36
6 - Fácies Rósea 1 36
7 - Fácies Rósea 2 38
8 - Fácies Rósea 3 38
9 - Fácies Rósea 4 40
10 - Fácies Róseas 5 40
11 - Fácies Milonítica (detalhe) 43
12 - Detalhe de uma das amostras da fotografia anterior 43
13 - Granada-salita escarnito (corpo gorutuba 3) 50
14 - Afloramento do corpo Gorutuba 3 50
15 - Granada-wollastonita escarnito (corpo Gorutuba 1) 54
16 - Afloramento do escarnito Gorutuba 1 54
17 - Afloramento de granada-wollastonita escarnito na Mina do Juca 56
18 - Calcopirita (amarela) e galena (cinza -escuro), em veio de quartzo, na Fácies Rósea 2 61
19 - Sulfetos (calcopirita, bornita e pirita) em granitóide milonítico da Fácies Cinza 1 61
20 - Mineralização de scheelita- powellita (pontos amarelados) em testemunho de sondagem do Gorutuba 3 (luz ultravioleta) 63
21 - Mineralização de scheelita-powellita (pontos amarelados) em endoescarnito vizinho ao Gorutuba (luz ultravioleta) 63
22 - Wollastonita maciça (fibrorradiada) da Mina do Juca 65

23 - Minerais secundários de cobre (malaquita e azurita) em granada escarnito da Mina do Juca 66

24 - Mineralização de scheelita-powellita (esbranquiçada) na Mina do Juca (luz ultravioleta) 66

25 - Pirita (amarelo-claro), parcialmente substituída por calcopirita (amarelo-escuro), pirrotita (creme) e esfalerita (cinza-claro), em granada-salita escarnito do Gorutuba 3. Luz Natural. Aumento de 4x 71

26 - Mesma amostra anterior. Pirita (amarelo-claro) inclusa na pirrotita (creme). Aparente substituição da esfalerita (cinza-claro) e pirrotita por calcopirita (amarelo-escuro). Luz Natural. Aumento de 4x 71

27 - Arsenopirita (branca), pirita primária (cristal hipidiomórfico amarelo-esbranquiçado) e pirrotita (terrígena), substituída por pirita secundária e marcassita (textura *bird* eyes) em granada-salita escarnito do Gorutuba 3. Luz Natural. Aumento de 4x..... 72

28 - Substituição interna de scheelita-powellita (borda escura) por molibdenita (branca), em endoescarnito da Mina do . Juca Luz Natural. Aumento de 4x 72

29 - Intercrescimento de calcopirita (amarela) e bornita (bronzeada), em granada-wollastonita escarnito da Mina do Juca. Luz Natural. Aumento de 4x 73

23 - Alteração de borda da bornita (bronzeada) em calcopirita (amarela), calcossita (azul-claro) e covelita (azul -escuro), na Mina do Juca. Luz Natural. Aumento de 4x 73

31 - Scheelita-powellita (cinza intermediário) e magnetita (cinza-claro), no Gorutuba 3. Luz Natural. Aumento de 4x 74

32 - Mesma amostra anterior. Magnetita substituída internamente por pirita. Luz Natural. Aumento de 8x 74

33 - Contato brusco entre a Fácies Rósea 1 e a Fácies Rósea 4 (vale do rio Claro) 103

ABREVIATURAS UTILIZADAS NO TEXTO

NE = nordeste

NO = noroeste

SE = sudeste

SO = sudoeste

mm = milímetro

m = metro

km = quiilômetro

mesh = malhas por polegada

CIPW = norma mineral de Cross, Iddings, Pirson e Washington

^{o}C = grau Celsius

kbar = quilobar

$^{o}/_{oo}$ = *per mil*

% = porcento

t = tonelada

Mt = milhão de toneladas

Ma = milhão de anos

MSWD = *mean square of weighted deviates* (média quadrática de desvios ponderados)

Ro = razão inicial $^{87}S/^{86}Sr$

CHUR = *Chondritic uniform reservoir* (reservatório condrítico uniforme)

DM = D*epleted mantle* (manto empobrecido)

PDB = *Pee Dee Belemnite*

SMOW = *Standart Mean Ocean Water*

XCO_2 = fração molar de CO_2 na fase fluida

i. e. = por exemplo

apud = fonte de citação indireta

et al. = e outros

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Nos últimos anos, a evolução do conhecimento geológico sobre rochas intrusivas granitóides tem conduzido a modelos que associam as características petrológicas, geoquímicas, estruturais, geofísicas e metalogenéticas desses corpos aos ambientes geológicos e regimes tectônicos condicionantes de seu posicionamento. Deste modo, o estudo de áreas granitóides tende a se mostrar interessante e oportuno, como forma de entendimento dos processos magmatogênicos, compreensão da história dos terrenos encaixantes das intrusivas, e instrumento de previsão, busca e caracterização de bens minerais, muitas vezes presentes nestas áreas sob formas variadas.

O Maciço Itaoca se constitui em batólito intrudido nos terrenos pré-cambrianos que afloram no sul do Estado de São Paulo e nordeste do Estado do Paraná.

A evolução do conhecimento geológico sobre aquela região decorre de estudos desenvolvidos desde o século passado, e bastante multiplicados durante as duas últimas décadas.

O Itaoca, por sua vez, foi abordado em sínteses sobre a geologia regional (*i.e.* Melcher *et al.* 1973; Morgental *et al.* 1975; JICA 1981, 1982, 1983), quando da tentativa de caracterização e classificação de corpos granitóides paulistas (Hasui *et al.* 1978; Vlach *et al.* 1990; Janasi & Ulbrich 1991), em trabalhos sobre a geologia, geoquímica e petrologia dos granitóides do Vale do Ribeira (Gomes *et al.* 1975a,b; Wernick & Gomes 1974, 1977; Wernick 1979), ou ainda quando da tentativa de ordenamento e classificação metalogenética dos granitóides desta região (Chiodi Filho *et al.* 1989). Considerações sobre a petrologia do batólito foram feitas por Landim *et al.* (1975).

Durante os anos 80 e início dos anos 90, o Itaoca foi enfocado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, ocasião em que se descobriram ou melhor se estudaram os recursos minerais da área. Estes trabalhos possibilitaram a obtenção de um grande número de dados, que foram reunidos em relatórios técnicos diversos e parcialmente resumidos em algumas publicações, a exemplo de Mello *et al.* (1981), Mello & Silva (1984), Mello *et al.* (1985b), Mello & Bettencourt (1992) e Tassinari & Mello (1994). A partir da exploração mineral, caracterizaram-se, como principais ocorrências diretamente relacionadas com o batólito, mineralizações apicais alojadas em escarnitos, corpos estes formados pela ação do contato ígneo sobre mármores de pendentes do teto intrusivo. Estas mineralizações exibem, como minerais de minério mais importantes, o mineral industrial wollastonita ($CaSiO_3$) e o representante metálico scheelita-powellita [$Ca(W,Mo)O_4$]. Os conhecimentos acumulados a partir da prospecção mineral ensejaram a execução de tese acadêmica sobre a petrogênese dos escarnitos do Itaoca (Ens 1990) e fundamentam o presente estudo. Busca-se agora, através da reavaliação e complementação do conhecimento

preexistente sobre o maciço e suas ocorrências minerais, a formulação de análise metalogenética, ainda inédita, evoluída em relação aos modelos eminentemente descritivos e empíricos adotados durante a pesquisa mineral rotineira do batólito.

1.2 OBJETIVOS DA TESE

Esta tese de doutoramento objetiva estudar a geologia do Maciço Itaoca e suas ocorrências minerais, fundamentanndo-se na abordagem integrada dos aspectos petrográficos, geoquímicos, estruturais e isotópicos das rochas granitóides e dos depósitos locais, para formulação de modelo metalogenético que possa ser aplicado na exploração mineral de áreas similares dos territórios paulista e brasileiro. O estudo pretende demonstrar a filiação magmática das principais mineralizações metálicas que ocorrem nas cúpulas preservadas da intrusão, e tecer considerações sobre a existência de controle estratigráfico para formação dos corpos de escarnitos, que são as encaixantes das ocorrências mais importantes da área.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

O Maciço Itaoca está localizado na divisa dos Estados de São Paulo e Paraná , no médio vale do rio Ribeira de Iguape (Figura 1).

Do lado paulista, estende-se pelo município de Itaoca, emancipado de Apiaí em 1992, enquanto que sua parte paranaense está compreendida no município de Adrianópolis. A partir de São Paulo, o acesso à área pode ser feito mais facilmente pela Rodovia Castelo Branco (SP 280) até Sorocaba; daí, pela Rodovia Raposo Tavares (SP 270) até Itapetininga, após o que, pelas SP 127 e SP 250, chega-se à Apiaí, em percurso aproximado de 320 km. Desta última cidade, alcança-se o centro do batólito pela estrada intermunicipal não-pavimentada que dá acesso à vila Itaoca, sede do município, em último trecho de 25 km.

1.4 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

O Maciço Itaoca está posicionado dentro da chamada Província Costeira ou, mais especificamente, na Serrania Ribeira (Ponçano *et al.* 1981).

O Itaoca corresponde a uma depressão topográfica (altitudes entre 150 a 700 m, porém geralmente entre 200 a 300 m) em relação aos terrenos vizinhos, onde altitudes variam de 150 a 1200 m, porém mantendo-se, em média, entre 600 a 1000 m (Fotos 1 e 2).

Nos termos de Ponçano *et al.* (1981), o relevo do maciço é quase todo constituído por serras alongadas, com topos angulosos e vertentes ravinadas de perfis côncavo-convexos. Ao norte e nordeste, próximos às unidades adjacentes, passam a predominar escarpas formadas por grandes espigões digitados, lineares e subparalelos, com topos angulosos e vertentes de perfis retilíneos.

Em consonância com as formas de relevo anteriores, predomina no maciço drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico, disposta em vales fechados. A norte e nordeste

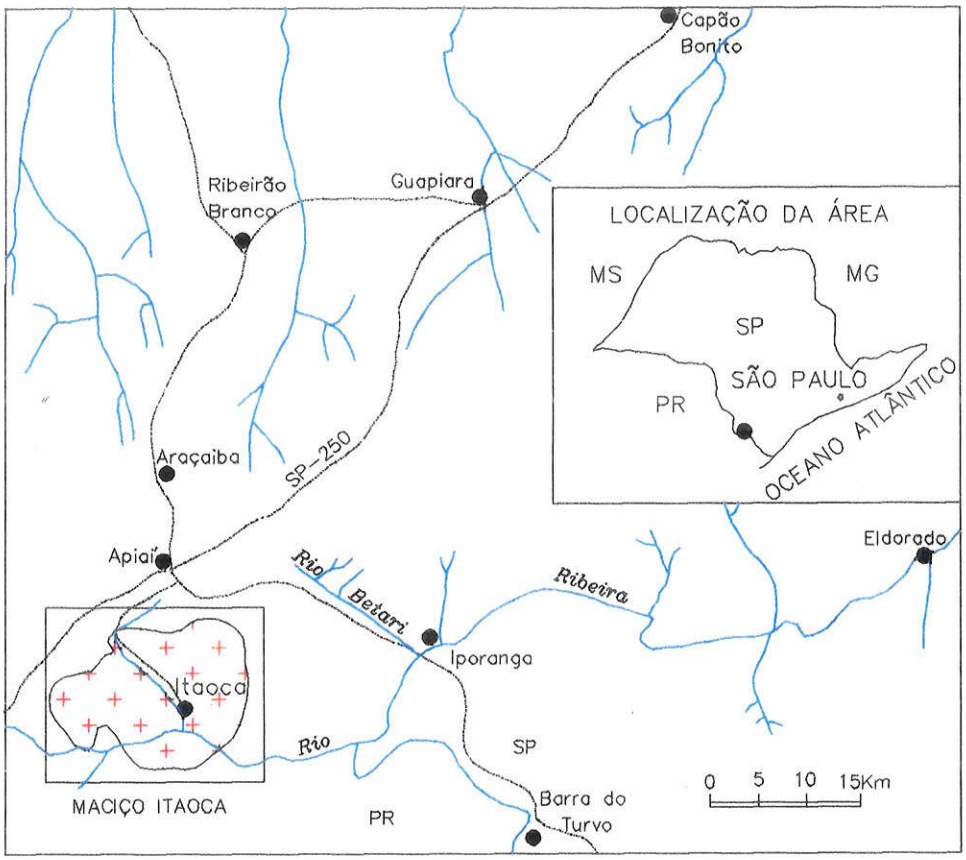


Figura 1 – Localização do Maciço Itaoca.

Foto 1 - Vista da borda norte do Itaoca: na cota mais baixa, em primeiro plano, afloram granitóides do maciço. As cotas elevadas, mais distantes, correspondem aos quartzitos da Serra da Boa Vista.

Foto 2 -Vista do Sul do Itaoca. Nas cotas mais elevadas, ao longe, metacalcários, xistos e quartzitos da borda paranaense do maciço.

passa a ocorrer drenagem de alta densidade, com padrão paralelo-pinulado, associada a vales fechados.

A vegetação da área insere-se no domínio da Floresta Subcaducifólia Tropical (Alonso 1977), com ocorrência de araucárias nas unidades encaixantes da intrusão. Nos granitóides, em particular, a vegetação primária encontra-se quase que totalmente removida pela ação do homem, tendo sido substituída por capoeiras, pastagens e roçados. A cobertura vegetal de maior porte geralmente corresponde a matas secundárias, dispostas nos vales dos principais cursos d'água da área, e nas bordas norte e leste do batólito, onde coincide com as altitudes mais elevadas do maciço.

O clima da região é do tipo tropical subquente, superúmido com subseca (Nimer 1977). Nesse domínio, a temperatura média anual gira em torno dos 22 °C, sendo registradas temperaturas máximas e mínimas respectivamente próximas dos 36 °C e O °C. Pelas características topográficas do Itaoca, compreender-se-á que as temperaturas desta área são bem mais elevadas que nos terrenos adjacentes, em geral oscilando entre mínimas de 10 °C, no inverno, e máximas de 40 °C, no verão.

O índice pluviométrico anual é de 1250 a 1500 mm (Nimer 1977), concentrando-se as precipitações nos meses de dezembro a fevereiro.

1.5 MÉTODO DE ESTUDO

Este trabalho se assenta sobre dados e interpretações inerentes a dois períodos distintos da pesquisa conduzida pelo autor no Maciço Itaoca. Entre 1981 e 1988, o conhecimento sobre a área decorreu da prospecção mineral sistemática do batólito, sendo acumulado de modo eminentemente prático e empírico; já entre 1989 e 1995, desenvolveu-se a fase acadêmica do estudo, quando foram executadas atividades de campo e laboratório dirigidas à complementação e o refinamento científico dos dados preexistentes. Cabe salientar que durante o primeiro período citado as principais mineralizações locais e suas encaixantes, ou seja, corpos de escarnitos e metassedimentos associados, ou ainda, em menor escala, as encaixantes da borda ígnea, foram o principal objeto de atenção. Na fase mais recente, além de se obterem em laboratório novos parâmetros relacionados com as principais ocorrências minerais do batólito, ampliou-se consideravelmente o conhecimento sobre as rochas granitóides propriamente ditas, o que acabaria por conferir maior consistência aos modelos genéticos postulados para as mineralizações da área.

1.5.1 Compilação de Dados Preexistentes

Entre os dados preexistentes relativos ao Itaoca destacam-se, pelo detalhe, aqueles acumulados pela pesquisa mineral feita pelo IPT, documentados em vários relatórios técnicos (Mello 1981, 1982a, 1982b, 1984, 1985, 1986, 1988), além dos artigos sobre a área dos outros autores antes citados. Desse modo, além das informações bibliográficas disponíveis, foram considerados cerca de 3000 pontos de observação geológica; a descrição de

aproximadamente 2200 m de testemunhos de sondagem rotativa; 150 seções petrográficas microscópicas; cerca de 200 resultados de análises químicas e mineralógicas referentes às principais mineralizações da área; e mapas e seções geológicas diversas, montados para a prospecção em escalas variáveis de 1:10 000 a 1:250. Essas informações foram integradas a dados de campo e laboratório mais recentes e interpretados conjuntamente.

1.5.2 Trabalhos de Campo

Foram executados trabalhos de campo dirigidos ao mapeamento faciológico do Itaoca, à amostragem de rochas granitóides para análises químicas, petrográficas e mineralógicas e à coleta de granitóides, escarnitos, mármores locais e calcários regionais, para análises isotópicas.

1.5.3 Mapeamento Faciológico

O mapeamento da faciologia granitóide do Itaoca é decorrente da descrição e amostragem de granitóides em 253 novos pontos do Itaoca (Anexo A), sendo apresentado na escala 1:50 000. Para tanto, utilizou-se como base a folha topográfica SG 22-X-B-V-1 (Apiaí) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE (1987).

O termo *fácies* foi utilizado na designação dos tipos granitóides mais representativos e comuns do maciço, mapeáveis ou não na escala 1:25 000. No caso, algumas delas possuem a conotação de corpos intrusivos, enquanto que outras resultam de processos de alteração metassomática tardi a pós-magmáticos, ou decorrem de deformação dinamo-termal fortemente impressa em parte do maciço (tectonofácies). Já o termo *Unidade* foi utilizado para designação de domínios faciológicos, e abrange fácies granitóides individuais, ou associações destas fácies, com aspecto, área de ocorrência e mineralizações claramente distinguíveis dos demais.

O mapeamento faciológico foi considerado não como objetivo principal, porém como instrumento de aprimoramento dos modelos metalogenéticos montados para a área. Neste sentido, foi executado sob condição de se poder atribuir, o quanto possível, significado geológico às fácies identificadas. Assim sendo, longe de se buscar a individualização de um grande número de tipos granitóides, procurou-se reconhecer os representantes líticos mais comuns e interpretáveis da área plutônica, imaginando-se que, de modo geral, variações locais e subordinadas no aspecto dessas rochas é inerente à sua própria natureza.

No caso do Maciço Itaoca, a tarefa de mapeamento é bastante dificultada pela má qualidade da exposição rochosa local, o que acaba por impossibilitar a observação das relações de contato entre tipos ígneos distintos e a delimitação precisa de suas áreas de ocorrência. De fato, exceto afloramentos esparsos existentes nos leitos dos maiores cursos d'água locais, rochas inalteradas somente podem ser observadas em rochedos isolados ou em pequenos campos de matacões afastados entre si. Tornou-se necessária, assim, a representação, em mapa, de áreas demarcadas a partir do grande predomínio de uma fácies (ou associação de

fácies) sobre as demais, sendo que, em nenhum dos casos, estiveram completamente ausentes representantes dos demais tipos destacados.

Como critérios de distinção entre as fácies, a exemplo de trabalhos como os de Vlach (1985), Godoy (1989), Oliveira (1989), Gimenez Filho (1993) e Vlach (1993) em diferentes maciços granitóides do Estado de São Paulo, adotou-se, essencialmente, o aspecto macroscópico das rochas ígneas, sendo determinantes feições como coloração da rocha, textura, teor de minerais máficos, granulação, características de megacristais e estrutura dos litotipos discriminados. Quanto a isto, no entanto, tornam-se necessários alguns esclarecimentos. Na forma clássica, são classificados como tipos finos, médios, grossos e muito grossos aqueles com predomínio de granulometrias menores que 1,0 mm, entre 1,0 mm e 5,0 mm, entre 5,0 mm e 30,0 mm e maiores que 30 mm, respectivamente (*i. e.* Williams *et al.* 1970). Quanto ao Itaoca, no entanto, mostra-se mais apropriado, para distinção entre as fácies, considerar os intervalos menor que 3,0 mm, entre 3,0 e 6,0 mm, e maior que 6,0 mm, na designação das granulações fina, média e grossa (inexistem representantes muito grossos). Por outro lado, com relação ao conteúdo máfico, conforme recomendado por Streckeisen (1976), a distinção entre granitóides leucocráticos e melanocráticos foi feita em termos relativos, para caracterização dos tipos mais félsicos e mais máficos do batólito. Deste modo, foram designados melagranitóides aqueles com índice de cor maior que 15%. O termo "hololeucocrático" foi tomado *strictu sensu* (Streckeisen 1976), na referência a representantes com teor máfico inferior a 5%. A caracterização rochosa foi complementada por estudos microscópicos. Para definição da nomenclatura final das rochas, seus conteúdos modais quartzo-feldspáticos foram considerados segundo as recomendações da International Union of Geological Sciences-IUGS (1973). Sempre que necessário, designações preliminares de campo foram alteradas, para facilidade de compreensão da evolução magmática proposta para o batólito.

1.5.4 Estudos Laboratoriais

1.5.4.1 Coloração seletiva de feldspatos

Setenta amostras de granitóides foram submetidas a processo de coloração seletiva de feldspatos (Hutchinson 1974). As rochas tiveram sua superfície serrada e lixada exposta à ação do ácido fluorídrico e, em seguida, colocada em contato com cobaltonitrito de sódio. Os cristais de feldspatos, agora coloridos diferenciadamente, o feldspato potássico amarelo, o plagioclásio branco ou branco-amarelado e o quartzo incolor, foram contados com o auxílio de malha transparente regular com 5 mm de abertura para rochas com matriz de granulação média a grossa (maior que 3 mm), e 2,5 mm para rochas com granulação mais fina. A contagem foi utilizada para cálculo da moda quartzo-feldspática, e os resultados lançados em diagramas triangulares Q-A-P discriminantes da nomenclatura das amostras (IUGS 1973).

1.5.4.2 Análises petrográficas microscópicas

Procedeu-se a descrições petrográficas microscópicas de todas as amostras de granitóides submetidas à coloração seletiva de feldspatos. Nas seções rochosas delgadas, foram observadas características texturais, composições mineralógicas e alterações minerais. Destas, 45 descrições podem ser qualificadas como pormenorizadas, tornando-se referências à análise microscópica mais expedita das demais. A microscopia foi sempre feita de modo tradicional, apoiada em manuais de descrição mineral como Roubault (1969) e Heinrich (1970). A moda foi calculada, na maioria das vezes, por contagem de pontos, ou ainda por estimativa visual.

1.5.4.3 Análises geoquímicas

Para análise química foram tomadas 28 amostras de rocha representativas das fácies granitóides reconhecidas no Itaoca, distribuídas o mais amplamente possível na área total do maciço. As amostras, inicialmente com peso de 1 a 2 kg, foram serradas para retirada das eventuais superfícies de alteração intempérica e películas de alteração hidrotermal em suas fraturas. Foram encaminhadas para laboratório frações de rocha com 200 a 400 g, todas com duplicatas submetidas à petrografia detalhada. O processo analítico, compreendendo a dosagem padrão de elementos maiores, 16 elementos menores e traços, e os elementos terras-raras, ficou a cargo da Divisão de Laboratórios da Geologia e Sondagens (Geolab/Geosol), em Belo Horizonte, MG. Essas amostras foram moídas a uma granulometria menor que 150 *mesh* e analisadas segundo métodos e precisão analítica resumidos no Quadro 1. A análise dos elementos terras-raras, feita por espectrometria de plasma ICP, tem método e precisão de resultados tratados em detalhe por Dutra (1984).

1.5.4.4 Tratamento de dados geoquímicos

Os resultados analíticos das amostras granitóides do Itaoca serviram para cálculo computacional de normas CIPW e plotagem de gráficos litoquímicos diversos, voltados à caracterização genética e formulação da história evolutiva do batólito. Para tanto, foi utilizados o *software* Petroplot (Ens & Yamamoto 1992).

1.5.4.5 Descrição de seções polidas

Opacos e semi-opacos foram estudados em seções polidas de rochas granitóides e mineralizações da área estudada. No primeiro caso, foram tomadas 12 seções de amostras representativas das fácies reconhecidas no Itaoca, para identificação e observação das características dos acessórios opacos dos granitóides, modo encontrado para complementação da petrografia destas rochas e obtenção de dados adicionais sobre a petrogênese ígnea. Quanto às mineralizações, foram descritas 20 seções polidas, para observação da interrelação e evolução paragenética de algumas das ocorrências metálicas mais expressivas do maciço.

Métodos Analíticos e Limites Químicos de Detecção	Precisão***
SiO_2 Al_2O_3 CaO MgO TiO_2 P_2O_5 (0,10) (0,10) (0,05) (0,05) (0,05) (0,05) * * * * * * Fluorescência de raios X em amostras fundidas com tetraborato de lítio + óxido de lantânio.	± 5%
FeO (0,05) * Via úmida (titulação com $KMnO_2$).	± 5%
Na_2O K_2O MnO Pb Zn Li (0,01) (0,01) (0,01) (5) (2) (5) * * * ** ** ** Dissolução total das amostras com HF + HNO_3 e determinação por Absorção atômica.	± 5%
F (0,03) * Fusão alcalina e determinação por Eletrodo de Íon Específico.	± 5%
H_2O^+ (0,01) * Gravimetria - método Penfield.	± 5%
CO_2 (0,01) * Via úmida - evolução do CO_2 e medida do volume de gás.	± 5%
Cl Ba Sr Th Cs S Zr Rb (10) (10) (10) (15) (10) (0,001) (10) (10) ** ** ** ** ** * ** ** Fluorescência de raios X utilizando técnica de pó prensado.	± 5%
U (1) ** Fluorimetria.	± 5%
W (3) ** Colorimetria.	± 5%
Nb Sn Mo Y (10) (5) (5) (10) ** ** ** ** Espectrografia ótica de Emissão Quantitativa.	± 5%
( ) Limite de detecção * % ** ppm ***** Precisão analítica em amostras duplicatas**	

Quadro 1 - Métodos e parâmetros de análises geoquímicas em granitóides do Itaoca.

Em ambos os casos, a microscopia foi feita de modo clássico, utilizando-se, para identificação mineral, critérios estabelecidos em manuais pertinentes, a exemplo de Edwards (1954), Uytenbogaart & Burks (1971), Randhor (1976) e Picot & Johan (1977).

1.5.4.6 Análises isotópicas

1.5.4.6.1 Análises radiométricas

Foram realizadas análises radiométricas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IG/USP). A técnica envolveu amostras de rochas, minerais e mineralizações do Itaoca, e amostras do depósito de fluorita de Saltinho-Mato Dentro, na borda oeste do batólito. Os métodos utilizados foram o Rubídio/Estrôncio (Rb/Sr), o Chumbo/Chumbo (Pb/Pb) e o Samário/Neodímio (Sm/Nd).

Método Rb/Sr

Determinacões isotópicas Rb/Sr foram dirigidas à estimativa das idades de algumas fácies granitóides, e cálculo de razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} em escarnitos e minerais de escarnitos, nas calcitas dos mármores associados, e em ocorrências minerais do Itaoca, para consubstanciamento dos modelos genéticos quanto a estas mineralizações e rochas.

Neste sentido, amostras de rocha foram britadas. Em seguida, a exemplo dos representantes minerais, pulverizadas em moinho de bola com cápsulas revestidas de wolfrâmio, a menos de 200 *mesh*. As rochas destinadas à datação foram submetidas à análise química semiquantitativa (fluorescência de raios X) para Rb e Sr, sendo escolhidos representantes cogenéticos com maior variabilidade na razão Rb/Sr. Nestas amostras, dosaram-se quantitativamente Rb e Sr (novamente através de fluorescência de raios X). A reprodutibilidade de resultados foi testada pela análise simultânea de padrões de referência, sendo estimado um erro da ordem de 2 a 3%. O detalhamento quanto ao instrumental e à técnica laboratorial envolvidos em todo esse procedimento pode ser encontrado em Kawashita (1972).

As análises espectrométricas foram efetuadas em um espectrometro de massa Isomass VG-354, com multicoletores, prevendo-se erros na quinta casa decimal, conforme detalhado em Torquato (1974), Kawashita *et al.* (1983) e Sato *et al.* (1995).

Para normalização, cálculos de diluição isotópica e idades isocrônicas foram utilizadas constantes apontadas por Steiger & Jäeger (1978), a saber:

$$^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$$

$$^{84}Sr/^{86}Sr = 0{,}056584$$

$$^{85}Rb/^{87}Rb = 2{,}5926 \pm 0{,}0037$$

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

As idades isocrônicas Rb/Sr foram calculadas pelo método de Williamson (1968).

Método Pb/Pb

A técnica envolveu cinco amostras de galena oriundas de veios de quartzo mineralizados, instalados próximos das bordas leste e oeste do Itaoca. Para estas amostras, foi calculada idade com base no modelo de evolução isotópica de Stacey & Kramers (1975). Além disto, os resultados obtidos foram lançados em curvas de evolução isotópica do chumbo estabelecidas pelo modelo de plumbotectônica de Zartman & Doe (1981).

Neste caso, cristais de galena foram pulverizados em almofariz e cadinho de ágata e dissolvidos em HCl. Em seguida, o Pb foi concentrado a partir da evaporação da solução em um microssistema com ar filtrado, e depositado com ácido fosfórico e sílica gel em filamento descontaminado, para análise espectométrica (espectômetro de massa VG Isomass-354, com multicoletores).

A técnica analítica espectrométrica é detalhada em Sato *et al.* (1995). A precisão da análise envolve aferição através de padrões internacionais, conforme descrito por Tassinari *et al.* (1990), com erros da ordem de 0,01%.

Método Sm/Nd

O método foi aplicado em amostras de scheelita (duas), granada (duas), e salita(duas), para cálculo das idades dos escarnitos e suas mineralizações.

Neste caso, frações moídas a 60 *mesh* das amostras são divididas em duas alíquotas, a natural e a alíquota *spike*. A esta última, junta-se traçador com teores mensuráveis de Sm e Nd, atacando-se ambas as alíquotas com HF/HNO_3 e HCl. Cada amostra passa por colunas (primárias) com resina catiônica e eluida com HCl para separação dos elementos terras-raras. Em colunas de teflon (secundárias), após nova eluição com HCl, é separado o Sm do Nd.

Determinações isotópicas são feitas em espectrômetro VG Isomass-354 com multicoletores, conforme o método descrito por Sato *et al.* (1995). A precisão do método é verificada através da análise de padrão de referência. Os erros para os teores de Sm e Nd são, respectivamente, de 0,0007 % e 0,001 %.

As constantes utilizadas na datação Sm/Nd (*i. e.* Faure 1976) são as seguintes:

$$(^{146}Nd/^{144}Nd)_{p/norm} = 0,7279$$
$$(^{146}Nd/^{144}Nd)\ CHUR^{hoje} = 0,512638$$
$$(^{146}Nd/^{144}Nd)\ DM^{hoje} = 0,513114$$
$$\lambda Nd = 6,54 \times 12^{-12}\ anos^{-1}$$
$$(^{147}Sm/^{144}Nd)\ CHUR^{hoje} = 0,1967$$
$$(^{147}Sm/^{144}Nd)\ DM^{hoje} = 0,222$$

1.5.4.6.2 Análises de Isótopos Estáveis

Para reconhecimento preliminar da natureza dos fluidos envolvidos na formação dos escarnitos do Itaoca, foram encaminhadas aos Laboratórios Geochron, em Massachusetts,

EUA, 27 amostras dos metacalcários encaixantes da intrusão, mármores de pendentes do teto da área plutônica, e calcitas e silicatos (salitas, granadas e wollastonita) de escarnitos, para análise de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos e oxigênio em silicatos. Não foram efetuadas análises para isótopos de enxofre devido ao modo de ocorrência das fases minerais sulfetadas nos escarnitos do Itaoca, onde o intercrescimento de minerais com granulação em geral muito fina impossibilita a extração manual ou mecânica das fases individuais. Isótopos de hidrogênio também não foram analisados, em decorrência da escassez de minerais hidratados nestes corpos metassomáticos.

Carbono e Oxigênio em Carbonatos

Dezoito amostras de carbonatos (metacalcários encaixantes, mármores do Itaoca, calcitas de escarnitos) foram moídas a menos de 200 *mesh*. Alíquotas de cada uma das amostras foram postas a reagir com ácido ortofosfórico a 50 °C, para liberação de CO_2, conforme método detalhado por McCrea (1950). A precisão analítica, neste caso, é maior que $\pm 0{,}08$ ‰.

As razões $^{13}C/^{12}C$ e $^{18}O/^{16}O$ foram determinadas no CO_2 extraído por criometria em linhas de vácuo, com a utilização de um espectrômetro de massa VG-903. Razões isotópicas de carbono e oxigênio foram normalizadas, respectivamente, em relação aos padrões PDB e SMOW. Os valores SMOW (‰) podem ser convertidos para os valores PDB através da equação que se segue.

$$^{18}O_{SMOW} = 1{,}03037 \times {}^{18}O_{PDB} + 30{,}37$$

Oxigênio em Silicatos

A técnica foi utilizada em amostras de minerais essenciais dos escarnitos do Itaoca (três amostras de salita, três de granada e três de wollastonita).

O método utlizado foi o de oxidação por compostos halogênicos de flúor (BrF_2, BrF_3 e ClF_3). Neste caso, o processo de oxidação provoca a liberação de oxigênio das amostras, que é transformado, em seguida, em CO_2, por combustão em contato com barra de grafita, à temperatura de 700 °C, conforme métodos analíticos e de leitura detalhados por Taylor Junior & Epstein (1963), Clayton & Mayeda e Garlick & Epstein (1967).

CAPÍTULO 2- GEOLOGIA

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

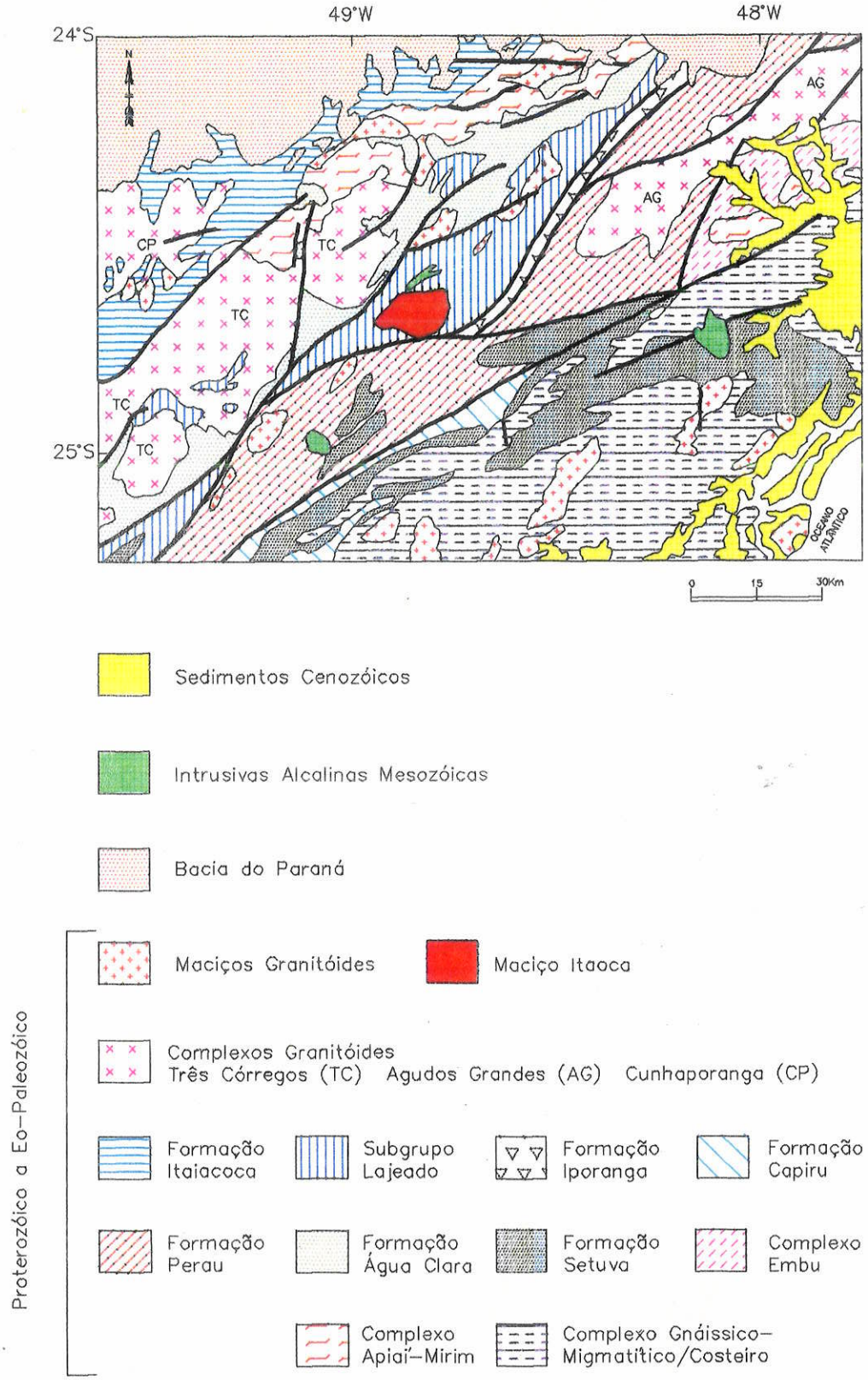
O Cinturão Dobrado Ribeira (Almeida *et al.* 1973), exposto no sul-sudeste paulista e no nordeste paranaense, mostra constituição geológica bastante variada e complexa, envolvendo unidades distribuídas em intervalo cronoestratigráfico que vai do Arqueano ao Cenozóico. Predominam, no entanto, unidades litoestruturais de embasamento pré-cambriano a eopaleozóico, representado por unidades basais constituídas por núcleos de alto grau metamórfico e terrenos gnáissico-granitóides, faixas sobrepostas metavulcanossedimentares e subordinadamente molássicas, algumas intrusivas básicas metamorfisadas e corpos granitóides diversos. Completam a geologia regional rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná, intrusivas e extrusivas básicas, intrusivas alcalinas e alcalino-carbonatíticas, mesozóicas, e coberturas sedimentares cenozóicas.

Quanto às unidades geológicas do embasamento, a leste ocorre faixa costeira arqueana a paleoproterozóica, constituída por terrenos gnáissico-migmatíticos e núcleos granulíticos (Figura 2). Para oeste, estas unidades são substituídas por rochas supracrustais metavulcanossedimentares e molássicas, com idades que se estendem do Paleoproterozóico ao Cambro-Ordoviciano. Estas últimas seqüências estão assentadas sobre terrenos migmatito-gnáissico-granitóides, em parte correspondentes ao que era considerado, até meados da última década, como os granitos Agudos Grandes, Três Córregos e Cunhaporanga. Completam o embasamento regional alguns corpos metabásicos e vários maciços granitóides menores, posicionados do Neoproterozóico ao Cambriano.

A geologia das unidades basais da região permanece insuficientemente conhecida, verificando-se a proliferação de nomenclaturas estratigráficas para algumas das principais unidades rochosas da faixa (Quadro 2), e mantendo-se aquecidas controvérsias que envolvem desde questões básicas como constituição lítica, estratigrafia e estruturação daqueles terrenos, até a interpretação de dados geocronológicos, reconstituições paleoambientais e a formulação de modelos geodinâmicos para evolução da faixa.

2.1.1 Unidades Litoestratigráficas

Em Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991), com base em Dantas *et al.* (1987), reconhecem-se, na base de todo o conjunto lítico pré-cambriano, um Complexo Costeiro, gnáissico-granulítico, com supracrustais subordinadas, e um Complexo Gnáissico-Migmatítico, constituído por rochas orto e paraderivadas, granitóides anatéticos e intercalações de metassedimentos. Essa última unidade é considerada parcialmente correspondente ao Complexo Costeiro retrabalhado, e correlacionada ao Complexo Pré-Setuva (Ebert 1971) e Associação Alto Jacupiranguinha (Campos Neto 1983a).



Baseado em Campanha et al. (1986, 1988) e Campanha (1991)

Figura 2 – Esboço da geologia do Vale do Ribeira.

Bistrich *et al.* (1981)		Batola Jr. *et al.* (1981)	JICA (1981)		School *et al.* (1982)		Campos Neto (1983a,b)		Chiodi Filho (1984)		Piekarz (1984)		Hasui *et al.* (1984a)				Campanha *et al.* (1986)			Hasui (1986)			Soares (1987)		Campanha (1991)		
Grupo Açungui	Complexo Pilar do Sul Complexo Embú	Grupo Açungui (Indiviso)	Grupo Açungui	Formação Açungui III Formação Açungui II Formação Açungui I	Grupo Açungui	Formações Votuverava e Capiru	Grupo Açungui	Seqüência Gurutuba Seqüência Serra da Boa. Vista Seqüência Furnas-Lajeado Seqüência Betari Seqüência Iporanga Seqüência Rio das Pedras	Grupo Açungui	Formações Votuverava, Iporanga e Capirú	Grupo Açungui	Formações. Votuverava e Capirú	Grupo Itaiacoca	Grupo Açungui	Fm. Serra da Boa Vista Fm. Furnas Fm. Água Suja Fm. Bairro da Serra Fm Betari	Grupo Capirú	Grupo Açungui	Subgrupo Lajeado Formação Iporanga Formação Perau	Fm. Gorutuba Fm. Passa Vinte Fm. S. da Boa Vista Fm. Mina de Furnas Fm. Água Suja Fm. Betari	Fm. Itaiacoca	Grupo Açungui	Fm. Capiru	Grupo Açungui	Formações Itaiacoca, Votuveraca e Capiru	Grupo Itaiacoca	Subgrupo Lajeado Formação Iporanga Formação Perau	Fm. Capiru
Formação Setuva Complexo. Turvo-Cajati		Grupo Setuva Seqüência Turvo- Cajati	Formação Setuva		Formação Setuva	Seqüência Quimica Superior Seqüência Quimica Inferior Seqüência Basal			Grupo Setuva	Formações Itaiacoca, Água Clara, Perau e Seqüência Turvo-Cajati	Grupo Setuva	Formação Água Clara Formação Perau	Complexo Setuva		Formação Água Clara Complexo Três Córregos		Complexo Setuva		Mármore Serra da Bandeira Seqüência Serra das Andorinhas Seq. Turvo-Areado					Grupo Setuva	Formação ÁguaClara Fm. Perau	Formação Setuva	Seqüência Serra das Andorinhas Seqüência Turvo-Cajati	
	Complexo Gnáissico-Migmatítico			Complexo Pré-Setuva	Seqüência Rio Pardo Xistos Alóctones			Embasamento Pré-Setuva		Complexo Pré-Setuva		Complexo Pré-Setuva			Complexo Pré-Setuva								Complexo Gnáissico-Migmatítico		
Complexo Costeiro		Seqüência Cachoeira Complexos Itatins e Serra Negra																		Grupo Ribeira	Grupo Setuva		Complexo Costeiro				

Quadro 2- Exemplos de colunas estratigráficas propostas para o Pré-Cambriano do Vale do Ribeira, destacando as principais unidades encaixantes do Maciço Itaoca.

O Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Filho *et al.* 1983; Takahashi *et al.* 1984; Theodorovicz *et al.* 1986) é formado por ortognaisses granitóides parcialmente migmatizados, intercalados a supracrustais, talvez da base da Formação Água Clara (Campanha *et al.*, 1987). Corresponde ao Complexo Pré-Setuva de Bistrichi *et al.* (1985), e engloba parte dos antigos granitos Três Córregos e Cunhaporanga. Deste modo, pode ser especulado que algo semelhante ocorreria também em relação ao Granito Agudos Grandes. Em Theodorovicz *et al.* (1986), Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991), o Apiaí-Mirim é admitido como sendo correlacionável ao Complexo Gnáissico-Migmatítico. Já em Soares (1988), essa unidade é apontada como arco-magmático desenvolvido durante o Proterozóico Superior. Estudos de Gimenez Filho (1993) corroboram para esta última hipótese, à medida que o autor desmembra o Apiaí-Mirim, englobando ortognaisses e parte dos migmatitos atribuídos à unidade no chamado Complexo Granítico Três Córregos. Classifica outra parte dos migmatitos como granitóides de anatexia, todas as rochas anteriores datadas como brasilianas, e admite apenas o restante dos migmatitos como megaenclave de um embasamento transamazônico.

A Formação Setuva, nos termos de Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991), inclui a Seqüência Clástica Basal de Scholl *et al.* (1982) e o Complexo Turvo-Cajati de Silva & Algarte (1981). Sua base seria constituída por paragnaisses, xistos e quartzitos correspondentes à Seqüência Turvo-Areado e parte da Formação Cajati (Silva & Algarte 1981, Campos Neto 1983a), sendo encimada por xistos finos e filitos do restante da Formação Cajati.

O Complexo Embu, segundo Bistrichi *et al.* (1981), abrange migmatitos homogêneos oftálmicos, nebulíticos e facoidais, com intercalações de metabasitos, quartzitos e calciossilicáticas. É tomado como base do Grupo Açungui por Campanha (1991), que o considera correlato à Formação Setuva.

A Formação Água Clara, importante unidade para a análise metalogenética do Itaoca, pode ser dividida em uma seqüência carbonática e uma seqüência vulcânica (Pontes 1982). A primeira é a mais representativa da unidade, e reune intercalações de rochas carbonáticas impuras e calciossilicáticas com metapelitos. A seqüência vulcânica é constituída por anfibólio xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita-xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários e metabasitos. A unidade Água Clara foi colocada no topo do Grupo Açungui por Marini *et al.* (1967). Na base do Açungui, por Fritzons Junior (1982), Pontes (1982) e Bistrichi *et al.* (1985), e incluída na unidade Setuva. Soares (1987) a situa em contato direto e sobreposta à Formação Perau, também na base do Açungui. Chiodi Fiho *et al.* (1983), Chiodi Filho (1984), Takahashi *et al.* (1984) e Theodorovicz *et al.* (1986) correlacionam a Água Clara com a Formação Itaiacoca, incuindo-as no Complexo Setuva. Campanha (1991) admite a Água Clara como correlata às unidades Itaiacoca, Perau, Setuva e Capiru, colocando-as na base das demais faixas metavulcanossedimentares da região.

Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991) destacam a presença e denominam como Xistos Apiaí, uma unidade terrígena, composta predominantemente por xistos, com calciossilicáticas e quartzitos subordinados, situada a sudeste da principal área de exposição da

Formação Água Clara. Bistrichi *et al.* (1985) haviam inserido esses litotipos no chamado Grupo Setuva, enquanto que JICA (1983) os consideram como o membro S2 da Formação Açungui III.

A Formação Perau, apresentada em Campanha *et al.* (1987), corresponde à Seqüência Vulcano-Sedimentar de School *et al.* (1982), compreendendo a Formação São Sebastião (Veiga & Salomão 1980), parte das formações Açungui I e II (JICA, 1981, 1982, 1983) e a Seqüência Rio das Pedras (Campos Neto 1983a). Em Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991) esta formação passa a abranger ainda a Seqüência Química Superior e a Seqüência Química Inferior de Scholl *et al.* (1982). Na primeira concepção, compreende ardósias, filitos e xistos com intercalações metabásicas, e quartzitos, metaconglomerados oligomíticos, metassedimentos clastoquímicos, formações ferríferas e metacherts como litotipos subordinados. Em seu sentido ampliado, abrange ainda metapelitos detríticos, carbonáticos e carbonosos, com intercalações de mármores e quartzitos espessos (*metacherts*).

Para (Campanha *et al.* 1987), a Formação Iporanga é constituída por metapelitos e, subordinadamente, metabrechas e metaconglomerados polimíticos de matriz lamítica, sendo interpretada como decorrente de corridas subaquáticas de lama.

As unidades Itaiacoca, Açungui e Capiru foram formalmente elevadas à categoria de Grupos por Hasui *et al.* (1984a) e consideradas como faixas neoproterozóicas independentes. Ao contrário, Soares (1987) as admite como uma única unidade litoestratigráfica, que aflora em faixas separadas por altos estruturais correspondentes ao Três Córregos e à Antiforma Setuva. Esta concepção é a mesma de Campanha *et al.* (1985, 1986) que designam as faixas Itaiacoca e Capiru como formações e redefinem o Grupo Açungui como Subgrupo Lajeado. Em Campanha (1991), no entanto, as faixas Itaiacoca e Capiru são correlacionadas, porém admitidas como sendo mais antigas que a faixa Lajeado.

Em Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991), a Formação Itaiacoca é descrita nos termos de Petri & Suguio (1969), ou seja, uma seqüência plataformal de águas rasas que compreende essencialmente espessos pacotes carbonáticos dolomíticos, e pelitos e psamitos finos. Trein *et al.* (1985) e Theodorovicz *et al.* (1986) identificam nesta unidade (seqüência Abapã) representantes líticos vulcânicos máficos e félsicos (basaltos toleíticos oceânicos, basaltos andesíticos, andesitos, dacitos e riolitos).

Campanha *et al.* (1985, 1986) acrescem ao Grupo Açungui, conforme proposto por Hasui *et al.* (1984a), duas novas formações metassedimentares de topo e o Gabro de Apiaí, redefinindo-o como Subgrupo Lajeado. Esta unidade, que será tratada em detalhe na abordagem da geologia da vizinhança do Itaoca, é considerada como seqüência plataformal de águas rasas, porém não litorânea, constituída por litotipos alternados carbonáticos, predominantemente calcíticos, e detríticos pelito-psamo-psefíticos.

A Formação Capiru tem características semelhantes à seqüencia pelito-química da Formação Itaiacoca (Campanha 1991), e mostra evidências estruturais, em sua base, de forte aloctonia em relação às unidades sotopostas, o que é registrado em Fiori *et al.* (1987).

Completando as unidades sedimentares basais da região, representantes molássicos, com ocorrência restrita e concentrada no Estado do Paraná, correspondem a metassedimentos conglomeráticos, arcosianos arenosos e argilosos, associados ou não a vulcânicas, sendo representadas pelas formações Quatis, Camarinha, Grupo Castro e correlatas (*i. e.* Soares 1987, Campanha *et al.* 1994).

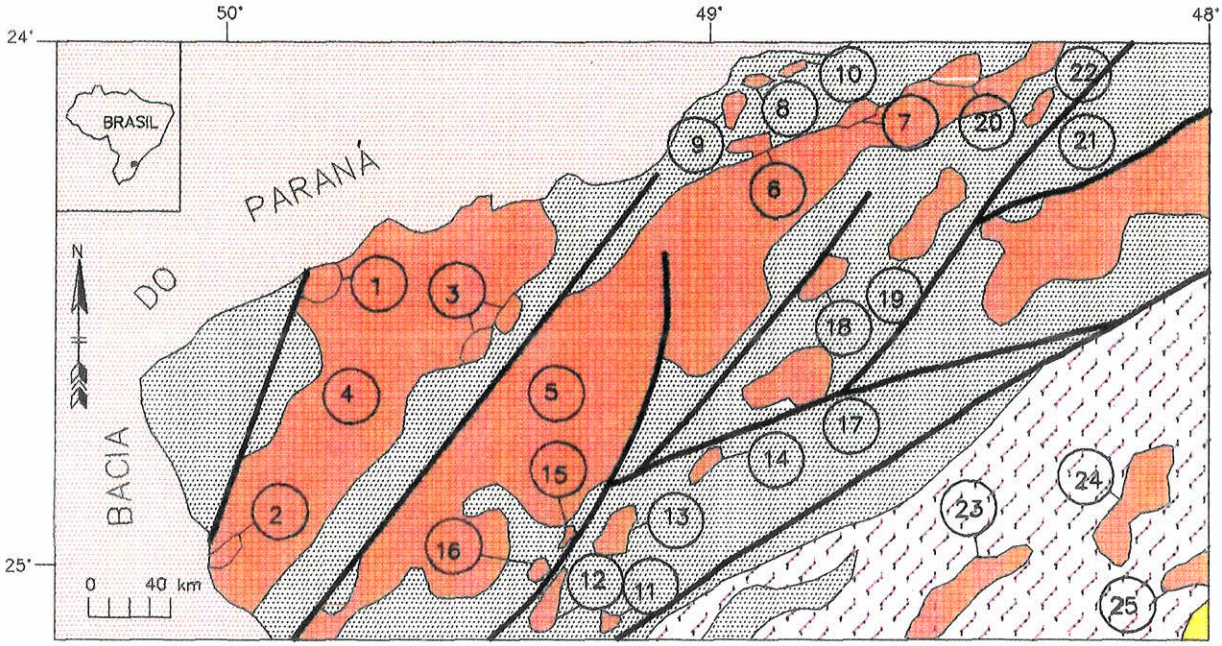
Terrenos granitóides correspondem a vastas áreas da região considerada (Figura 3). Equivalem aos maciços Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, vários batólitos com tamanhos intermediários (em geral com uma a duas centenas de km^2), pequenos *stocks,* e diques de expressão bastante subordinada, estes últimos concentrados na parte litorânea. Melcher *et al.* (1973), Hasui *et al.* (1978) , Kaul *et al.* (1982) e Kaul (1984) formularam classificações , parcialmente correlacionáveis entre si, para todo o conjunto ou parte dessas intrusivas. Assim, as fácies Migmatítica e Cantareira de Hasui *et al.* (1978) equivalem, na região, aos tipos migmatítico e porfiróide de Melcher *et al.* (1973); o tipo eqüigranular, de Melcher *et al.* (1973), corresponde às fácies Graciosa e Itu de Hasui *et al.* (1978.); a Fácies Graciosa de Hasui *et al.* (1978) e parte do tipo eqüigranular de Melcher *et al.* (1973) são equivalentes à Suíte Serra do Mar de Kaul *et al.* (1982) e Kaul (1984); finalmente, os granitóides pórfiros de Melcher *et al.* (1973) correspondem à Fácies Granofírica de Hasui *et al.* (1978).

Mais recentemente, Janasi & Ulbrichi (1991) também propuseram classificação para os principais corpos granitóides paulistas, dividindo-os em seis classes distintas. Embora se baseiem mais firmemente em dados referentes a corpos do centro-nordeste do embasamento pré-cambriano, os autores se referem a vários granitóides do Vale do Ribeira, tornando possível a correlação parcial desta classificação com as anteriores.

Neste sentido, e tomando como base as categorias estabelecidas por Campanha *et al.* (1988), os granitóides da região podem ser agrupados da forma que se segue.

Granitóides de Anatexia (*tipo migmatítico* de Melcher *et al.* 1973, *Fácies Migmatítica* de Hasui *et al.* 1978 e *granitóides migmatíticos* de Janasi & Ulbrich 1991): tipos em geral foliados e com características embrechíticas, nebulíticas e anatexíticas, composição variada e contatos concordantes, freqüentemente transicionais. Contatos localizados, descritos como intrusivos, podem ser causados por remobilizações posteriores. Seriam representados pelos maciços Aboboral, Itapeúna e Serra do Itapiranguinha. Poderão ser, em parte, correlacionáveis ao Complexo Gnáissico-Migmatítico.

Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos (*tipo porfiróide* de Melcher *et al.* 1973, *Fácies Cantareira* de Hasui *et al.* 1978, *granitóides calcioalcalinos sin a tardi-orogênicos* de Janasi & Ulbrich 1991): rochas de composição geral monzogranítica, granodiorítica ou quartzomonzonítica, pouco diferenciados. Constituem corpos intrusivos, e imprimem localmente feições de metamorfismo de contato nas encaixantes próximas. A textura predominante é porfiróide, com megacristais de feldspato potássico imersos em matriz isótropa a levemente foliada. Seriam representados pelos maciços Itaoca, Espírito Santo, Barra do



Modificado de Chiodi Filho et al. (1989)

CENOZÓICO

Sedimentos Inconsolidados

PALEOZÓICO

Sedimentos da Bacia do Paraná

PROTEROZÓICO SUPERIOR A EOPALEOZÓICO

Rochas Granitóides Brasilianas

PROTEROZÓICO MÉDIO A SUPERIOR

Grupos Setuva e Açungui

ARQUEANO A PROTEROZÓICO INFERIOR

Complexo Costeiro ou Pré-Setuva

(1) Maciços Joaquim Murtinho
(2) Carambeí
(3) Francisco Simas
(4) Cunhaporanga
(5) Três Córregos
(6) Correas
(7) Capote
(8) Campina dos Veados
(9) Sguário e
(10) Santa Blandina
(11) Pula Sapo
(12) Piedade
(13) Morro Grande
(14) Varginha
(15) Estrela
(16) Taicí
(17) Itaoca
(18) Apiaí
(19) Espírito Santo
(20) Capão Bonito
(21) Agudos Grandes e
(22) Banhado
(23) Alto Turvo
(24) Guaraú e
(25) Mandira

Figura 3 – Localização de maciços granitóides no Vale do Ribeira.

Chapéu, Saival, Paiol de Telha, Varginha, Morro Grande e Apiaí, entre outros. equivalem a granitóides tipos *I Cordilherano ou Caledoniano*, de Pitcher (1982, 1987).

Granitóides Pós-Tectônicos ou Anorogênicos (*tipo eqüigranular* de Melcher *et al.* 1973, *fácies Graciosa ou Itu* de Hasui *et al.* 1978, *Suíte Serra do Mar* de Kaul *et al.* 1982 e Kaul 1984, *granitóides pós-orogênicos tipo A* de Janasi & Ulbrichi 1991): corpos intrusivos, circunscritos, constituídos geralmente por granitos, álcali-feldspato granitos e quartzo-sienitos. São rochas isótropas, com tendência eqüigranular hipidiomórfica a xenomórfica, fortemente diferenciadas e com tendência alcalina marcante. Apresentam colorações róseas ou avermelhadas, correspondendo a granitóides tipo *A*, de Pitcher (1987). Pertenceriam a essa categoria os maciços Alto Turvo, Guaraú, Mandira, Correas, Sguário, Campina do Veado, Santa Blandina e Capão Bonito, entre outros.

Diques e *Stocks* de Granófiros e Granitos Pórfiros (*tipo pórfiro* de Melcher *et al.* 1973, *Fácies Granofírica* de Hasui *et al.* 1978): são rochas intrusivas de composição variada (granófiros, quartzo pórfiros, microgranitos e quartzo-sienitos pórfiros), em geral com composição mineral alcalina, que ocorrem na forma de diques e *stocks* cortando as demais unidades do embasamento. Trata-se, provavelmente, de manifestações magmáticas tardias, relacionadas com os granitóides alcalinos pós-tectônicos.

Complexos Granitóides Indiferenciados: correspondem aos maciços Cunhaporanga. Três Córregos e Agudos Grandes. O Três Córregos e o Agudos Grandes foram classificados como granitos *tipo porfiróide* (Melcher 1973) e da *Fácies Cantareira* (Hasui 1978). Janasi & Ulbrichi (1991) situam o Três Córregos na classe de *batólitos calcioalcalinos sintectônicos alongados*, diferenciando-o do Agudos Grandes, citado entre *os granitóides calcioalcalinos sin a tardi-orogênicos*. Quanto a esses maciços, no entanto, vale lembrar que no Três Córregos, a exemplo dos demais, antes tratado como um único e imenso batólito, mapeamentos de semidetalhe (Bistrich *et al.* 1985, Theodorovicz *et al.* 1986, Gimenez Filho 1993) definiram a existência de amplas faixas associadas de gnaisses, milonitos e supracrustais, além de corpos intrusivos circunscritos, propriamente ditos, já listados como representantes sin a tardi-tectônicos (*i.e.* Saival, Paiol de Telha) e pós-tectônicos (*i.e.* Correas, Sguário) dos granitóides da região. Isto , inclusive, serviu de base para Hasui *et al.* (1984b) redefinissem o Três Córregos como Maciço Catas Altas. Tais características parecem se repetir nos maciços Cunhaporanga e Agudos Grandes, destituindo de sentido as classsificações que os considerem como corpos únicos.

Metabasitos pré-cambrianos têm presença discreta na faixa, à exceção do Gabro de Apiaí, maciço concordante com os sedimentos da borda norte do Itaoca.

Quanto às unidades fanerozóicas, a Bacia do Paraná aflora a noroeste e ao norte da região, sendo representada pela Formação Furnas (arenitos e siltitos) e pelo Subgrupo Itararé (arenitos, diamictitos, argilitos, siltitos e folhelhos), depositados em ambientes continentais e marinhos.

Enxames de diques básicos, dispostos de NO a SE, intrusões gabróicas, alcalinas e alcalino-carbonatíticas registram a reativação mesozóica da Plataforma Brasileira da região, e se relacionam com o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa (Almeida 1967, Bistrichi *et al.* 1981). Os diques são constituídos por diabásios, dioritos, quartzodioritos e lamprófiros que chegam a atingir dezenas de quilômetros de comprimento e largura de dezenas de metros. Os maciços gabróicos são representados pelo Gabro José Fernandes, o Complexo Bairro da Cruz e o Complexo Gabróide Barra da Estrela, além de corpos menores. Intrusões alcalinas e alcalino-carbonatíticas correspondem a complexos ultramáfico-alcalino-carbonatíticos ou mais propriamente carbonatíticos diversos, a exemplo dos corpos de Jacupiranga, Juquiá, Mato Preto, Itapirapuã e Barra do Itapirapuã, entre outros.

Coberturas cenozóicas são mais características da parte costeira da região, equivalendo a depósitos litorâneos (sedimentos mistos, marinhos e fluviais, turfeiras, sedimentos de praias atuais e pré-atuais) e às formações Pariqüera-Açu (sedimentos aluviais areno-conglomeráticos, siltes e argilas; e leques aluviais, com cascalhos, areias e argilas), e Cananéia (areias finas a médias bem selecionadas). Depósitos aluvionares são constituídos por sedimentos atuais e pré-atuais pelito-psamo-psefíticos, e alcançam expressão na área continental apenas nas calhas dos maiores rios da região.

2.1.2 Estilo estrutural

O embasamento cristalino regional registra a manifestação de intensa tectônica deformativa, envolvendo lenticularização de unidades, cisalhamento dúctil e rúptil, dobramentos deitados e reempilhamento de blocos, o que acaba por ditar grandes dificuldades à reconstituição estratigráfica original (Soares 1987). Conforme salienta Campanha (1991), estes terrenos são afetados por um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento trancorrentes, de caráter dúctil e dúctil-rúptil (lineamentos de Itapirapuã, Ribeira, Morro Agudo, Quarenta-Oitava, Figueira, Lancinha-Itapeúna), que condicionam os fenômenos regionais de lenticularização tectônica e definem blocos tectônicos sigmoidais enfeixados a nordeste. Este sistema de cisalhamento imprime às unidades da região deformação heterogênea, concentrada em faixas rochosas estreitas, com foliações e lineações extremamente paralelizadas, sobrepostas a estruturas geradas em, pelo menos, dois eventos anteriores, um deles envolvendo deformação rotacional, com cisalhamento sub-horizontal mais ou menos concordante com as camadas sedimentares originais, e um segundo, meramente compressional (Campanha *et al.* 1994). Estas feições tectônicas controlam também a ocorrência das bacias molássicas regionais, que se traduziriam em um sistema de bacias *pull-apart*, desenvolvidas em regimes transpressivos ou transtensivos das cunhas definidas pelo encontro das zonas de transcorrência (Campanha *et al.* 1994, Soares 1987).

Quanto às unidades basais proterozóicas, Soares (1987) aponta para o Complexo Água-Clara-Perau-Setuva a ocorrência de deformação traduzida por dobramentos isoclinais fechados, com desenvolvimento de xistosidade plano-axial, e cisalhamento dúctil, com

transposição de bandamentos composicionais. Na base destas seqüências, em seu contato com o embasamento gnáissico-migmatítico, são descritos milonitos-gnaisses decorrentes do retrabalhamento dos litotipos sotopostos. Segundo o autor, essas unidades foram posteriormente reempilhadas por tectônica de cavalgamento dúctil-rúptil superimposta. Em Campanha *et al.* (1987, 1988), é reconhecido um intenso padrão deformacional nas unidades Perau e Iporanga, sendo mencionada a presença de dobramentos amplos, traduzidos pela existência de grandes antiformas (Anta Gorda, Perau, Cerne) e sinformas associadas.

Campanha *et al.* (1987, 1988) verificam também a coincidência de estilos deformacionais impressos nas formações Itaiacoca e Capiru e o Subgrupo Lajeado. São descritas como estruturas mais proeminentes grandes dobras abertas, com planos axiais direcionados a NE e eixos sub-horizontais, correspondidas por isoclinais fechados e de menor amplitude, nas seqüências menos competentes. Estariam superpostas duas direções de dobramentos, imprimindo às rochas envolvidas clivagens direcionadas a NO e NE. A vergência dos dobramentos principais da Formação Itaiacoca e do Subgrupo Lajeado é assinalada como sendo, respectivamente, para NO e SE, e atribuída ao soerguimento estrutural do Três Córregos. Já Soares (1987) caracteriza a tectônica deformadora do Complexo Votuverava (que inclui o Subgrupo Lajeado)-Itaiacoca-Capiru como um sistema de cavalgamento em forma de cinturão, em regime transicional dúctil-rúptil, com deformação heterogênea e descontínua, e transporte geral de blocos para sudeste. Neste caso, é ainda suposta a manifestação de evento tectônico superimposto gerador de grandes dobras verticais e falhas de empurrão direcionadas a nordeste. Isso seria responsável pela geometria da exposição atual dessas faixas, desse modo diretamente derivada da forte inclinação, ora para sudeste, ora para noroeste, das falhas de cavalgamento e da foliação principal impressa naquelas seqüências. Essas faixas metassedimentares são interpretadas como sinclinórios, sendo que as unidades Itaiacoca e Votuverava estariam isoladas pelo mega-anticlinório Três Córregos. Por sua vez, os sinclinórios Votuverava e Capiru estariam justapostos pela ação transcorrente da Falha de Lancinha-Itapeúna, o que envolveria deslocamentos relativos da ordem de duas a três centenas de quilômetros (Fiori *et al.* 1987).

2.1.3 Metamorfismo

Para Campanha *et al.* (1988), registra-se no Complexo Costeiro metamorfismo de grau médio a alto. Já as formações Setuva e Água Clara exibiriam efeitos de condições metamórficas regionais de grau fraco, em evento que teria afetado, ao menos em parte, o Complexo Gnáissico-Migmatítico e possivelmente o Complexo Apiaí-Mirim, retrabalhado o Complexo Costeiro e gerando granitóides de anatexia. Um terceiro evento estaria registrado nas unidades Perau, Iporanga, Capiru, Lajeado e Itaiacoca, de grau predominantemente fraco, responsável pelo retrometamorfismo das unidades mais antigas. Por fim, metamorfismo dinâmico, associado aos grandes falhamentos da área, e termometamorfismo, relacionado principalmente com algumas intrusivas granitóides, se sobrepõem localmente às feições do metamorfismo regional.

2.1.4 Idades

Dados geocronológicos para as unidades pré-cambrianas são ainda pouco numerosos e assistemáticos. Cordani & Kawashita (1971) estabeleceram isócronas de referência a partir das quais atribuem aos granitóides tardi-tectônicos e pós-tectônicos da faixa Açungui idades da ordem de 610 Ma e 540 Ma, respectivamente. Teixeira (1982) cita idade Rb/Sr de 420 Ma para as vulcânicas do Grupo Castro. Batollla Jr. *et al.* (1981) e Kaul & Teixeira (1982) relatam datações Rb/Sr em rocha total que conferem idades arqueanas superiores (2500 Ma - 2700 Ma) aos núcleos granulíticos do Complexo Costeiro. Para a unidade Setuva, Batolla Jr. *et al.* (1981) apontam idades Rb/Sr entre 1200 e 2100 Ma. Em JICA (1982, 1983) são estabelecidas idades Pb/Pb para as ocorrências epigenéticas de galena no Subgrupo Lajeado variáveis entre 800 Ma a 1200 Ma e para as mineralizações singenéticas de chumbo da unidade Perau entre 1300 Ma a 1400 Ma. Tassinari *et al.* (1990) atribuem às mineralizações "tipo Perau" idades Pb/Pb entre 1700 e 1500 Ma e às do "tipo Panelas" (Subgrupo Lajeado) entre 1100 e 1400 Ma. Daitx *et al.* (1990) estabelecem para o Gabro de Apiaí, intrusivo no Subgrupo Lajeado, idade de resfriamento, calculada pelo método Rb/Sr, da ordem de 850 Ma. Campanha (1991) data metabasitos da Formação Perau em cerca de 1700 Ma, idade interpretada como de cristalização da rocha. Reis Neto (1994) atribui a metadoleritos da Formação Água Clara idade Pb/Pb da ordem de 1980 Ma (a idade é muito imprecisa, sendo admitido erro de ± 252 Ma). Finalmente, Gimenez Filho (1993) apresenta dados Rb/Sr que apontam para os granitóides orientados do Complexo Três Córregos idades entre 665 e 750 Ma; já para os corpos intrusivos mais diferenciados (Suíte Pós-Tectônica) desta unidade são fixadas idades K/Ar, consideradas consistentes, entre 560 e 590 Ma.

2.1.4 Modelos Evolutivos

Os modelos evolutivos propostos para as unidades pré-cambrianas da região serão melhor discutidos mais adiante. De qualquer modo, tendo em vista a complexidade geológica envolvida e a escassez de estudos não propriamente estruturalistas, estes modelos permanecem ainda essencialmente hipotéticos. Quanto a isto, ao longo das três últimas décadas foram formuladas concepções fixistas e mobilistas as mais variadas. Em geral, no entanto, todas as hipóteses mais recentes pressupõem, para os representantes metassedimentares proterozóicos, evolução a partir de ciclos deposicionais do Paleoproterozóico ao início do Fanerozóico, instalação de corpos granitóides no transcorrer do Neoproterozóico e ajuste de blocos do embasamento por movimentos transcorrentes, no Eo-Paleozóico. Alternativamente, Hasui (1986) advoga uma evolução para as unidades pré-cambrianas regionais que retroage a idade de boa parte dos representantes metavulcanossedimentares daquela faixa ao Arqueano.

Em relação às unidades fanerozóicas presentes na região, a evolução pressuposta é consideravelmente mais simples, sendo a Bacia do Paraná decorrente de ciclo deposicional intracratônico, as intrusivas mesozóicas ligadas ao processo de abertura do Oceano Atlântico e a sedimentação litorânea condicionada pela dinâmica costeira cenozóica.

2.2 GEOLOGIA LOCAL

O granitóide Itaoca se constitui em corpo intrusivo bastante arrasado, que aflora em área superior a 200 km^2 sob forma aproximadamente elipsoidal, mais alongada na direção leste-oeste.

A intrusão secciona rochas do Grupo Açungui (Hasui *et al.* 1984a) ou Subgrupo Lajeado (Campanha *et al.* 1985, 1986) segundo contatos bem definidos (Figura 4 e Anexo B). O maciço mantém com as encaixantes relação francamente discordante a parcialmente concordante, sendo que nessa última situação são quase sempre nítidos o arqueamento e o basculamento das unidades metassedimentares, em decorrência do mecanismo intrusivo. Esta característica, aliada ao desenvolvimento de auréola termometamórfica mais ou menos evidente no contato do batólito com as encaixantes vizinhas, torna possível considerá-lo circunscrito (Raguin 1976).

Os mapeamentos disponíveis das encaixantes próximas do Itaoca carecem de complementação. Destes, os mais abrangentes ainda correspondem a trabalhos da JICA (1981, 1982, 1983), executados nas escalas 1:50 000 e 1:25 000, e feitos em época anterior ao mapeamento de semidetalhe de áreas vizinhas (Chiodi Filho *et al.* 1983; Takahashi *et al.* 1984; Bistrichi *et al.* 1985; Campanha *et al.* 1985; Theodorovicz *et al.* 1986), que redefiniram parcialmente a estratigrafia regional e reinterpretaram a evolução termotectono-magmática da faixa. De qualquer modo, a exemplo de Hasui *et al.* (1984a) e Campanha *et al.* (1985, 1986, 1987, 1988), os mapas do JICA (1981, 1982, 1983) são tomados como base para configuração dos limites e estruturação geral das unidades líticas do arcabouço encaixante do Itaoca, ao lado dos de Campanha (1991), em que se detalha a geologia da borda norte do batólito.

Hasui *et al.* (1984a) dividem o Grupo Açungui em cinco formações. São unidades formais, descritas, da base ao topo, como resumidamente se segue.

Formação Betari

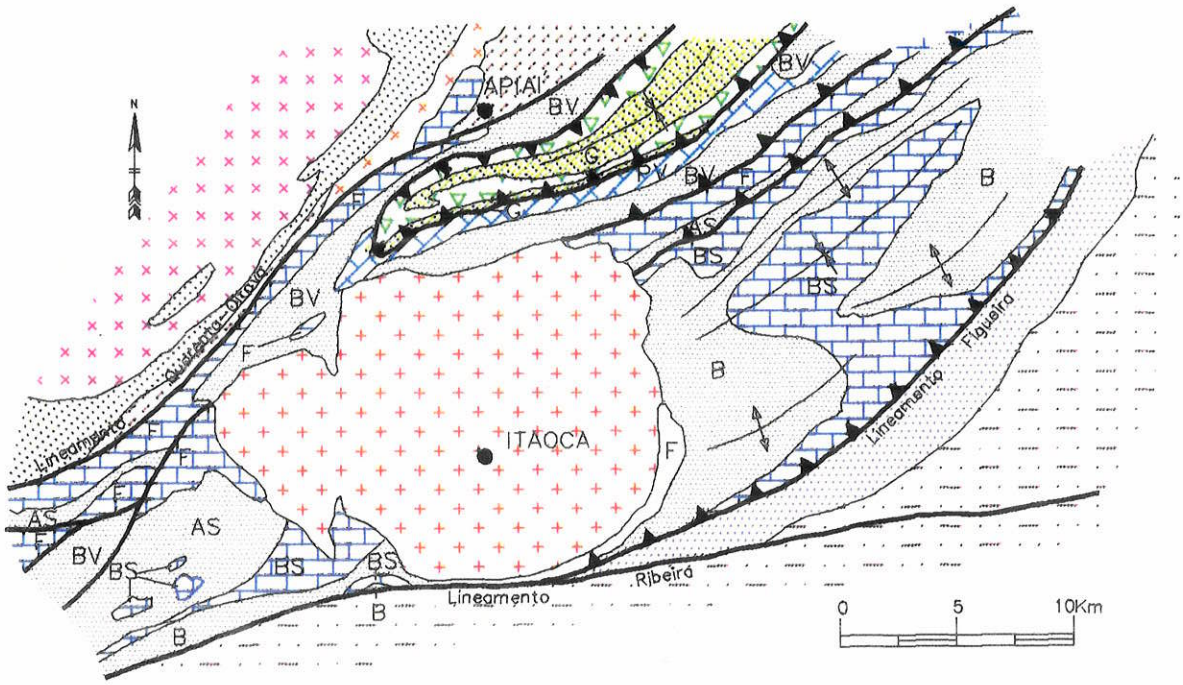
Corresponde ao membro S1 da Formação Açungui III de JICA (1982, 1983), e é constituída por filitos, filitos carbonosos, xistos finos, quartzitos e metaconglomerados oligomíticos, com variações a termos carbonáticos e metacalcários muito impuros. Este pacote é predominantemente psamo-pelítico, por vezes com caráter rítmico, concentrando-se os metaconglomerados em níveis lenticulares, no topo da seqüência.

Formação Bairro da Serra

Equivale ao membro L2 da Formação Açungui III de JICA (1982, 1983), e abrange metacalcários e metadolomitos mais e menos puros, com intercalações de filitos, calciofilitos e cálcio-arenitos. A unidade aloja os depósitos de Pb-Zn-Ag que constituem as minas do Rocha e Lajeado.

Formação Água Suja

Corresponde ao membro S2 da Formação Açungui III de JICA (1982, 1983), sendo análoga à Formação Betari quanto à constituição lítica e ao empilhamento interno.



Baseado em Campanha et al. (1988) e Campanha (1991)

Maciço Itaoca

SUBGRUPO LAJEADO

- Gabro de Apiaí
- G — Formação Gorutuba
- PV — Formação Passa Vinte
- BV — Formação Serra da Boa Vista
- F — Formação Mina de Furnas
- AS — Formação Água Suja
- BS — Formação Bairro da Serra
- B — Formação Betari

Granito Apiaí

Formação Perau

Formação Água Clara

Contato Geológico

Sinclinal

Anticlinal

Complexo Três Córregos

Formação Iporanga

Xistos Apiaí

Falha

Falha de Empurrão

Figura 4 — Geologia simplificada das encaixantes do Itaoca.

Formação Furnas

Equivale ao membro L3 da Formação Açungui III de JICA (1982, 1983), e é análoga, em constituição e ordenação, à Formação Bairro da Serra. Nela, estão contidos os depósitos de fluorita de Sete Barras, na borda sul do Itaoca, e os depósitos epigenéticos de Pb-Zn-Ag de Furnas e Panelas;

Formação Serra da Boa Vista

Corresponde ao membro S3 da Formação Açungui III de JICA (1982, 1983), e é descrita como similar às formações Betari e Água Suja.

Campanha *et al.* (1985, 1986) definem o Subgrupo Lajeado como abrangente das cinco formações anteriores (a Formação Furnas é redenominada Mina de Furnas), duas formações de topo, denominadas Passa Vinte e Gorutuba, e ainda o Gabro Apiaí (Figura 4). A Formação Passa Vinte corresponde a mármores bandados, essencialmente calcíticos, e a Formação Gorutuba a metassedimentos rítmicos, incluindo metassiltitos, filitos carbonáticos, mármores, filitos calciossilicáticos e metarenitos. O Gabro Apiaí é um *sill* constituído por gabros, diabásios, monzonitos e leucogranitos submetidos ao metamorfismo regional da faixa (Daitx *et al.* 1990).

No presente estudo, admite-se como possível uma estratigrafia para as encaixantes do Itaoca em parte diferente das anteriores, o que tera reflexo importante na análise metalogenética do maciço.

Neste sentido, seriam correlatas as formações Bairro da Serra e Mina de Furnas, à medida em que o mapeamento de detalhe da borda sudoeste do Itaoca sugere a continuidade física dessas unidades (Mello 1985). Além disso, registra-se para elas assinatura metalogenética característica, já que os depósitos de fluorita de Sete Barras (Ronchi *et al.* 1993) e Mato Dentro-Saltinho (Mello 1984, Mello & Silva 1984), localizados nas bordas sul e oeste do Itaoca, respectivamente nos metacalcários Bairro da Serra e Mina de Furnas, são semelhantes, diagenéticos, estratiformes e de grande expressão (correspondem a reservas medidas de um a dois milhões de toneladas, cada um deles), o que os indica relacionados com um mesmo e único horizonte estratigráfico.

Esta concepção retoma-se parte das idéias de Barbosa (1941), que correlaciona os metacalcários encaixantes das mineralizações de chumbo de Panelas (Formação Bairro da Serra) e da Mina de Furnas.

Por outro lado, Campos Neto (1983b) e Pires (1990), valendo-se de argumentos litoestruturais e paleoambientais, fundamentados em observações feitas ao norte e noroeste do Itaoca (trecho Apiaí-Iporanga), agrupam em uma única unidade as formações Bairro da Serra, Água Suja e Mina de Furnas, denominando-as Seqüência Furnas-Lajeado. Para Pires (1990), os cálcio-xistos e filitos Água Suja corresponderiam a termos transicionais entre representantes sedimentares de plataforma (Mina de Furnas) e rampa carbonática (Bairro da Serra ou Lajeado), e estariam ligados a um mesmo ciclo deposicional.

De modo compatível com seu modelo, Pires (1990) aponta para as encaixantes do Itaoca tectônica de cavalgamento de blocos que repetiria as seqüências pelito-químicas e mais propriamente detríticas daquela faixa, a partir de estruturas *duplex* desenvolvidas através de falhas de empurrão direcionadas a nordeste. Um exemplo concreto desse estilo estrutural é citado, indicando-se o cavalgamento da Formação Serra da Boa Vista sobre os metacalcários Furnas-Lajeado e atribuindo-se à Falha Figueira papel semelhante, na relação entre as unidades Iporanga e Bairro da Serra (ou Furnas-Lajeado).

De modo diferente desse autor, que a partir disso correlaciona as unidades Gorutuba e Passa Vinte à Furnas-Lajeado e a unidade Serra da Boa Vista à Iporanga, julga-se que este mesmo estilo tectônico poderia ser responsável, não só pela repetição dos níveis estratigráficos detríticos do Subgrupo Lajeado, como também pelo imbricamento da Formação Água Suja entre os metacalcários Lajeado e Furnas. Isto explicaria a coincidência de constituição e ordenação verificada por Hasui *et al.* (1984a) entre as formações Betari, Água Suja e Serra da Boa Vista, e entre as formações Bairro da Serra e Furnas. Esta hipótese é auxiliada pelo mapeamento de falhas de empurrão no contato entre as formações Bairro da Serra e Água Suja, e Mina de Furnas e Serra da Boa Vista (Anexo B), feito por Campanha (1991).

Por sua vez, esse regime tectônico é aqui entendido como capaz de propiciar a justaposição de unidades basais à coluna estratigráfica superior do Subgrupo Lajeado. Deste modo, consideradas as similaridades entre os litotipos envolvidos e aspectos metalogenéticos mais adiante explicitados, seriam correlacionáveis as formações Passa Vinte e Gorutuba à Formação Água Clara, o que seria condizente com os limites propostos para o Açungui por Hasui *et al.* (1984a) e Hasui (1986). Quanto a isto, deve ser registrado que mesmo Campanha (1991) já admite ter a Formação Gorutuba caráter alóctone, muito embora a mantenha no Subgrupo Lajeado.

Como assumida, a hipótese de cavalgamentos sucessivos repetiria, em escala reduzida, a concepção de Ebert (1971) para a tectônica geral do "geossinclíneo" Açungui, que previa relação essencialmente estrutural entre as unidades componentes da faixa (Água Clara, Votuverava, com o Subgrupo Lajeado incluso, e Capiru), estabelecida através de *nappes*. Essa hipótese mostra-se ainda compatível com o modelo estrutural de Soares (1987) para a região, e repetiria o estilo de cavalgamentos descrito para a tectônica do escudo paranaense, ao sul do Itaoca (*i. e.* Fiori *et al.* 1987).

Os imbricamentos cogitados poderiam ter ocorrido através de cavalgamentos de baixo ângulo, sintectônicos, ou relacionados ao cisalhamento transcorrente tardio do Cinturão Ribeira, a exemplo das possibilidades levantadas por Campanha *et al.* (1994) para justaposição de blocos alóctones na região. A julgar, no entanto, pelo metamorfismo térmico de contato aparentemente impresso pelo Itaoca em toda a sua borda, a primeira alternativa parece ser mais correta ou , ao menos, ter sido predominante.

2.2.1 Geologia do Maciço Itaoca

2.2.1.1 Fácies granitóides

O mapa geológico do Itaoca (Anexo B) traduz a maneira pela qual as fácies, associações de fácies e unidades granitóides estão delimitadas no Maciço Itaoca.

Durante os trabalhos de reconhecimento da faciologia granitóide do Itaoca, foram caracterizadas seis fácies magmáticas consideradas intrusivas (as fácies Cinza 1 e 2, e as fácies Rósea 1, 2, 3 e 4); uma fácies e uma associação de fácies (respectivamente a Fácies Cinza 3 e as fácies Róseas 5), com exposição restrita e balizada por falhas ou zonas de cisalhamento e que, por seu modo de ocorrência e características petrográficas, mais adiante descritas, não se sugerem como intrusivas, sendo interpretadas como produtos de autometassomatismo das fácies intrusivas, a partir de processos de alteração tardi a pós-magmáticos; e uma associação de fácies (as fácies Miloníticas), abrangente de tipos intrusivos deformados, aflorantes em toda a borda sul do batólito, desenvolvidos pela ação transcorrente do Lineamento Ribeira sobre o maciço (associação de tectonofácies).

Na escala do mapeamento executado, no entanto, não se conseguiu a individualização das áreas de exposição das fácies intrusivas Cinza 1 e 2, e Róseas 3 e 4, que foram cartografadas em duplas, como associações faciológicas.

As unidades Itaoca, Saltinho e Milonítica correspondem a domínios de granitóides cinzentos, róseos e miloníticos, nitidamente preponderantes em áreas distintas do batólito.

As duas primeiras equivalem em parte às *Suítes* Itaoca e Saltinho descritas no Itaoca por Mello (1981) e Mello *et al.* (1981), que agruparam informalmente os litotipos granitóides do maciço nesses dois conjuntos intrusivos, classificados como tardi a pós-tectônicos, o primeiro mais evoluído que o segundo, hipótese que se revela agora equivocada, como se verá, e conjecturaram que o batólito fosse constituído por injeções *diapíricas*.

Como salientado na descrição do método de mapeamento faciológico (Capítulo 1, Item 1.5.3), o reconhecimento das fácies e associações de fácies do Itaoca ressente-se da qualidade de exposição rochosa no maciço, e foi executado de modo compatível com os objetivos mais propriamente metalogenéticos deste estudo. Assim, as áreas indidualizadas em mapa se referem às partes do batólito onde podem estar associadas várias das fácies principais descritas, porém com grande predominância de determinada fácies, ou associação de fácies, sobre as demais. Como exemplo, na área demarcada como de predomínio da Fácies Rósea 2, foi registrada a ocorrência, bastante subordinada, das fácies róseas 1, 3 e 4, fato registrado apenas na coluna estratigráfica do mapa do maciço, já que não se conseguiu divisar a expressão em área das fácies subordinadas.

A Unidade Itaoca corresponde à associação das Fácies Cinza 1 e Cinza 2, porém com grande predomínio do primeiro litotipo sobre o segundo. Essa unidade perfaz cerca de 70% da área do batólito, aflorando exclusivamente nas partes central e leste do maciço. Nesta unidade, a Fácies Cinza 3 é assinalada como corpo subordinado, aflorando cerca de dois quilômetros a sudoeste da vila Itaoca.

A Unidade Saltinho engloba as fácies róseas 1 a 5. Destas, as fácies 1 a 4 foram reunidas em três faixas, respectivamente de predomínio da Fácies Rósea 1, da Fácies Rósea 2 e da associação das fácies Rósea 3 e Rósea 4. Caso à parte, as Fácies Róseas 5, referentes a rochas com exposição restrita e associadas umas às outras, encontram-se marcadas como litotipos subordinados, em pontos específicos nos quais se verificou maior ocorrência de seus afloramentos. A Unidade Saltinho constitui cerca de 20% da área do maciço, concentrando-se a oeste do batólito. Mostra-se também em uma área com limites pouco definidos, no vale do rio Claro (Fácies Rósea 1 e associação das fácies Rósea 3 e Rósea 4) e ainda em ocorrências restritas, registradas como corpos subordinados, dentro da Unidade Itaoca.

A Unidade Milonítica aflora na borda sul do batólito, agrupando grande variedade de tipos granitóides miloníticos, mais e menos deformados, que não foram diferenciados entre si em mapa. Na área atribuída a essa unidade (10% do maciço), ocorrerão, subordinadamente, granitóides com pouca ou nenhuma orientação mineral, correspondentes a rochas menos afetadas pelo metamorfismo dinâmico. Neste caso, os exemplos observados de litotipos com estas últimas características equivalem a granitóides da Unidade Itaoca.

Em termos precisos, as rochas que constituem o Maciço Itaoca são granitóides e sienitóides (IUGS 1973, Streckeisen 1976), equivalentes a monzogranitos e quartzomonzonitos associados a quartzo-sienitos subordinados. No entanto, para evitar prolixidade, todos esses litotipos continuarão a ser designados, a menos de em ocasiões específicas, apenas como granitóides.

Os Quadros 3 e 4 e a Figura 5, resumem as características petrográficas e modais das fácies individuais ou associações de fácies do Itaoca, que passam a ser descritas em seguida.

Fácies Cinza 1

Compreende rochas cinzentas de estrutura maciça, isótropas, embora possam ocorrer tipos suborientados. São porfiróides, e exibem megacristais de feldspato potássico (7 mm a 20 mm) idiomórficos a hipidiomórficos freqüentes, de cores cinzentas ou arroxeadas, distribuídos em matriz de granulação média (3 mm a 6 mm), na qual se associam feldspatos, quartzo e máficos (Foto 3).

Ao microscópio se mostram como litotipos porfiróides de matriz ineqüigranular hipidiomórfica, constituídos essencialmente por feldspatos, quartzo, biotita e hornblenda. Os megacristais correspondem a microclínio fraca a moderadamente pertítico, com exoluções lamelares ou em cordões que tendem a acompanhar linhas de crescimento dos cristais. Podem apresentar inclusões de plagioclásio e, mais raramente, dos demais constituintes minerais da rocha. Na matriz, o mineral constitui-se em grãos intersticiais hipidiomórficos. Plagioclásio corresponde a oligoclásio visto como grãos hipidiomórficos a xenomórficos de aspecto normalmente turvo, muitas vezes com zoneamento composicional, que pode ser rítmico, envolvendo microbandas mais sódicas e microbandas mais cálcicas, porém com tendência a predomínio da segunda composição (oligoclásio sódico a cálcico) nos núcleos, e da primeira composição (oligoclásio sódico a albita) nas bordas. Este zoneamento é traduzido pela

Fácies	Cor	Estrutura	Textura	Megacristal				Matriz			Representação em Mapa
				Tipo	Cor	Forma dos cristais	Tamanho (mm) max. / min.	Forma dos cristais	Granulação	Máfico Principal	
Cinza 1	Cinza	Isótropa a suborientada	Porfiróide	fk	Cinza	Idiomórfica a hipidiomórfica	20 / 7	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média	Biotita	Associação com a Fácies Cinza 2, na Unidade Itaoca
Cinza 2	Cinza	Isótropa a suborientada	Porfiróide	fk	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	12 / 6	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média a grossa	Biotita	Associação com a Fácies Cinza 1, na Unidade Itaoca
Cinza 3	Cinza	Isótropa a suborientada	Porfiróide	fk, pl, q	Cinza	Idiomórfica a hipidiomórfica	10 / 3	Hipidiomórfica a xenomórfica	Fina a média	Biotita	Ocorrência pontual, na Unidade Itaoca
Rósea 1	Rósea	Isótropa a suborientada	Ineqüigranular a porfiróide	fk	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	8 / 4	Hipidiomórfica a xenomórfica	Fina a média	Biotita ou hornblenda	Fácies Rósea 1, na Unidade Saltinho
Rósea 2	Rósea	Isótropa a suborientada	Ineqüigranular a porfiróide	fk	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	8 / 12	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média a grossa	Biotita ou hornblenda	Fácies Rósea 2, na Unidade Saltinho
Rósea 3	Rósea	Isótropa a suborientada	Eqüigranular a ineqüigranular	fk	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	8 / 3	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média	Biotita ou hornblenda	Associação com a Fácies Rósea 4, na Unidade Saltinho
Rósea 4	Rósea Clara	Isótropa a suborientada	Eqüigranular	---	---	---	---	Idiomórfica, hipidiomórfica a xenomórfica	Média	Biotita	Associação com a Fácies Rósea 3, na Unidade Saltinho
Róseas 5	Rósea	Isótropa a suborientada	Porfiróide a eqüigranular	fk	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	10 / 5	Idiomórfica, hipidiomórfica a xenomórfica	Média	Biotita	Ocorrências pontuais, na Unidade Saltinho
Miloníticas	Cinza ou Rósea	Milonítica a gnáissico-milonítica	Porfiróide a ineqüigranular	fk, pl	Cinza ou rósea	Hipidiomórfica	20 / 8	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média a grossa	Biotita	Unidade Milonítica

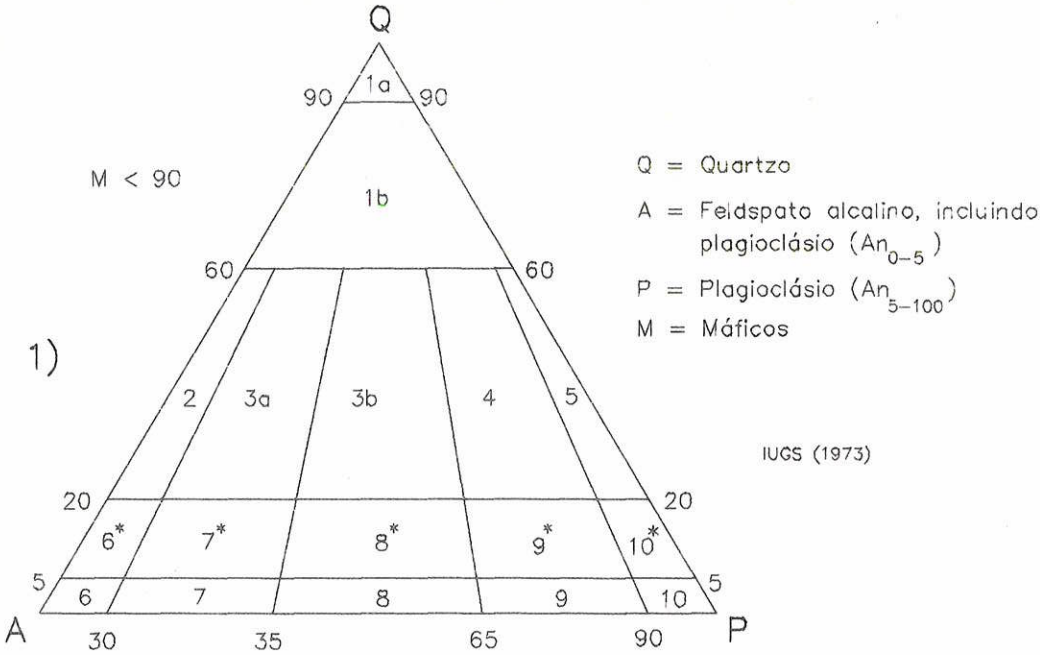
Observações: **fk** = feldspato potássico **pl** = plagioclásio **q** = quartzo

Quadro 3 - Características petrográficas das fácies granitóides identificadas no Maciço Itaoca.

Amostra	Mineral (%)												Classificação Petrográfica (IUGS 1973)	Fácies	Representação em Mapa
	Microclínio	Oligoclásio	Quartzo	Biotita	Hornblenda	Titanita	Zircão	Alianita	Apatita	Fluorita	Opacos	Outros			
I-134	32	34	24	7	3	tr	–	tr	tr	–	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Cinza 1	Associação com a Fácies Cinza 2, na Unidade Itaoca
I-211	30	29	21	12	8	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Horblenda-biotita melamonzogranito	Cinza 2	Associação com a Fácies Cinza 1, na Unidade Itaoca
I-250	40	32	26	2	tr	tr	tr	–	–	tr	2	tr	Biotita monzogranito hololeucocrático	Cinza 3	Ocorrência pontual, na Unidade Itaoca
I-237	31	35	15	12	7	tr	–	–	tr	–	tr	tr	Horblenda-biotita melaquartzomonzonito	Rósea 1	Fácies Rósea 1, na Unidade Saltinho
I-239	32	32	15	4	17	tr	–	–	tr	tr	tr	tr	Biotita-hornblenda melaquartzomonzonito	Rósea 2	Fácies Rósea 2, na Unidade Saltinho
I-204	36	29	24	4	7	tr	tr	tr	tr	–	tr	tr	Biotita-hornblenda monzogranito	Rósea 3	Associação com a Fácies Rósea 4, na Unidade Saltinho
I-205	35	35	22	6	2	tr	–	tr	tr	–	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Rósea 4	Associação com a Fácies Rósea 3, na Unidade Saltinho
I-241	30	40	22	5	3	tr	tr	–	–	–	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Róseas 5	Ocorrências pontuais, na Unidade Saltinho
I-252	33	28	26	8	5	tr	tr	–	tr	tr	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito milonítico	Miloníticas	Unidade Milonítica

Obsevações: microclínio inclui micropertitas e bordas de albita; oligoclásio inclui produtos de alteração e mirmequitas; outros se referem a carbonatos, epidotos, cloritas e hidróxidos ferruginosos; tr = traços (menos de 1%)

Quadro 4 - Composição modal e classificação de amostras representativas das fácies do Maciço Itaoca.



Conteúdos Q, A e P estimados em % de volume (Q+A+P = 100). 1a = quartzolito (silexito) ; 1b = granitóides ricos em quartzo; 2 = granito álcali–feldspático; 3a = sienogranito; 3b = monzogranito; 4 = granodiorito; 5 = tonalito; 6* = sienito álcali–feldspático quartzoso; 7* = quartzo–sienito; 8* = quartzomonzonito; 9* = quartzomonzodiorito/quartzomonzogabro; 10* = quartzodiorito/quarztogabro/quartzoanortosito; 6 = sienito álcali–feldspático 7 = sienito; 8 = monzonito; 9 = monzodiorito/monzogabro; 10 = diorito/gabro/anortosito.

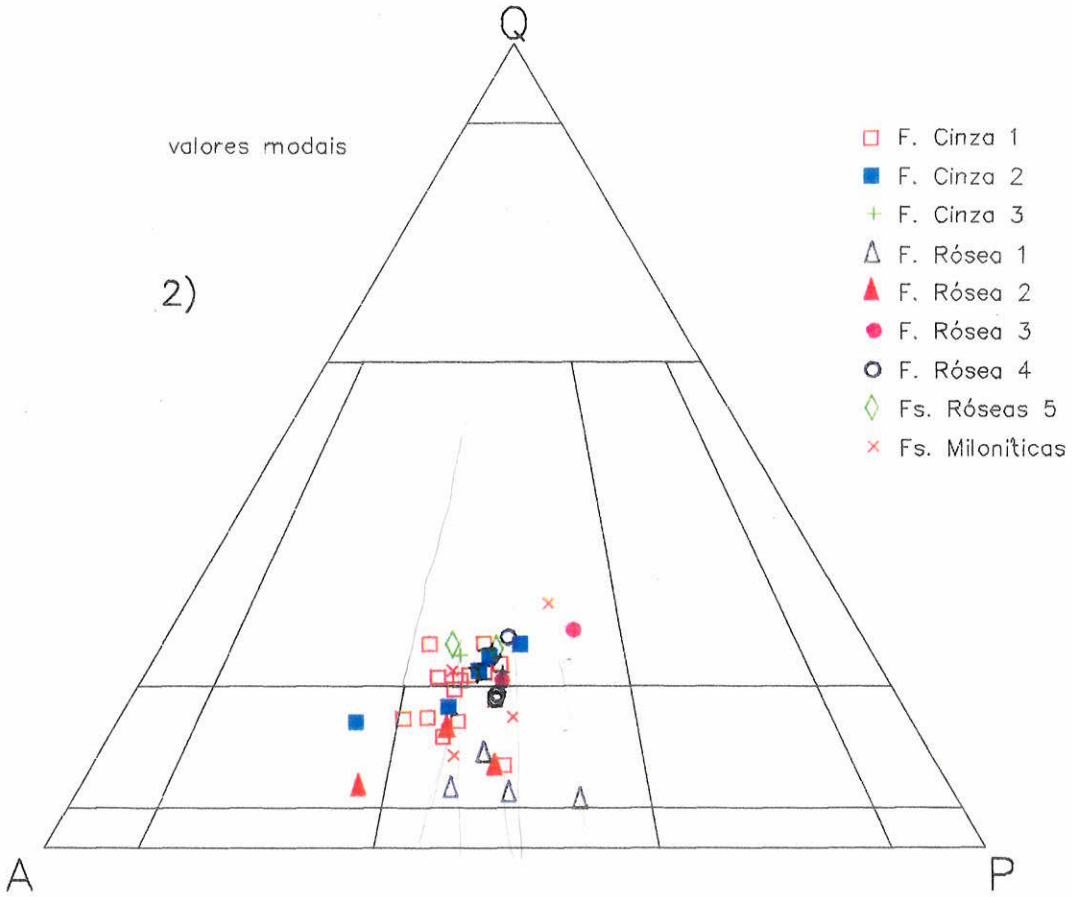


Figura 5 – Diagramas modais Q–A–P : 1) campos nomenclaturais para rochas plutônicas; 2) fácies do Itaoca (43 amostras).

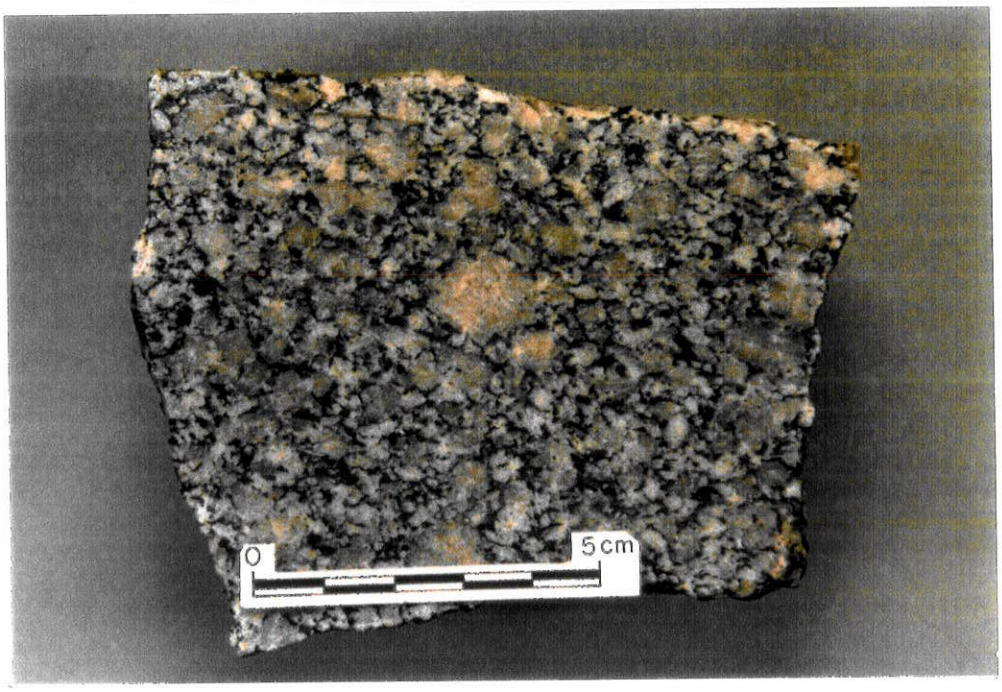


Foto 3 - Fácies Cinza 1.

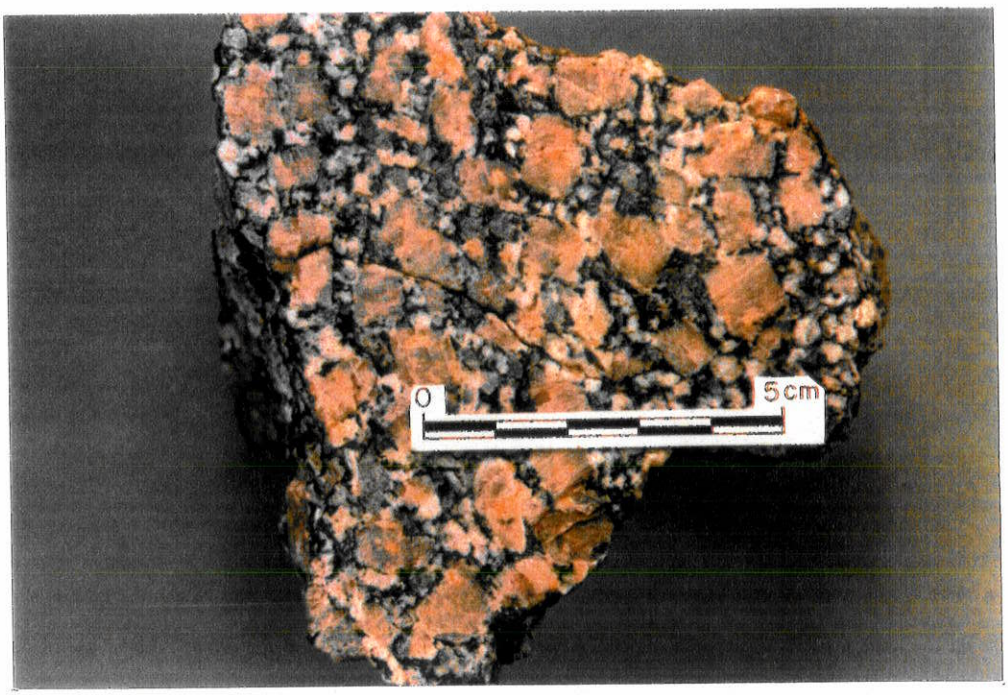


Foto 4 - Fácies Cinza 2.

alteração das bandas mais cálcicas à sericita (mais epidoto e carbonato), mantendo-se as microbandas sódicas com aparência límpida. No contato entre grãos de microclínio e plagioclásio, podem ocorrer mirmequitas. São observáveis processos de substituição parcial de oligoclásio por microclínio. Quartzo ocorre como cristais individuais ou agregados cristalinos, em ambas as situações mostrando-se xenomórfico e, muitas vezes, com extinção ondulante fraca a moderada. Biotita, em geral mais comum, e hornblenda, ambas verdes a marrom-claras, tendem a formar agregados de cristais idiomórficos a hipidiomórficos (em média correspondentes de 10% a 20% da rocha), em associação com a titanita, apatita e opacos. Registram-se eventuais substituições parciais de hornblenda por biotita, carbonato, epidoto e opacos. Allanita e, mais raramente, zircão completam o quadro de minerais acessórios. O exame de seções polidas revela grande predominância de magnetita sobre ilmenita. A magnetita mostra-se como cristais cinzentos submilimétricos (0,2 mm a 0,8 mm), xenomórficos a hipidiomórficos. Exibe freqüentes alterações internas (planos de clivagem), ou de borda, à hematita cinza-azulada. Associa-se, de modo comum, a cristais de titanita, bordejando-os ou neles estando inclusa. Ilmenita foi observada esporadicamente, apresentando-se na forma de cristais cinza-escuros muito pequenos (menos de 0,1 mm a 0,1 mm), xenomórficos, também associados à titanita.

Trata-se, então, de granitóides e sienitóides equivalentes a monzogranitos e quartzomonzonitos cinzentos, de granulação média, com variações subordinadas a melamonzogranitos e melaquartzomonzonitos, todos eles porfiróides (megacristais cinzentos a arroxeados de feldspato potássico).

Fácies Cinza 2

Refere-se a rochas cinzentas maciças, em geral isótropas, porém ocasionalmente suborientadas a orientadas, possuidoras de textura porfiróide (Foto 4) conferida pela presença de megacristais róseos de feldspato potássico (6 mm a 12 mm), dispersos em matriz média a grossa (4 mm a 7 mm).

Ao microscópio mostram-se como granitóides porfiróides, com matriz ineqüigranular a protocataclástica constituída fundamentalmente por oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O microclínio tende a ocorrer apenas como megacristais idiomórficos a hipidiomórficos, neste caso com freqüente arredondamento de suas bordas. É pertítico a fortemente pertítico (lamelas e cordões), mostrando, muitas vezes, inclusões de plagioclásio e agregados mirmequíticos bordejantes. O plagioclásio corresponde a oligoclásio com aspecto turvo, zoneamento núcleo-borda e padrões de alteração similares aos verificados na Fácies Cinza 1. Podem ocorrer sinais indicativos de substituição desse mineral por microclínio, alguns grãos sendo antipertíticos. Quartzo mostra-se em agregados cristalinos xenomórficos ou em cristais granoblásticos, recristalizados. Novamente associam-se biotita e hornblenda, nesta ordem de abundância, no geral perfazendo 15% a 25% da rocha total. Formam agregados hipidiomórficos primários mais caracteristicamente verdes, sendo que a hornblenda pode exibir alteração mais e menos intensa à biotita, epidoto e carbonato (mais opacos). Torna a predominar grandemente a

magnetita sobre a ilmenita, segundo as mesmas características apontadas para a Fácies Cinza 1. Titanita, zircão, apatita e allanita são acessórios característicos, podendo ainda ocorrer fluorita, na forma de cristais hipidiomórficos submilimétricos.

Essa fácies é, portanto, constituída por granitóides e sienitóides correspondentes a melamonzogranitos e melaquartzomonzonitos cinzentos, com melaquartzo-sienitos subordinados, todos porfiróides (megacristais róseos de feldspato potássico) e com granulação média a grossa.

Fácies Cinza 3

Dentro da área de ocorrência dos granitóides cinzentos, foi identificado tipo particular, aflorante apenas no ponto 251 (Anexo A), onde chega a constituir morrote mantido por diversos matacões. Este litotipo, porém, pode ser visto também na forma de blocos rolados, em alguns locais da parte central do batólito.

Corresponde à granitóide cinza-esbranquiçado, porfiróide (Foto 5), no qual megacristais de feldspatos e quartzo (3 mm a 10 mm) dispersam-se em matriz fina a média (2 mm a 5 mm). Possui aspecto macroscópico brechóide e brilho graxento, sendo correspondente ao que em Mello (1981) e Mello *et al.* (1981) foi destacado como uma zona da Suíte Itaoca.

A análise microscópica revela que, nesse caso, a textura porfiróide envolve a existência de megacristais idiomórficos a hipidiomórficos de microclínio, oligoclásio e quartzo, destituídos de orientação preferencial, dispersos em matriz protomilonítica predominantemente fina em que são observados processos de recristalização mais ou menos intensos. As bordas dos megacristais apresentam-se com contornos geralmente irregulares, afetados pela recristalização da matriz granoblástica. Os cristais de feldspatos normalmente aparecem turvos, com o oligoclásio exibindo leve a intensa alteração à sericita. Biotita, vista em teores menores que 5%, é o único máfico presente, sendo exclusivamente castanha. Mostra-se como lamelas isoladas hipidiomórficas, muitas vezes encurvadas, ou como agregados de minúsculas plaquetas idiomórficas a xenomórficas, normalmente associadas à clorita e carbonato. Neste caso, a partir do padrão de alteração da hornblenda nas outras fácies granitóides do Itaoca, presume-se que esses agregados deverão corresponder a produtos de alteração total do máfico ausente. Opacos, zircão, titanita (leucoxênio), carbonato e fluorita são, nesta ordem, os acessórios mais comuns. No caso, os opacos correspondem majoritariamente ao que a olho nu podem ser identificadas como associações de pirita, calcopirita e molibdenita, com presença constante em disseminações e fraturas dessas rochas. Seções polidas mostram novamente tratar-se de litotipos a magnetita, com o mineral possuindo as mesmas propriedades verificadas na Fácies Cinza 1, porém agora acompanhadas da ocorrência constante de exoluções de ilmenita, o que indica o mineral como possível titanomagnetita. Quanto aos sulfetos, a pirita mostrou passagem freqüente à pirrotita e marcassita, e a calcopirita à covelita. Isso configura a manifestação de processos superimpostos, em parte supérgenos, de alteração daqueles sulfetos (Picot & Johan 1977).

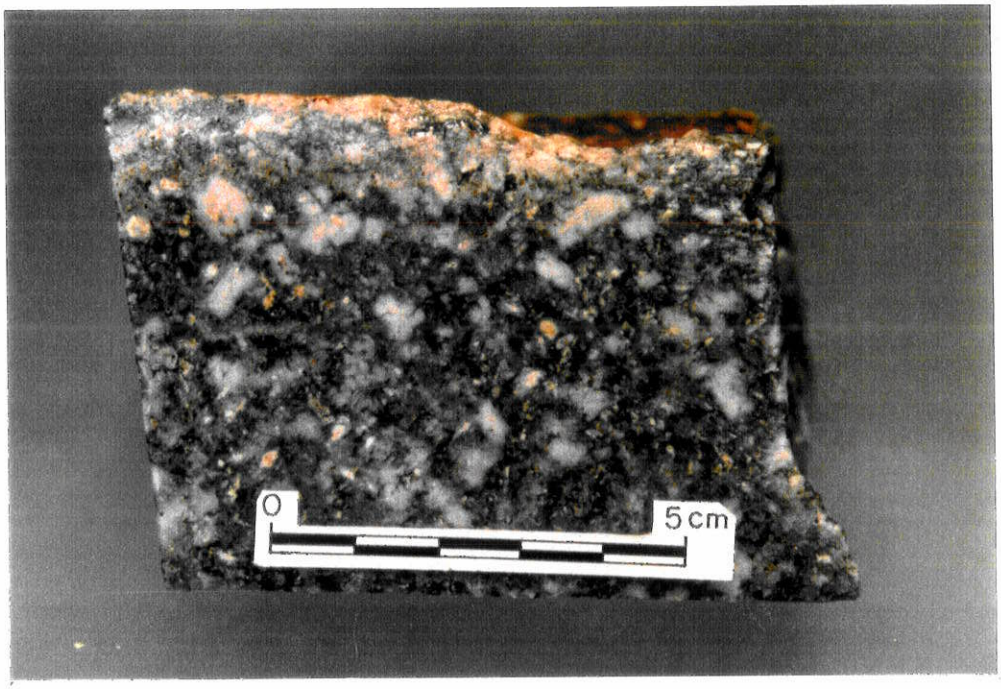


Foto 5 - Fácies Cinza 3.

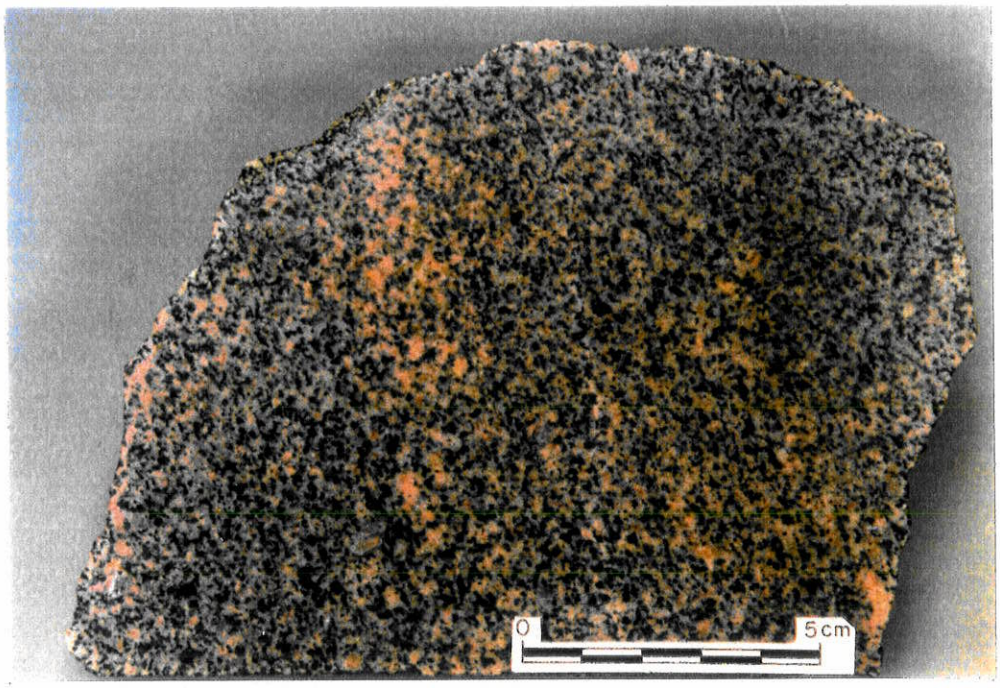


Foto 6 - Fácies Rósea 1.

O conjunto de características dessas rochas as configura como granitóides equivalentes a monzogranitos hololeucocráticos cinzentos porfiróides, finos a médios.

Fácies Rósea 1

São litotipos ineqüigranulares (grãos maiores de feldspato potássico) a porfiróides róseos, maciços, isótropos a fracamente foliados (Foto 6). Nessas rochas, em geral, raros megacristais de feldspato potássico (4 mm a 8 mm) mostram-se dispersos em matriz predominantemente fina (1 mm a 4 mm) com variações a termos finos a médios (2 mm a 6 mm).

Ao microscópio mostram-se constituídos basicamente por microclínio, oligoclásio e máficos. O microclínio, enquanto megacristal, apresenta-se mais e menos pertítico (exoluções em lamelas e cordões ondulados). Na matriz de litotipos orientados, o mineral pode surgir como cristais submilimétricos normalmente límpidos (neoformados ?). Cristais de oligoclásio mostram zoneamento entre núcleos mais cálcicos (saussuritizados) a bordas mais sódicas (límpidas). De modo variável, pode-se notar a ocorrência de oligoclásio parcialmente substituído por microclínio. Quartzo ocorre em agregados ou como cristais xenomórficos, sempre em baixos teores. Biotita e hornblenda constituem entre 15% a 25% do total da rocha. Esses máficos alternam-se como predominantes, em geral formando agregados hipidiomórficos com opacos (magnetita) e titanita. Reconhecem-se variações a termos em que agregados de biotita, epidoto, clorita e carbonato (mais opacos) sugerem-se como produtos de pseudomorfose sobre hornblenda. Zircão e apatita completam o quadro de acessórios característicos.

Essa fácies é, assim, constituída por sienitóides correspondentes a melaquartzomonzonitos róseos finos, ineqüigranulares a porfiróides.

Fácies Rósea 2

São rochas róseas maciças (Foto 7), isótropas a suborientadas, ineqüigranulares (cristais maiores de feldspato potássico) médios a grossos (granulação entre 4 mm a 8 mm), com variações subordinadas a tipos porfiróides nos quais os cristais de feldspato potássico, com 8 mm a 12 mm, destacam-se em matriz de granulação fina a média (1 mm a 4 mm).

Ao microscópio, observa-se que são litotipos constituídos fundamentalmente por microclínio, oligoclásio, quartzo e máficos dispostos em arranjos ineqüigranulares hipidiomórficos. O microclínio ocorre com intercrescimentos pertíticos na forma de cordões ou manchas, pode ser atravessado por vênulas de quartzo, e chega a incluir oligoclásio. Menos comum, surge ainda na forma de grãos intersticiais. Cristais de oligoclásio têm aparência turva, no geral se mostrando zonados, com núcleos mais cálcicos sericitizados e bordas mais sódicas límpidas. Em algumas ocasiões, mostram-se antipertíticos (gotas e manchas), não sendo rara sua substituição por microclínio. Quartzo ocorre em agregados de cristais intersticiais, com moderada a forte extinção ondulante. Intercrescimentos mirmequíticos podem ser vistos ocasionalmente. Hornblenda (predominante) e biotita verdes, perfazendo de 15% a 25% do

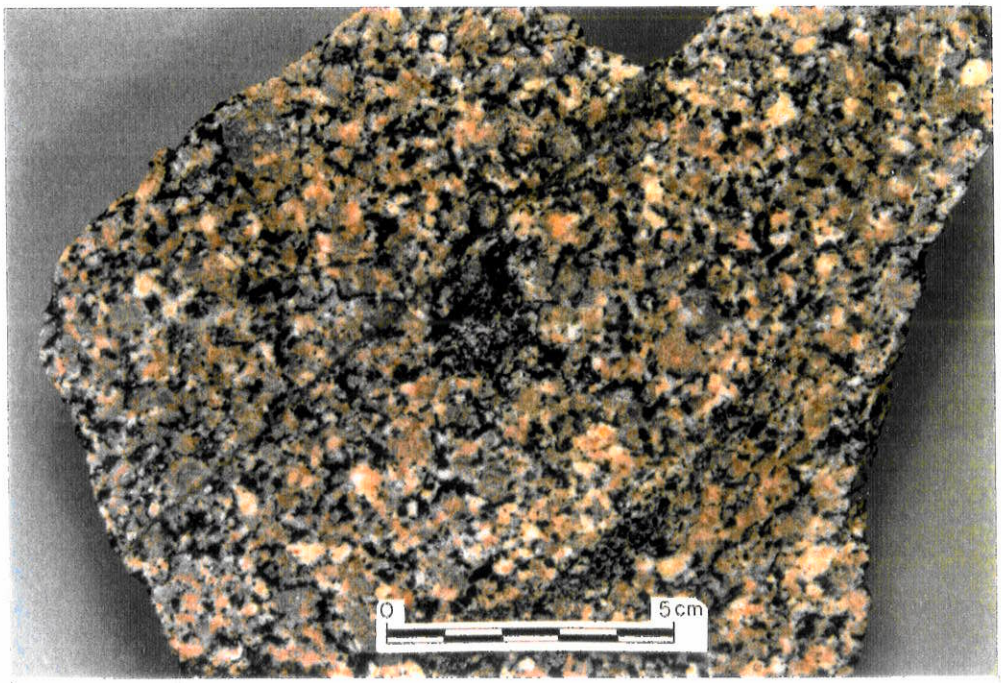


Foto 7 -FáciesRósea 2.

Foto 8 - Fácies Rósea 3.

total da rocha, associam-se estreitamente, em agregados hipidiomórficos aos quais muitas vezes se juntam titanita e opacos. A hornblenda se mostra fraca a moderadamente alterada a biotita verde e agregados finos de epidoto (mais clorita e carbonato). Apatita, allanita e zircão são também acessórios. Magnetita é vista de maneira similar à das fácies cinzentas, predominando amplamente sobre cristais minúsculos (menores que 0,1 mm) e isolados de ilmenita.

Esta fácies, a exemplo da Rósea 1, apresenta algumas vezes foliação incipiente, em decorrência da suborientação de toda a mineralogia principal da rocha.

Trata-se de sienitóides ou, mais propriamente, melaquartzomonzonitos e melaquartzo-sienitos róseos ineqüigranulares, médios a grossos, com variações a termos porfiróides finos a médios.

Fácies Rósea 3

São rochas róseas eqüigranulares a ineqüigranulares (cristais maiores de feldspato potássico) de granulação média (3 mm a 6 mm), isótropas a suborientadas (Foto 8).

Ao microscópio, correspondem a litotipos cuja composição principal é dada por microclínio, oligoclásio, quartzo e máficos. Microclínio pode ser visto como cristais submilimétricos hipidiomórficos, esporadicamente atingindo 8 mm a 10 mm. Mostra intercrescimento pertítico, sob a forma de lamelas, cordões ou manchas, podendo incluir cristais de plagioclásio. Cristais de oligoclásio hipidiomórficos a xenomórficos aparecem mais e menos turvos, com núcleos cálcicos saussuritizados e bordas sódicas límpidas. Não raramente, associam-se a quartzo, em intercrescimentos mirmequíticos. Podem estar parcialmente substituídos por microclínio. Quartzo ocorre em agregados cristalinos xenomórficos, muitas vezes microfraturados e com extinção ondulante incipiente a fraca. Repetem-se os agregados hipidiomórficos de hornblenda e biotita verde, predominando ora um destes minerais, ora outro, sempre associados a titanita e opacos (magnetita e hidróxidos de ferro). No geral, perfazem de 5% a 15% do total da rocha. Hornblenda pode estar parcialmente substituída por biotita. Titanita, apatita e allanita se alinham entre os minerais acessórios.

Desse modo, a fácies aglutina granitóides correspondentes a monzogranitos róseos eqüigranulares a ineqüigranulares médios.

Fácies Rósea 4

São rochas róseas esbranquiçadas (Foto 9), isótropas a suborientadas, eqüigranulares médias (grãos de 3 mm a 5 mm), com variações, muito subordinadas, ineqüigranulares (raros megacristais de feldspato potássico com até 8 mm).

A observação microscópica revela litotipos constituídos principalmente por cristais idiomórficos a hipidiomórficos de microclínio e oligoclásio, e cristais hipidiomórficos a xenomórficos de quartzo. O microclínio ocorre como cristais milimétricos, com pertitas na forma de lamelas e cordões e, por vezes, apresentam inclusões de plagioclásio. Podem ser observadas situações nas quais esse mineral parece estar sendo substituído por plagioclásio,

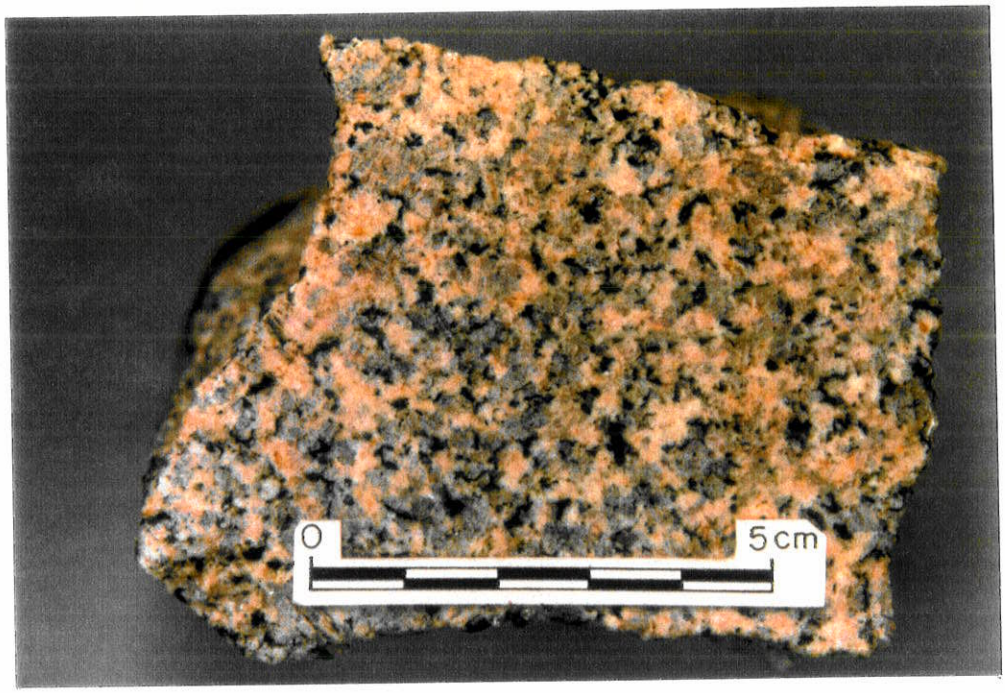


Foto 9 - Fácies Rósea 4.

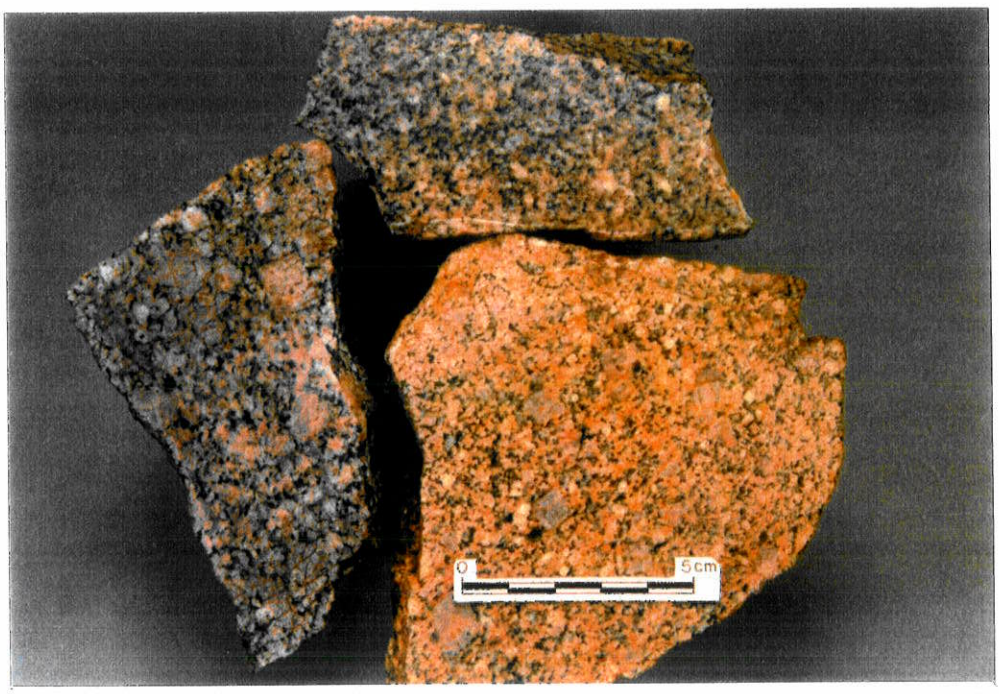


Foto 10 - Fácies Róseas 5.

talvez albita, mostrando-se, então, na forma de "restos", em cristais de plagioclásio aparentemente neoformados. O microclínio aparece ainda como grãos xenomórficos intersticiais submilimétricos. Oligoclásio ostenta as mesmas características de opacidade e zoneamento núcleo (mais cálcico)-borda (mais sódico) registradas nas demais fácies do batólito, algumas vezes parecendo estar corroído e parcialmente substituído por microclínio. Pode ainda mostrar antipertitas na forma de gotas. Quartzo ocorre como cristais isolados ou em agregados, eventualmente microfissurados, com fraca a moderada extinção ondulante. Biotita constitui agregados hipidiomórficos com hornblenda, titanita e opacos. Esses máficos estão presentes em porcentuais bastante reduzidos, em geral menores que 5%. Repete-se alteração de hornblenda à biotita, clorita, epidoto e carbonato (mais opacos). Zircão e allanita são outros acessórios freqüentes. Os opacos, em seção polida, revelam-se como magnetita, com mesmas características das fácies antes descritas.

Essas rochas correspondem a granitóides e sienitóides, na forma de monzogranitos e quartzomonzonitos hololeucocráticos róseos esbranquiçados, eqüigranulares, médios, com variações subordinadas a tipos ineqüigranulares, igualmente médios.

Fácies Róseas 5

Aglutinam litotipos reconhecidos dentro do domínio dos granitóides róseos, agrupados de modo indiferenciado, cuja característica comum é a de se expor, associadamente ou não, de modo esporádico e restrito, com aspecto macroscópico e, em parte, microscópico, distinto das fácies róseas principais circunvizinhas.

Correspondem a rochas róseas maciças, isótropas a suborientadas, porfiróides finas a médias (Foto 10). Apresentam megacristais de feldspato potássico (5 mm a 10 mm) dispersos em matriz de granulação fina a média (2 mm a 5 mm). Ocorrem variações a termos ineqüigranulares a eqüigranulares médios.

Para esse conjunto de rochas, a observação ao microscópio mostra que a constituição mineral principal envolve microclínio, plagioclásio (oligoclásio-albita) e quartzo. Em geral, o microclínio se constitui em megacristais hipidiomórficos e é marcadamente micropertítico, com lamelas, cordões e manchas que podem constituir até 40% do mineral. Tende a incluir plagioclásio. Por vezes, no contato entre cristais do feldspato potássico, formam-se bordas albíticas descontínuas, ocasionalmente do tipo *swapped rims* (Pollard *et al.* 1983). São também comuns, nas bordas do mineral, intercrescimentos mirmequíticos. Verificam-se ainda situações em que parecem existir cristais de plagioclásio contendo "restos" de microclínio parcialmente substituído. O plagioclásio (oligoclásio-albita), hipidiomórfico a xenomórfico, é geralmente turvo, e repete o zoneamento composicional entre núcleos cálcicos, fraca a moderadamente alterados à sericita (+ epidoto), e bordas sódicas límpidas. Pode mostrar-se também em parte substituído por microclínio. Quartzo tende a ocorrer em agregados xenomórficos, com moderada a forte extinção ondulante. Biotita e hornblenda estão presentes em porcentuais não superiores a 10% da rocha. Biotita é o máfico predominante, ocorrendo como mineral primário e ainda substituindo hornblenda. Titanita, opacos (magnetita), allanita e apatita são os acessórios típicos.

Essas rochas são granitóides e sienitóides, finos a médios, equivalentes a monzogranitos, quartzomonzonitos e, subordinadamente, quartzo-sienitos róseos, porfiróides, com variações ineqüigranulares e eqüigranulares.

Fácies Miloníticas

Designam litotipos variados, nos quais se acham impressas texturas e estruturas de metamorfismo dinâmico, que afloram associados e constituem parte relevante do Itaoca.

Trata-se de granitóides foliados a gnáissicos protomiloníticos, miloníticos e blastomiloníticos (Spry 1976), de cores cinzentas a róseas, em geral formados por megacristais de feldspatos (8 mm a 20 mm), orientados a suborientados, e matriz mais e menos foliada, de granulação média (3 mm a 6 mm), porém com variações grossas (6 mm a 8 mm). Ocorrem ainda tipos ineqüigranulares (cristais maiores de feldspato potássico) médios a grossos (matriz com 3 mm a 8 mm), também possuidores de coloração variável entre tons de cinza e rosa (Fotos 11 e 12).

Ao microscópio, os termos mais representativos dessa associação exibem porfiroclastos de microclínio e oligoclásio hipidiomórficos a xenomórficos, muitas vezes ovalados, em matriz constituída por quartzo, plagioclásio (mais microclínio) e máficos (biotita e hornblenda). Como porfiroclastos, os grãos de microclínio são pertíticos (lamelas, cordões ou manchas) e incluem plagioclásio, podendo também estar parcialmente substituídos por esse mineral. Na matriz, surgem como cristais xenomórficos (neoformados ?). Oligoclásio constitui porfiroclastos zonados, com núcleos mais turvos, cálcicos, moderada a fortemente saussuritizados, e bordas mais sódicas e límpidas. Às vezes, é em parte substituído por microclínio. Alguns cristais mostram lamelas de geminação encurvadas e extinção ondulante, ostentando fragmentação ou fraturas cicatrizadas, em decorrência do processo deformacional. Plagioclásio ocorre também em agregados microgranulares, associado a quartzo e microclínio, dispostos em cordões que podem contornar porfiroclastos. Quartzo ocorre na forma de grãos xenomórficos submilimétricos a milimétricos, reunidos em agregados granoblásticos, ou como grãos recristalizados, com extinção ondulante, alongados segundo a foliação da rocha. Biotita e hornblenda (10% a 25% da rocha) em geral formam agregados hipidiomórficos que constituem cordões subparalelos. Hornblenda pode apresentar-se parcial ou totalmente substituída por finas lamelas de biotita, associadas a epidoto (mais opacos e calcita). Titanita, opacos (magnetita) e apatita são os acessórios comuns.

Desse modo, as fácies miloníticas abrangem granitóides e sienitóides correspondentes a monzogranitos, quartzomonzonitos, melamonzogranitos e melaquartzomonzonitos róseos ou cinzentos, miloníticos a gnáissico-miloníticos, porfiróides e médios, com variações ineqüigranulares, médias e, subordinadamente, grossas.

2.2.1.2 Rochas decorrentes de alterações tardi a pós-magmáticas

Muito embora na descrição das fácies do Itaoca tenham sido registradas alterações (*i.e.* microclinização, albitização) e tipos ígneos claramente afetados ou decorrentes de processos

Foto 11 - Fácies Miloníticas.

Foto 12 -Fácies Milonítica (detalhe).

tardi a pós-magmáticos (em particular as fácies Cinza 3 e Róseas 5), é necessário destacar a manisfestação de tais fenômenos na constituição de certas rochas particulares, encontradas no maciço.

Granitóides Albitizados

Foram observados em um ponto da intrusão, correspondente ao contato do batólito com a raiz sondada do pendente do teto que ocorre ao norte de Itaoca (área Gorutuba, no mapa geológico do Anexo B). Abaixo dos metassedimentos, foram amostrados, por sondagem, granitóides albitizados equivalentes a rochas esbranquiçadas hololeucocráticas de textura eqüigranular granoblástica média. São constituídas por cristais hipidiomórficos de albita (60% a 80%) com aparência pouco límpida, fruto de sua alteração sistemática à muscovita (?), "restos" de microclínio (5% a 15%) hipidiomórfico a xenomórfico, e agregados xenomórficos de quartzo (15% a 20%). Podem ocorrer intercrescimentos de muscovita (?), cloritas e epidoto, correspondentes a menos de 5% da rocha, possivelmente em substituição a antigos máficos (biotita e hornblenda). Esse mesmo litotipo se repete em veios centimétricos a decimétricos que cortam escarnitos aflorantes (ou subaflorantes) naquele local do batólito. Nas cercanias do pendente de teto se expõem granitóides da Fácies Cinza 1.

Greisens

Ocorrem associados à zona de cisalhamento aproximadamente norte-sul mapeada logo a oeste do bairro Pavão (Anexo B). Equivalem a bolsões decimétricos a métricos descontínuos, distribuídos ao longo da feição dúctil-rúptil. Mostram-se como rochas de cor cinza-esverdeado constituídas por agregados granoblásticos de sericita-muscovita, quartzo e fluorita (mais biotita verde). Associam-se a granitóides greisenizados da Fácies Cinza 1, possuidores de textura protomilonítica hipidiomórfica a granoblástica, nos quais megacristais de microclínio pertítico tendem a possuir bordas albíticas descontínuas, e inclusões orientadas de plagioclásio dispostas concêntrica e coincidentemente com as faces de crescimento do mineral. Plagioclásio (albita) encontra-se freqüentemente corroído e parcialmente substituído por fluorita. Os máficos originais da rocha foram igualmente substituídos por clorita. Zircão, hidróxidos de ferro e pirita são acessórios comuns. Turmalina preta ocorre em veios, constituindo agregados nematoblásticos associados a quartzo xenomórfico, aparentemente dissociado do processo de greisenização.

2.2.1.3 Corpos filonares

Pode ser reconhecida no Itaoca uma série de corpos filonares, presentes de modo bastante subordinado e sempre associados a fraturas ou falhas.

Aplitos

Correspondem a diques centimétricos a decimétricos. Cortam os granitóides encaixantes segundo contatos retos e bem definidos. São rochas essencialmente quartzo-feldspáticas hololeucocráticas a leucocráticas. Mostram-se mais freqüentemente na Unidade

Saltinho, onde exibem colorações róseo-esbranquiçadas. Na Unidade Itaoca exibem colorações cinzentas ou esbranquiçadas.

Filões Pegmatóides

São menos comuns que os aplitos, embora também mais freqüentes na Unidade Saltinho. Além dos granitóides, cortam também os pendentes do teto intrusivo do maciço. Correspondem a veios e bolsões com espessura decimétrica, apresentando granulação grossa a muito grossa e mineralogia simples, que relaciona sempre quartzo e feldspatos com biotita e muscovita.

Veios de quartzo

Apresentam-se milimétricos, centimétricos a decimétricos, sendo comuns em todo o batólito. Caso à parte, na zona de cisalhamento norte-noroeste próxima ao Bairro Pavão (Anexo B), encontra-se encaixado um veio com mais de 200 m de comprimento, possuidor de espessura variável entre 0,5 m e 1,5 m, associado a turmalinitos e *greisens*, já destacados.

Filões turmaliníticos

São relativamente comuns no maciço, com tendência a se mostrarem mais freqüentes na Unidade Saltinho. Correspondem a veios milimétricos a centimétricos, raramente decimétricos, de turmalina preta microcristalina a cristalina, associada ou não a quartzo. Muitas vezes se relacionam com cataclasitos e granitóides protocataclásticos, constituindo brechas turmaliníticas filonares com espessuras centimétricas a decimétricas.

Lamprófiros

Estão representados no Itaoca por alguns diques discretos com direção geral N 40° O. O mais expressivo deles constitui-se em intrusiva com 1,0 m de largura e pelo menos 50 m de extensão, colocado como corpo subordinado no mapa da área, a oeste, no vale do rio Claro. Equivalem a litotipos cinza-escuros, de estrutura amigdaloidal e granulação fina. A petrografia dessas rochas mostra cristais de biotita (0,3 mm a 0,5 mm) e clinopiroxênio (0,1 mm a 0,2 mm) dispersos em matriz muito fina, silicificada e carbonatada. As amígdalas são milimétricas, circulares a ovaladas, encontrando-se preenchidas por zeólitas, calcedônia, carbonato e pirita. Não diretamente ligadas à história do batólito, essas rochas certamente são representantes locais dos inúmeros diques máficos-ultramáficos que cortam a região, de noroeste a sudeste, em decorrência do desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa (Lineamento Guapiara), durante o Mesozóico.

2.2.1.4 Enclaves

Verifica-se, no Itaoca, a presença relativamente freqüente de *enclaves* (Lacroix 1899, *apud* Didier 1973), que se mostram claramente mais comuns na Unidade Itaoca. Muito embora não tenham sido particularmente estudados, tenta-se, em seguida, a caracterização desses

corpos, que deve ser entendida como parcialmente especulativa, à medida que se ressente da falta de estudo microscópico sistemático.

Xenólitos (Sollas 1894, *apud* Didier 1973) predominam amplamente entre os enclaves do batólito. Na grande maioria das vezes, correspondem a litotipos comuns na borda da intrusão, equivalendo a fragmentos angulosos, decimétricos a métricos, pouco digeridos, com ocorrência vizinha ou próxima a corpos maiores, interpretados como pendentes do teto intrusivo (xistos, quartzitos, rochas calciossilicáticas e metabásicas). A exemplo dos litotipos desses pendentes, tais enclaves mostram freqüentes sinais da ação térmica dos granitóides envolventes (recristalização e neoformação mineral). Termos aparentemente mais assimilados correspondem a fragmentos biotíticos angulosos, decimétricos, de contornos mais difusos, porém ainda bem definidos, algumas vezes observados no maciço. Estes últimos parecem equivaler aos *surmicaceous enclaves*, de Didier (1987), indicadores da participação de conteúdos rochosos crustais em magmas granitóides.

Enclaves correspondentes a corpos biotíticos ovalados, melanocráticos, centimétricos a decimétricos, foram observados, exclusivamente na Unidade Itaoca, nos vales dos rios Palmital e Claro. Esses enclaves apresentam contornos bem definidos e composição diorítica, ocorrendo a presença de alguma hornblenda (substituição de piroxênios ?). Poderão corresponder aos *enclaves microgranulares escuros ou básicos*, de Didier (1973, 1987), apontados, por este autor, como sinais da participação de material mantélico na gênese de granitóides.

Foram também reconhecidos pequenos aglomerados biotíticos milimétricos a centimétricos, de formato arredondado ou ovalado, e contorno mais e menos definido, com bordas regulares a irregulares, que poderão equivaler a *segregações* (Lacroix 1893, *apud* Didier 1973), ou a enclaves como os anteriores, neste caso quase totalmente assimilados pela massa ígnea.

Em uma única ocasião, constatou-se a presença de xenólito anguloso decimétrico da Fácies Rósea 1 englobado na Fácies Rósea 2 (ponto 236, Anexo A).

2.2.1.5 Pendentes do teto

No mapa geológico do Itaoca (Anexo B) encontra-se destacada, dentro da área plutônica, a presença de corpos constituídos por metassedimentos, com metabasitos subordinados. Dois desses corpos, situados próximos à borda da intrusão, separam-se das encaixantes apenas por granitóides penetrantes em fraturas (ou falhas) que encaixam os rios Ribeira e Palmital. Em todos esses corpos, são reconhecíveis litotipos que correspom a rochas e associações rochosas comuns nas encaixantes do maciço. Por outro lado, não há evidências de que essas unidades, expostas por centenas de metros a alguns quilômetros quadrados, tenham sido totalmente englobadas pela massa ígnea ascendente, muito embora reconheça-se, em pelo menos uma situação, na área Gorutuba, ao centro do batólito, o envolvimento de

massa considerável de metassedimentos por granitóides, que chegam a se mostrar, em parte, sobrepostos.

Pelos aspectos anteriores, esses corpos são aqui interpretados como pendentes do teto da intrusão, em vez de megaxenólitos.

Os litotipos constituintes desses pendentes são xistos, quartzitos, metarritmitos calciossilicáticos, metacalcários, mais e menos puros, e metabasitos, estes últimos correspondentes a intrusões gabróides, eminentemente concordantes, no pacote metassedimentar. Pela ação termal do contato granitóide, nota-se, em maior ou menor grau, sua evolução a xistos mosqueados, hornfels pelíticos, hornfels calciossilicáticos, mármores, hornfels básicos (Miyashiro 1975) e, ocasionalmente, escarnitos. Em Mello (1981) e Mello *et al.* (1981) o conjunto dessas rochas foi designado como Suíte Termometamórfica Pavão. Na ocasião, foram feitas distinções entre os vários pendentes do teto com base no predomínio de associações rochosas parcialmente distintas, descritas petrograficamente em detalhe. Como forma de maior objetividade, prefere-se aqui tratar esses conjuntos de modo genérico, e designá-los como Unidade Termometamórfica Indiferenciada.

Ens (1990), embora tenha estudado mais diretamente os escarnitos da área, constata que os pendentes de teto da parte central do batólito (norte da vila Itaoca) foram inicialmente afetados por metamorfismo de contato de caráter isoquímico, em temperatura superior a 650°C. Posteriormente, com a progressiva consolidação magmática e atingido o ponto de saturação de H_2O na massa ígnea, soluções aquosas teriam dado início a processos metassomáticos, que originariam os escarnitos da área. Disso também decorreria a formação de paragênese mineral retrógrada nos hornfels e mármores associados (*i.e.* muscovita poiquiloblástica nos xistos mosqueados e poiquiloblastos de tremolita e clinozoisita nos mármores).

Nas encaixantes, o termometamorfismo é denunciado quando representantes pelíticos mostram-se com textura mosqueada (*i.e.* poiquiloblastos de muscovita ou andaluzita, retrometamórficos em relação ao máximo da temperatura de contato) ou quando se observa recristalização acentuada de mármores. Tais características muitas vezes são indistintas e gradacionais ao aspecto das rochas afetadas apenas pelo metamorfismo regional. Esta é a razão pela qual não foi demarcada, em mapa, a auréola de contato na borda do maciço.

Como são sempre muito mal expostos, torna-se virtualmente impossível a caracterização estrutural dos corpos abatidos sobre a intrusão. Tentativas nesse sentido, aliadas à busca da ordenação estratigráfica interna desses pendentes do teto, feitas em Mello (1982b) e Mello (1984), a partir dos dados de superfície então disponíveis, carecem de revisão parcial. Apenas nos corpos submetidos à sondagem de subsuperfície torna-se viável análise estrutural mais confiável. Neste sentido, as estruturas mais comuns parecem ser dobras com amplitudes decamétricas a hectamétricas mais e menos fechadas a isoclinais, com mergulhos de camadas segundo ângulos maiores que 50°. No caso de alguns afloramentos isolados, puderam ser registradas feições de deformação intensa, denunciadas por dobras

intrafoliais, foliação plano-paralela ao bandamento composicional e transposição de camadas. Por outro lado, uma vez consideradas as direções gerais das camadas ou o bandamento composicional registrados nos vários pendentes de teto, parece claro que, na maioria das vezes, estes corpos foram afetados diferenciadamente pela ação mecânica de ascensão das fácies granitóides do batólito. Tomada a direção geral N 30-40° E das unidades encaixantes, a disposição dos litotipos daqueles corpos, mesmo em faixas marginais, a NNO e E-O, por exemplo, sugere rotação pronunciada, e própria, a cada um daqueles blocos.

2.2.1.6 Escarnitos

Pelo estudo do prolongamento nordeste do pendente do teto situado ao norte da vila Itaoca (área Gorutuba) e na Mina do Juca, ao sul, é que foi gerada a maior parte do conhecimento sobre os escarnitos do maciço, uma vez que nestes locais a prospecção evoluiu até a cubagem dos depósitos ali descobertos.

Na área Gorutuba (Figura 6) ocorre pendente com dimensões aproximadas de 600 m por 400 m, alongado de noroeste a sudeste, segundo a direção geral das camadas do pacote rochoso (N 20-25° O). Sua extensão, em profundidade, é superior a 200 m, como comprovado por sondagens de subsuperfície. Em Mello (1985), Mello *et al.* (1985) e Mello (1988) registra-se que este corpo é moldado segundo anticlinal ligeiramente assimétrico, com plano axial orientado segundo o a direção das camadas, e flancos que mergulham 60-70° para NE e 70-80° para SO. O núcleo dessa estrutura é constituído por quartzitos e muscovita-sillimanita hornfels, sendo flanqueado por mármores que, por sua vez, gradam a uma seqüência rítmica de hornfels calciossilicáticos e pelíticos.

Pela ação de contato dos granitóides circunvizinhos sobre os litotipos marmóreos deste corpo formaram-se escarnitos representativos de todos os demais reconhecidos no Maciço Itaoca.

Quando ocorre o contato direto entre granitóides e rochas marmóreas, desenvolvem-se escarnitos escuros (Elliot 1982), ou piroxênio-granadíferos (Smirnov 1982), denominados granada-piroxênio escarnitos por Ens (1990). Correspondem a rochas de aparência maciça e compacta (Foto 13), de cor verde-escuro a amarronzada, matriz fina a média, constituídas essencialmente por agregados granoblásticos de salita/ferrosalita e granadas (grossulária-andradita). Esses últimos minerais podem mostrar-se também como porfiroblastos dispersos na matriz piroxenítica. Os escarnitos constituem faixas decimétricas e métricas mais e menos contínuas, nos pontos de contato entre granitóides e mármores, avolumando-se sob a forma de bolsões interacamadados, métricos a decamétricos, nos mármores de sua origem (Foto 14). Correspondem aos corpos Gorutuba 2 e 3 (Figuras 6 e 7).

A esses escarnitos se associam tipos rochosos particulares. Um deles resulta da ambivalência do metassomatismo de contato, que se manifesta não só nos mármores, mas também nos granitóides adjacentes. A rocha ígnea, nesta situação, teve os máficos originais, biotita e hornblenda, substituídos por diopsídio, clinoanfibólios e epidoto, e se enriquece,

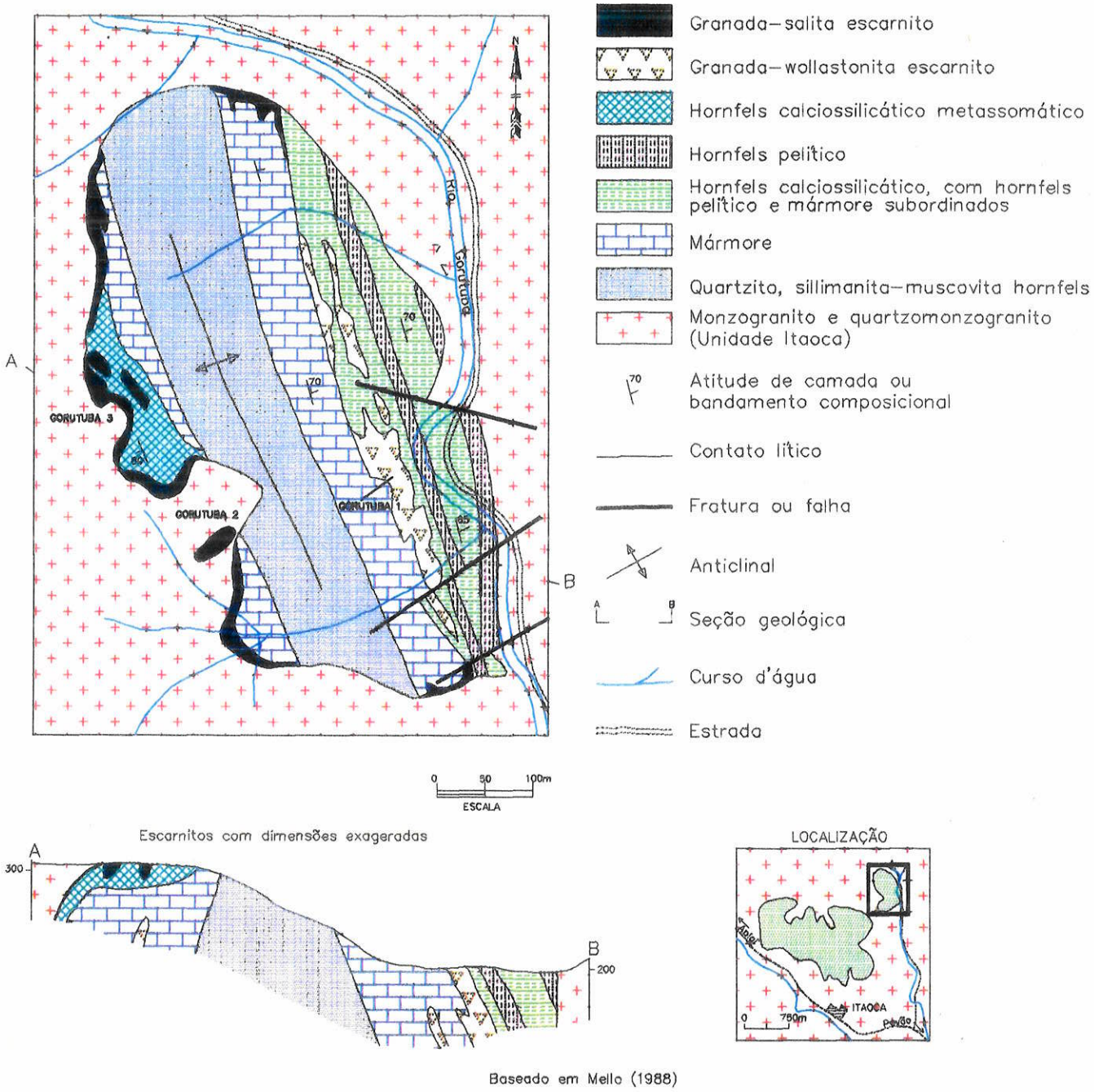


Figura 6 – Geologia da área Gorutuba.

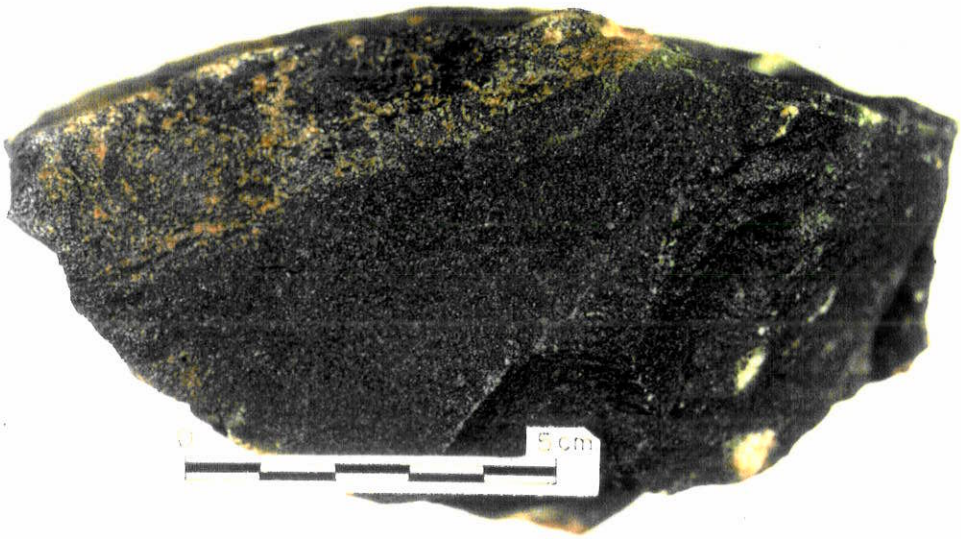


Foto 13 - Granada-salita escarnito (corpo gorutuba 3).

Foto 14
Afloramento do
corpo Gorutuba 3.

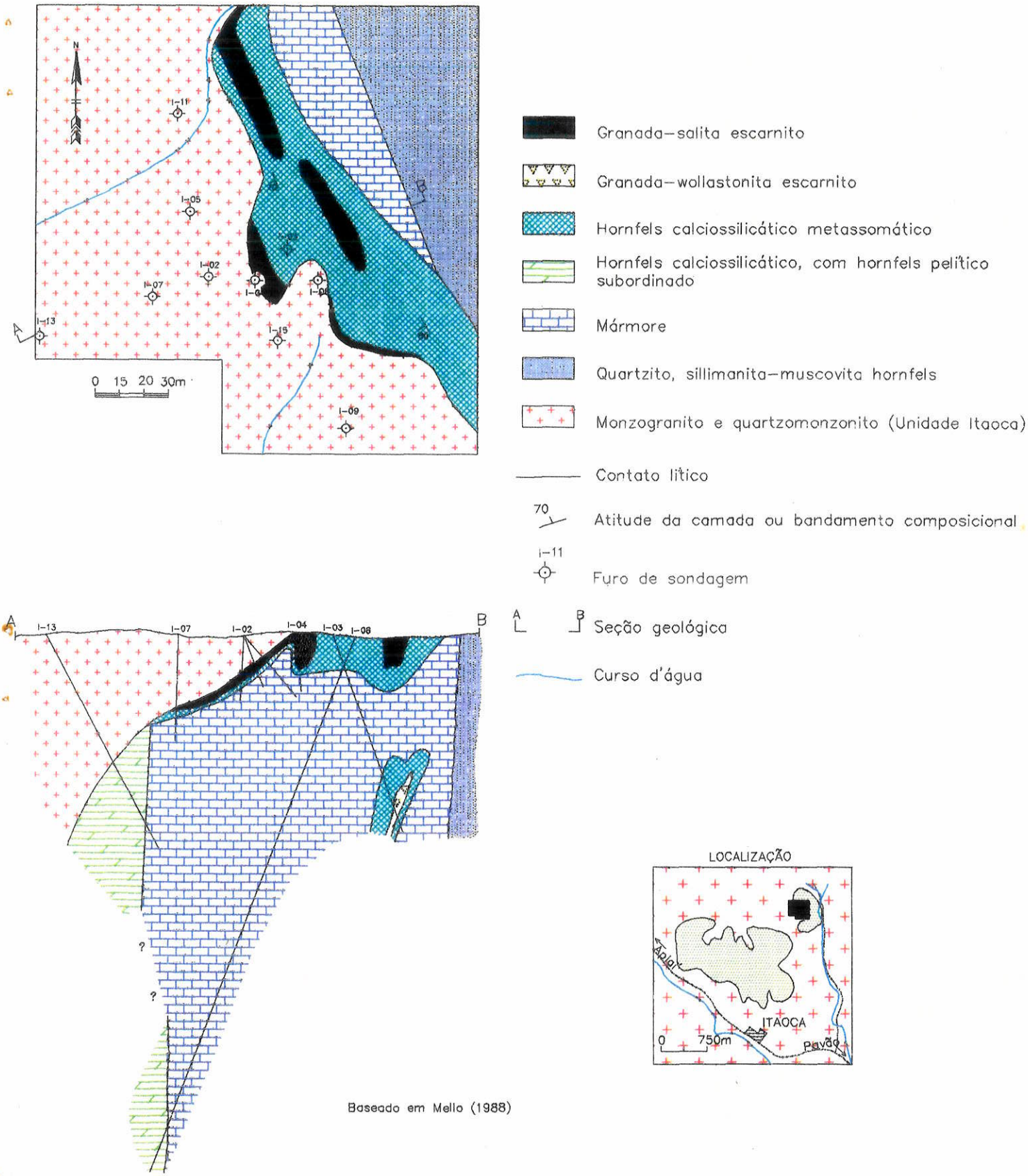


Figura 7 – Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do corpo escarnítico Gorutuba 3.

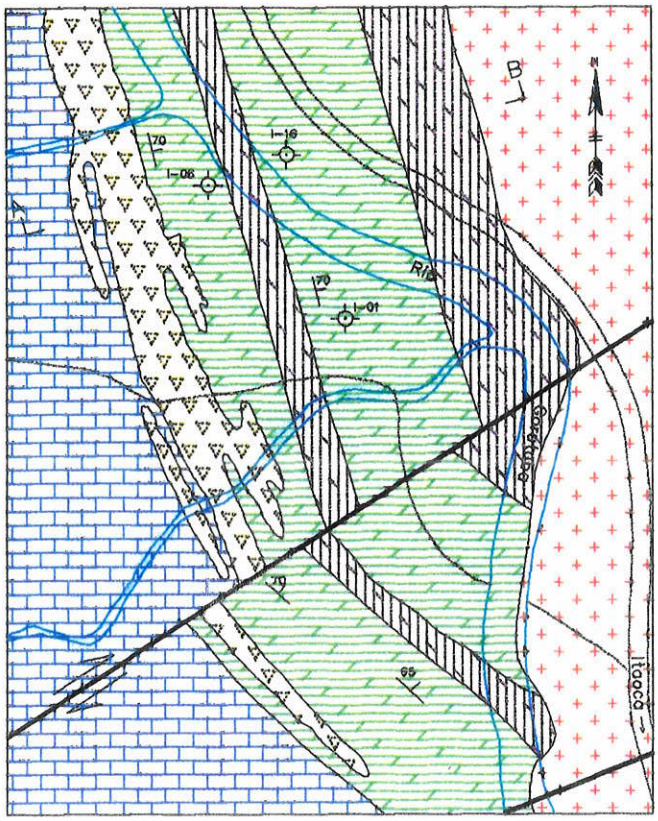
algumas vezes, em granadas. Ao mesmo tempo, a textura porfiróide da rocha tende a ser mudada para granoblástica. Estas características permitem classificá-las como endoescarnitos (Smirnov 1882). Por outro lado, entre os granada-piroxênio escarnitos e os mármores, desenvolvem-se rochas esverdeadas, de matriz fina granoblástica, constituídas por diopsídio (mais de 50%), granada, plagioclásio, epidoto e quartzo. Distinguem-se dos escarnitos por sua cor mais clara e menor densidade, devendo ser entendidas como autênticos halos periféricos a esses corpos, registradores de ação metassomática mais branda, portanto intermediários e de gradação entre escarnitos e mármores. Por suas características, em Mello (1985), Mello *et al.* (1985) e Mello (1988) essas rochas foram designadas como hornfels calciossilicáticos metassomáticos, e assim distinguidas dos demais hornfels calciossilicáticos do pendente do teto.

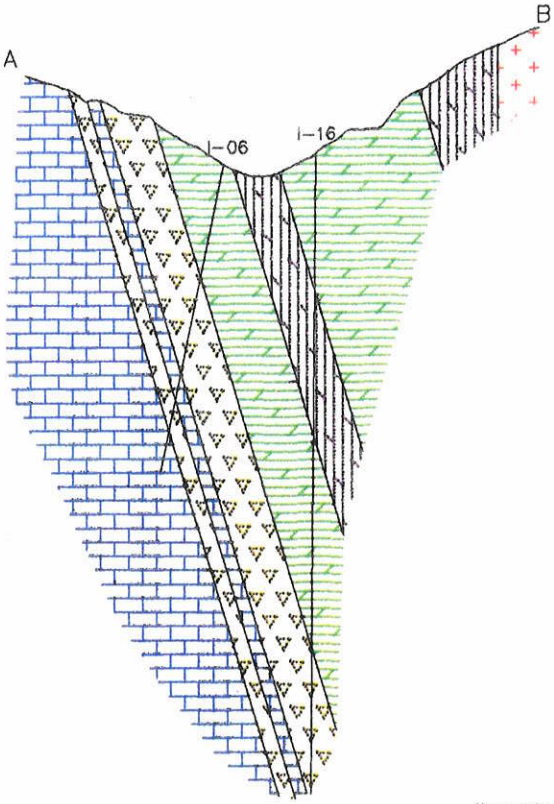
Já os corpos metassomáticos formados a maiores distâncias dos granitóides configuram-se como escarnitos claros (Elliot 1982.) ou wollastonita-granadíferos (Smirnov 1982.), tendo sido designados como granada-wollastonita escarnitos por Ens (1990). Esses escarnitos constituem o corpo Gorutuba 1 (Figuras 6 e 8), com cerca de 200 m de comprimento e espessura média de 8 m, e que se estende a profundidades maiores que 150 m, conforme atestam as sondagem realizadas naquele local (Mello 1985, Mello 1988). São rochas com cor predominante cinza-esverdeada clara, com bandamento centimétrico talvez decorrente de zoneamento composicional preexistente nos mármores (Foto 15). Nestas rochas, intercalam-se níveis ou bolsões amarronzados de granadas aluminosas com níveis de vesuvianita, diopsídio e wollastonita. Nelas, é freqüente o desenvolvimento de porfiroblastos e bolsões maciços de granada, além de associação mineral tardia, concentrada em fraturas, reunindo calcita, quartzo, apofilita e prehnita (Foto 16)

Um outro corpo de escarnito, situado a sudoeste da vila Itaoca, é conhecido como Mina do Juca (Anexo B), à medida que, décadas atrás, o minério que ali aflorava foi submetido à cata manual.

A sondagem da Mina do Juca evidenciou que a ocorrência se assenta em pendente do teto constituído por hornfels calciossilicáticos e mármores (Figura 9), com dimensões aproximadas de 100 m por 80 m, e que se estende até a profundidade de 30 m. O escarnito impresso na fração marmórea é do tipo granada-wollastonita, semelhante ao Gorutuba 1 (Foto 17), e se mantém uniforme até o contato com os granitóides subjacentes (Fácies Cinza 1). O bandamento composicional está orientado a aproximadamente E-O, mostrando-se verticalizado.

Ens (1990) calcula que nos granada-piroxênio escarnitos tipo Gorutuba 2 e Gorutuba 3, os elementos introduzidos foram essencialmente Fe, Mg e Si, ao mesmo tempo em que os granitóides contaminavam-se em Ca, ocorrendo esses processos em temperaturas próximas aos 600 °C, pressão da ordem de 2 kbar, $XCO_2 \geq$ a 0,5, e condições inicialmente redutoras. Já os granada-wollastonita escarnitos tipo Gorutuba 1 e Mina do Juca seriam formados por fluidos empobrecidos em Fe, e enriquecidos em Al e Si, a percolarem os





Baseado em Mello (1988)

Granada-wollastonita escarnito

Hornfels calciossilicático, com hornfels pelítico e mármore subordinado

Hornfels pelítico

Mármore

Monzogranitos e quartzomonzogranitos (Unidade Itaoca)

Contato Lítico

70 Atitude de camada ou bandamento composicional

Fratura

Falha

Furo de Sondagem

A B Seção geológica

Curso d'água

Estrada e caminho

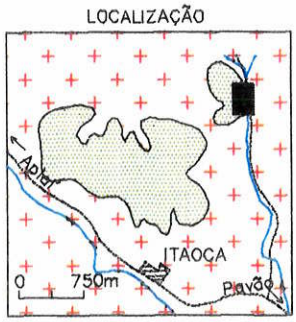


Figura 8 – Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do corpo escarnítico Gorutuba 1.

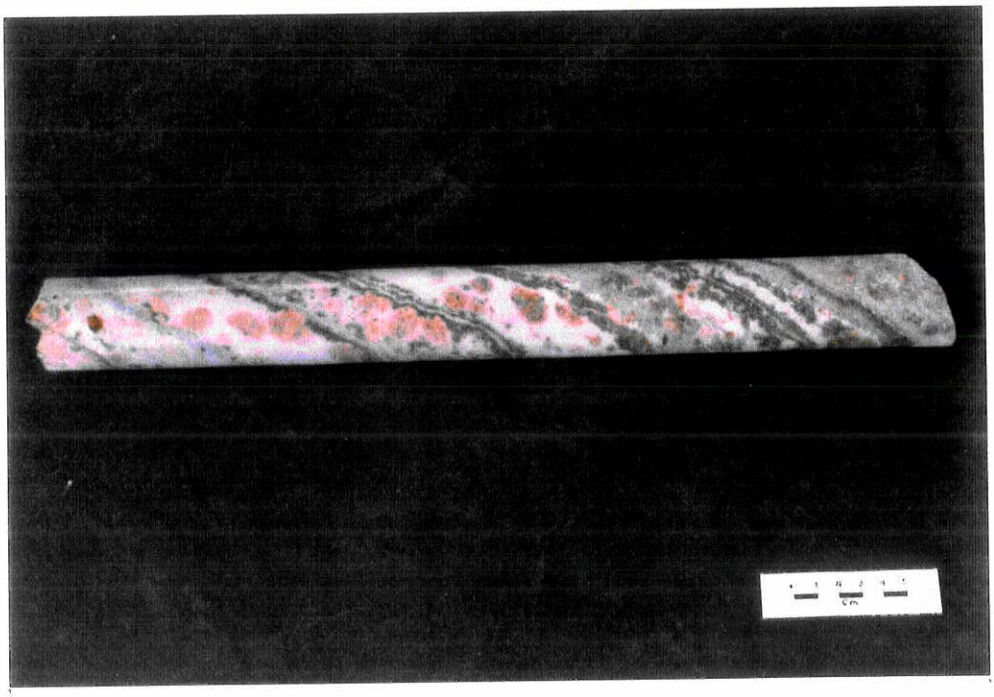
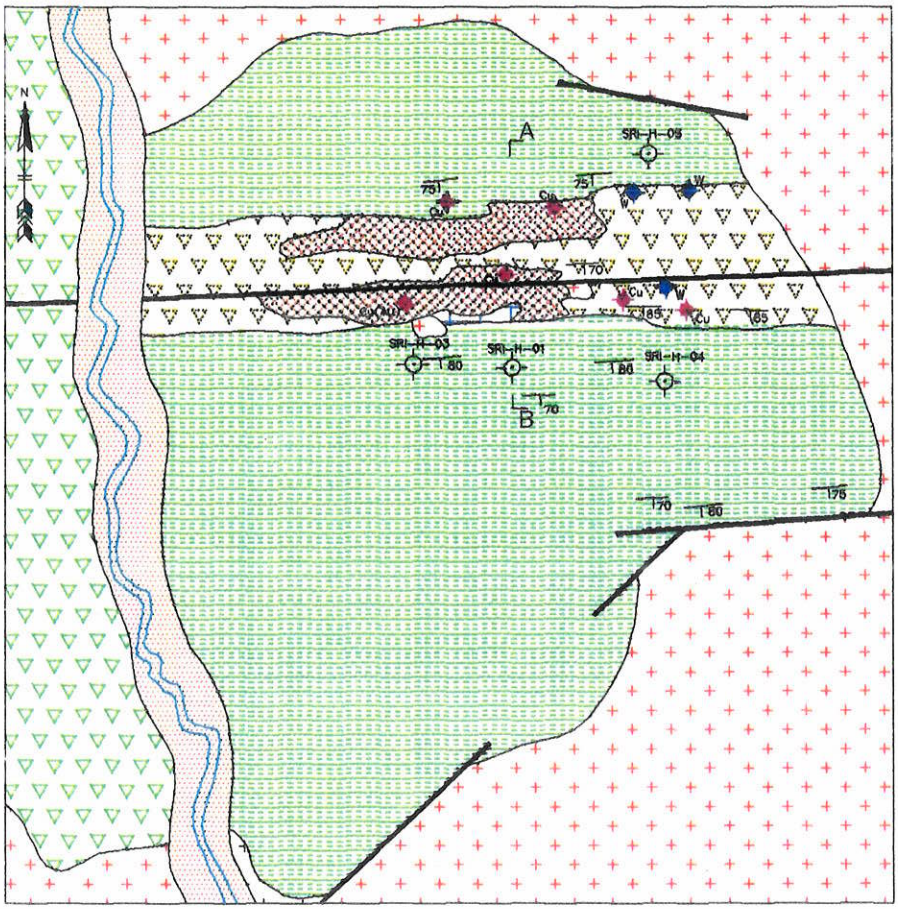
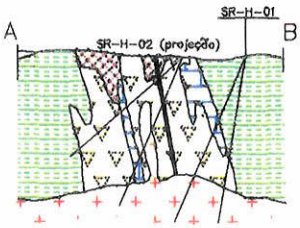


Foto 15 - Granada-wollastonita escarnito (corpo Gorutuba 1).

Foto 16
Afloramento do
corpo Gorutuba 1.





Aluvião

Granada–wollastonita escarnito

Granada escarnito

Mármore

Hornfels calciossilicático

Hornfels básico

Monzogranito e quartzomonzogranitos (Unidade Itaoca)

Contato lítico

Fratura ou falha

Atitude de camada ou bandamento composicional

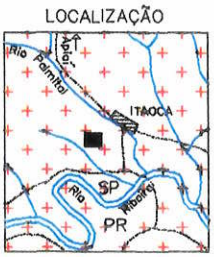
Furo de sondagem

Seção geológica

Mineralização de tungstênio

Mineralização de cobre (e ouro)

Córrego



Modificado de Mello (1986)

Figura 9 – Mapa geológico de detalhe e perfil geológico do escarnito da Mina do Juca.

Foto 17 - Afloramento de granada-wollastonita escarnito da Mina do Juca.

mármores locais a temperaturas mais baixas, entre 550 °C e 450 °C, sob condições predominantemente oxidantes.

Pode ser suposto que que o modelo de formação seqüenciada para os dois tipos de escarnitos tenha sido influenciada pela formulação de Mello (1988) quanto a relação espacial entre eles. Neste último modelo, apenas empírico, imaginava-se que nos pontos de contato direto entre granitóides e mármores sempre se formariam escarnitos do tipo granada-salita. Mais distantes do contato, estariam os granada-wollastonita escarnitos. Desse modo, podia ser previsto que nas raízes de escarnitos do tipo Gorutuba 1, estariam presentes escarnitos como os Gorutuba 2 e 3.

No entanto, a seqüência dos trabalhos de sondagem, em pontos distintos do Itaoca, revelou a continuidade de escarnitos wollastoníticos até o contato mármores-granitóides, em várias situações no maciço.

Assim, acredita-se que a formação dos dois tipos de escarnitos tenha ocorrido ao mesmo tempo e na mesma faixa de temperatura. Neste caso, o condicionador da formação de um tipo e outro seria apenas a natureza dos fluidos metassomáticos, predominando soluções silicosas ferromagnesianas, no caso dos granada-salita escarnitos, e soluções silicosas alumomagnesianas, no caso dos granada-wollastonita escarnitos.

2.2.1.7 Aspectos estruturais

O Itaoca se situa entre o Lineamento Quarenta Oitava, a noroeste, e o Lineamento Ribeira, a sul (Anexo B). Quanto à primeira, embora JICA (1983) a registre apenas como condicionante de rejeitos verticais envolvendo rochas do Grupo Açungui (Subgrupo Lajeado) e os Xistos Apiaí, Bistrichi *et al.* (1985), analisando seu prolongamento, a nordeste, a apontam como importante zona de transcorrência, com efeitos deformacionais, predominantemente dúcteis, impressos ao longo de centenas de metros nas faixas adjacentes ao cisalhamento. O Lineamento Ribeira é tradicionalmente reconhecido como uma das grandes feições de transcorrência tectônica presentes na faixa considerada. Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991) a indicam como responsável por deslocamentos horizontais dextrais, ao final do Proterozóico, da ordem de 40 a 50 km. Não estão mapeados, no entanto, nos limites da Folha Apiaí, os efeitos e os limites das feições deformacionais, essencialmente dúcteis, impressas por essa falha nas unidades metassedimentares. Outros falhamentos importantes, registrados na vizinhança do batólito, correspondem às falhas Palmital, ao norte, e Figueira, a sudeste. A esta última, que parece associada ao Lineamento Ribeira, JICA (1983) atribui caráter de empurrão, sendo que Pires (1990) a aponta como tendo comportamento dúctil-rúptil.

Podem ser identificados, no batólito, fraturamentos que alojam a maioria dos corpos filonares do maciço. Apresentam-se com mergulhos muito variáveis, entre 35° e 90°, e estão concentrados nas direções N 30-40° E, N 10-20° E, N 10-25° O, N 45-55° O e N 60-70° O, na Unidade Itaoca, e N 80-90° E, N 25-40° E, N 0-10° E, N 30-35° O, na Unidade Saltinho.

Por sua vez, nas bordas sudoeste e sul do Itaoca (Anexo B), verifica-se a existência de falhas menores, denunciadas por lineamentos fotogeológicos e por feições deformacionais dúcteis-rúpteis (cataclasitos, foliação milonítica em granitóides, *boudinage*), observadas em alguns afloramentos de campo, em que se mostram com baixo ângulo, entre 30° e 40°.

Na área interna do maciço ocorrem também zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de médio a alto ângulo, responsáveis pelo desenvolvimento de brechas cataclásticas, granitóides protocataclásticos e miloníticos, esses últimos similares em aspecto às rochas da Unidade Milonítica. Tais rochas, por vezes, estão submetidas a intensos processos de alteração hidrotermal (feldspatização, silicificação, turmalinização, argilização e saussuritização). Em algumas das zonas de cisalhamento, a disposição de estrias, em planos de descontinuidade rochosa, sugere terem ocorrido rejeitos com componentes verticais.

Na Unidade Milonítica, a deformação é nitidamente mais intensa a sudoeste e a sul, em coincidência com o estreitamento da área granitóide deformada. Nesses trechos são mais comuns granitóides milonito-gnáissicos boudinados e granitóides blastomiloníticos. Para leste, tendem a predominar granitóides miloníticos e protomiloníticos, associados a rochas suborientadas ou mesmo isótropas. Todos esses litotipos podem apresentar sinais, mais e menos pronunciados, de alterações hidrotermais (feldspatização, silicificação). Nessa faixa, são comuns "farrapos" metassedimentares, com espessuras métricas a decamétricas, quase sempre de xistos e quartzitos intensamente deformados, intercalados tectonicamente aos granitóides miloníticos adjacentes. A eles corresponderá, certamente, a maioria das ocorrências xistoquartzíticas registradas como corpos subordinados na parte sul do batólito.

Por outro lado, como registrado quando da descrição das fácies granitóides do maciço, todas elas mostram-se, localizadamente, pouco orientadas, mesmo que aparentemente dissociadas de zonas de cisalhamento. A esta altura, não há observação suficiente e estudos estruturais específicos que apontem com clareza a natureza dessas feições, sendo possível que resultem de fluxo magmático, durante a instalação do batólito, ou correspondam à foliação superimposta pela tectônica regional.

À medida que a deformação mais marcante no Itaoca restringe-se à sua borda sul, parece claro que está relacionada à ação de transcorrência do Lineamento Ribeira e feições cisalhantes associadas, em evento posterior à constituição do batólito. A deformação equivalente, que neste caso estará necessariamente impressa nos metassedimentos encaixantes, não se encontra registrada nos mapeamentos disponíveis dessas unidades. No presente estudo, não houve a preocupação de delimitar a faixa milonítica nas encaixantes correspondente àquela demarcada no domínio ígneo. De qualquer modo, as feições de deformação dúctil-rúptil observadas em trechos sondados dos metacalcários da borda sudeste do Itaoca (Mello 1988), colocados em mapa como foliação milonítica, corresponderão certamente ao aludido cisalhamento.

Pode-se admitir ainda que ação do Lineamento Ribeira seja muito mais determinante para a relação de contato entre parte das encaixantes da borda sul-sudeste do Itaoca do que

transparece pelos mapas regionais disponíveis. Neste sentido, seriam eminentemente tectônicos os contatos registrados naquela área entre a Formação Mina de Furnas e a Formação Betari, de modo análogo ao que ocorre entre a primeira dessas unidade e a Formação Iporanga (Falha Figueira), o que configuraria um sistema de *falhas em leque* associadas à transcorrência Ribeira. Do mesmo modo, parte das antiformas e sinformas registradas naquela faixa poderia igualmente decorrer da dinâmica assinalada.

CAPÍTULO 3 - OCORRÊNCIAS MINERAIS

Serão enfocadas, neste capítulo, as ocorrências minerais do Itaoca consideradas diretamente relacionadas com o maciço. Isso exclui da abordagem as mineralizações epigenéticas de chumbo (e associados) e de fluoritas diagenéticas existentes nos horizontes metacalcários da borda da intrusão, cuja origem decorre da natureza e evolução do Subgrupo Lajeado.

Dentro da área plutônica, há mineralizações diversas, variáveis desde indícios pontuais de sulfetos metálicos a depósitos já cubados de wollastonita e wolfrâmio. Desse conjunto de ocorrências, as principais foram registradas no mapa geológico do maciço (Anexo B).

3.1 MINERALIZAÇÕES EM FRATURAS E ZONAS DE CISALHAMENTO

Em veios de quartzo alojados em fraturas e em vários pontos das zonas de cisalhamento identificadas no batólito ocorrem mineralizações de sulfetos que, de modo geral, correspondem a pequenas disseminações localizadas de pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita e galena, associados ou não (Foto 18). Há exceções, no entanto, que merecem registro particular.

Quanto a isto, em alguns dos filões constituídos por brechas turmaliníticas (Capítulo 2, Item 2.2.1.3), na Unidade Saltinho (ver ocorrências de cobre registradas em falhas e zonas de cisalhamento, no Anexo B), ocorrem disseminações hidrotermais de calcopirita e pirita que conferem àqueles cataclasitos teores de cobre de até 0,1% (Mello 1981, Mello *et al.* 1981).

Por outro lado, em um ponto da zona de cisalhamento em que a Unidade Itaoca secciona o pendente do teto situado ao norte da vila Itaoca, no centro do batólito (por questão de escala assinalado apenas como ocorrência de cobre, no mapa geológico da área), aflora granitóide-gnáissico blastomilonítico com expressivo conteúdo de calcopirita, bornita e pirita, na forma de disseminações e níveis maciços dispostos segundo a foliação da rocha (Foto 19). Teores de cobre, neste caso, variam, ao longo de alguns metros da rocha, entre 0,2% e 0,4% (Mello 1982a).

Já na zona de cisalhamento do Bairro Pavão, ocorrem mineralizações de fluorita instaladas em granitóides miloníticos, veios de quartzo e bolsões de *greisens* (Mello 1984, Mello 1988). No geral, a mineralização corresponde a disseminações de fluorita roxa, amarela ou branca, que conferem àquelas rochas teores de até 4% de CaF_2. Menos comuns, ocorrem ainda, nesses *greisens*, agregados centimétricos a decimétricos maciços com mais de 80% de fluorita roxa.

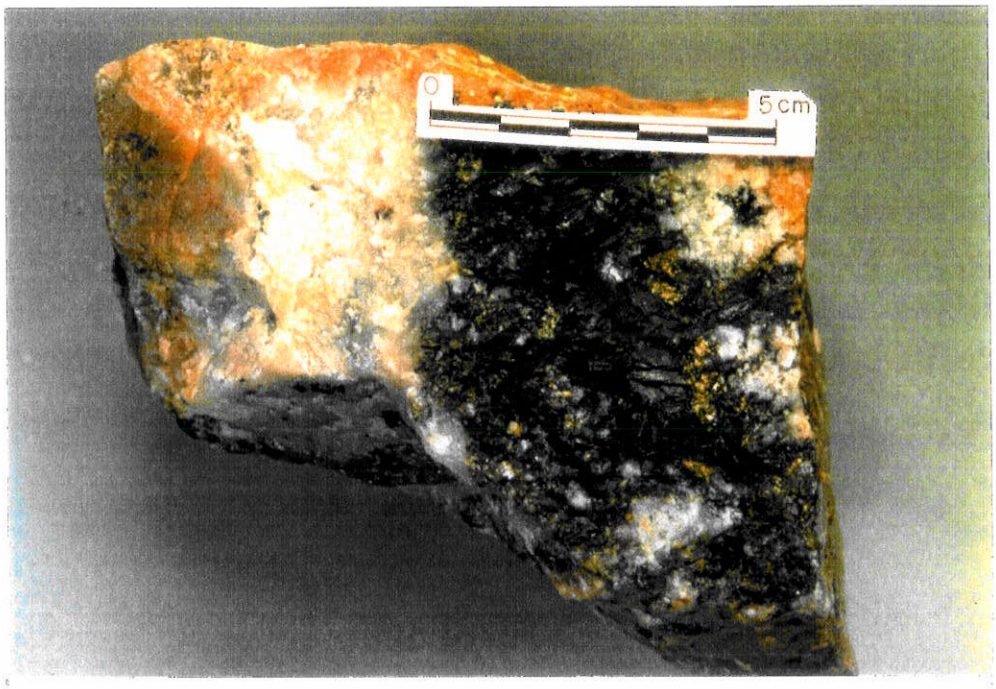


Foto 18 - Calcopirita (amarela) e galena (cinza-escuro), em veio de quartzo, na Fácies Rósea 2.

Foto 19 - Sulfetos (calcopirita, bornita e pirita) em granitóide milonítico da Fácies Cinza 1.

3.2 MINERALIZAÇÕES EM GRANITÓIDES

Apenas na Fácies Cinza 3 ocorrem mineralizações mais significativas. Correspondem aos sulfetos já mencionados na descrição petrográfica desses granitóides (Capítulo 2, Item 2.2.1.1). Neste caso, disseminações de pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita, marcassita e covelita, e *filmes* destes minerais, nas fraturas da rocha, lhes conferem teores pontuais de até 300 ppm de cobre e 0,1% de MoO_3. Saliente-se, no entanto, a relação da fácies com uma zona de cisalhamento do batólito, condicionante do metassomatismo formador daqueles litotipos. Esta mesma feição tectônica deverá ter balizado a ação hidrotermal responsável pela constituição das mineralizações presentes, em época tardia, porém não dissociada, do processo metassomático.

3.3 MINERALIZAÇÕES EM ESCARNITOS

As ocorrências minerais associadas aos escarnitos do Itaoca são, normalmente, de wollastonita, wolfrâmio e molibdênio. Apenas no caso específico da Mina do Juca (Capítulo 2, Item 2.2.1.6), verifica-se a associação dessas mineralizações com cobre e ouro.

As mineralizações de maior porte se referem a concentrações de wollastonita e wolfrâmio/molibdênio (scheelita-powellita).

Como indica Edwards (1954), a powellita ($CaMoO_4$) tende a substituir isomorficamente a scheelita ($CaWO_4$) em jazimentos de metamorfismo de contato térmico, ocorendo na forma de lamelas microscópicas dentro deste último mineral. Sua presença é indicada pela mudança da cor branco-azulada, própria da scheelita à luz ultravioleta, a cores amareladas, o que predomina nas mineralizações de wolfrâmio locais.

Na área Gorutuba, a exemplo de todo o maciço, há nítida dissociação entre os tipos das mineralizações escarníticas mais importantes. Assim, o conteúdo de scheelita-powellita está concentrado nos granada-salita escarnitos dos corpos Gorutuba 2 e 3, enquanto que a ocorrência de wollastonita se restringe aos granada-wollastonita escarnitos do Gorutuba 1.

Mineralizações de scheelita-powellita correspondem a agregados de minerais cinzentos que ocorrem de duas maneiras: ora se mostram como finas disseminações de minerais submilimétricos, dispersos na matriz dos escarnitos salíticos (Foto 20), ora se apresentam como agregados submilimétricos a subcentimétricos, concentrados nos níveis granadíferos ou nas fraturas dessas rochas. A mineralização mais grossa (relativamente mais tardia ?) pode ser igualmente observada em endoescarnitos epidosíticos (Foto 21). Nos escarnitos wollastoníticos, a mineralização, muito mais rara, se traduz por disseminações erráticas de scheelita-powellita cinza, submilimétrica a milimétrica, aparentemente com tendência a se concentrar em níveis filonares (fraturas, níveis granadíferos).

Por sua vez, a mineralização de wollastonita equivale a agregados fibro-radiais milimétricos ou acículas submilimétricas a milimétricas distribuídos nos trechos não-granadíferos dos granada-wollastonita escarnitos, onde alcançam teores médios de 45%.

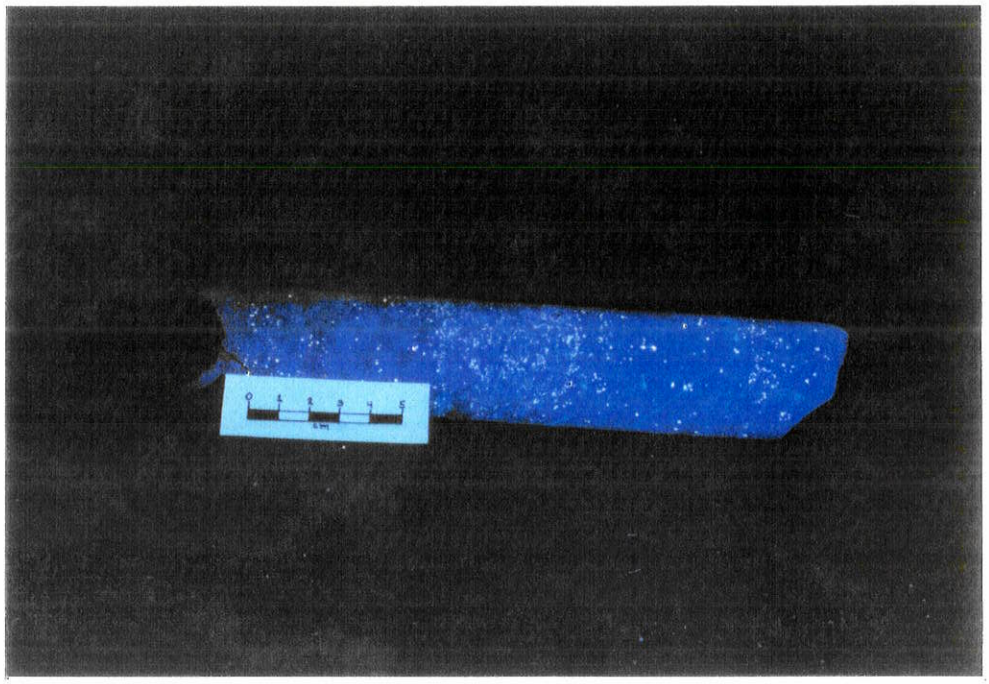


Foto 20 - Mineralização de scheelita-powellita (pontos amarelados), em testemunho de sondagem do Gorutuba 3 (luz ultravioleta).

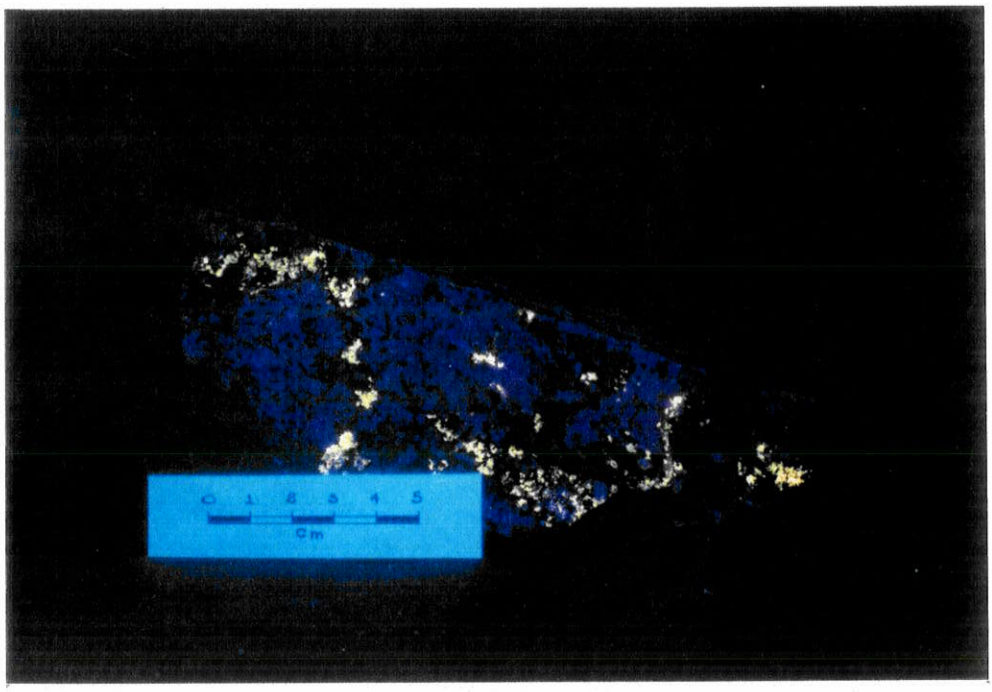


Foto 21 - Mineralização de scheelita-powellita (pontos amarelados) em endoescarnito vizinho ao Gorutuba 3 (luz ultravioleta).

Nos granada-piroxênio escarnitos e, mais raramente, nos endoescarnitos e hornfels calciossilicáticos metassomáticos, registram-se teores de menos de 0,1% a mais de 2% de WO_3 (Mello 1988). Nos granada-wollastonita escarnitos, esses teores decrescem para menos de 0,03% a 0,05% de WO_3 na rocha total, muito embora, em situações bastante incomuns, possam chegar a até 0,9% de WO_3. Teores de molibdênio podem ser desconsiderados nesse segundo caso, aumentando para até 50% dos teores de WO_3 verificados nos granada-salita escarnitos e hornfels calciossilicáticos metassomáticos. Nestas últimas rochas, em particular, os teores de molibdênio decorrem da própria scheelita-powellita e de mineralizações relativamente comuns de molibdenita.

Nos granada-salita escarnitos, podem ser também obsevadas raras disseminações de sulfetos metálicos (calcopirita, pirita, pirrotita, ± esfalerita), em zonas de cisalhamento, que chegam a conferir a estas rochas teores localizados de até 11% de Cu (Mello 1988), sem expresssão volumétrica.

Na faixa dos corpos Gorutuba 2 e 3 estão estabelecidas reservas medidas de 115 000 t de minério wolfrâmico, com teor médio de 0,3% de WO_3. Por sua vez, a reserva medida de rochas enriquecidas em wollastonita no Gorutuba 1, cubada apenas até à profundidade de 140 m, equivale a cerca de 800 000 t, com 400 000 t contidas do mineral (Mello 1988).

De modo em parte distinto da área Gorutuba, na Mina do Juca, além dos granada-wollastonita comuns, ocorrem também bolsões enriquecidos (wollastonita 2 ?), com teores do mineral de até 80 % (os teores médios são da ordem de 55 %). Estes bolsões são constituídos por agregados milimétricos a centimétricos, cinzento-esbranquiçados, de wollastonita fibrorradial associada à granada e à vesuvianita (Foto 22).

Foram cubados na Mina do Juca cerca de 50 000 t do minério wollastonítico enriquecido e cerca de 50 000 t de escarnito do tipo Gorutuba 1.

Por sua vez, o conteúdo metálico deste corpo está esgotado, como demonstrou a sondagem da área. As mineralizações metálicas estiveram contidas em bolsões de escarnitos granadíferos que afloravam e foram quase que totalmente retirados. Restos de minério (Foto 23) exibem dsseminações variadas (calcopirita, bornita, malaquita, azurita, pirita, ± scheelita-powellita, ± molibdenita, ± ouro) concentrados em rochas granadíferas. Trata-se de mineralizações únicas no Maciço Itaoca, e afloram vizinhas à ocorrência da Fácies Cinza 3.

Neste caso, registram-se teores localizados, em trechos centimétricos do escarnito, de até 4% de Cu e 11 ppm de Au. Em média, no entanto, estes teores são da ordem de 0,2% a 0,4% de Cu e menos de 2 ppm de Au. O ouro é, em geral, detectado apenas em análises químicas, devendo estar contido na estrutura dos sulfetos. Pode, no entanto, ser também visto na forma livre, na rocha submetida à alteração supérgena intensa.

Ocorrem ainda diques de granitóides metassomatizados (endoescarnitos) cortando o escarnito wollastonítico. Nestes diques, foram registrados teores pontuais de 0,6% a 1,1% de

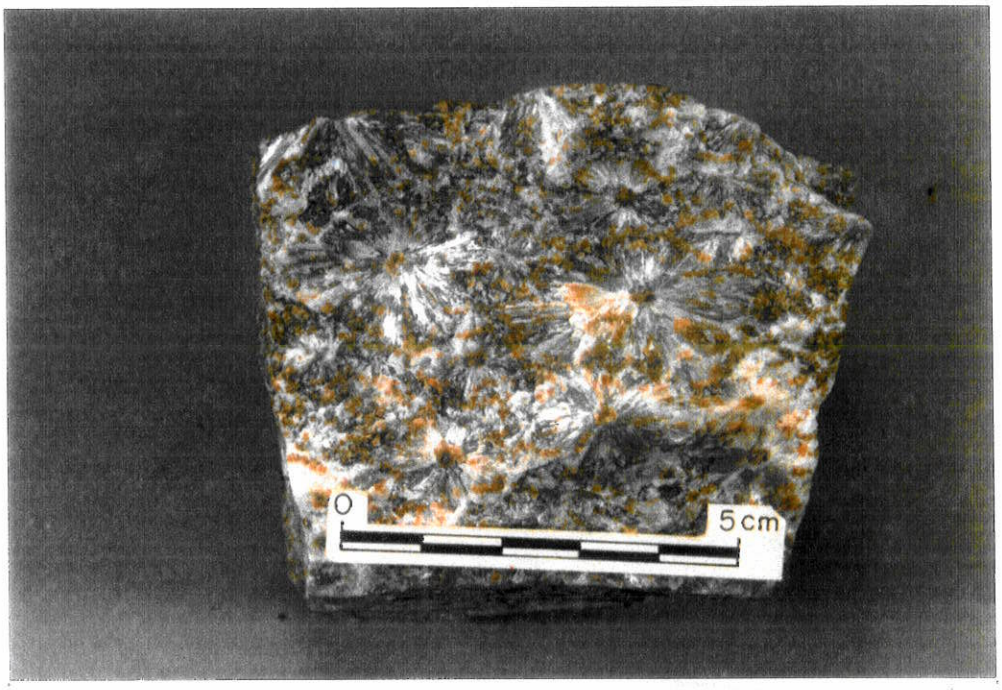


Foto 22 - Wollastonita maciça (fibrorradiada) da Mina do Juca.

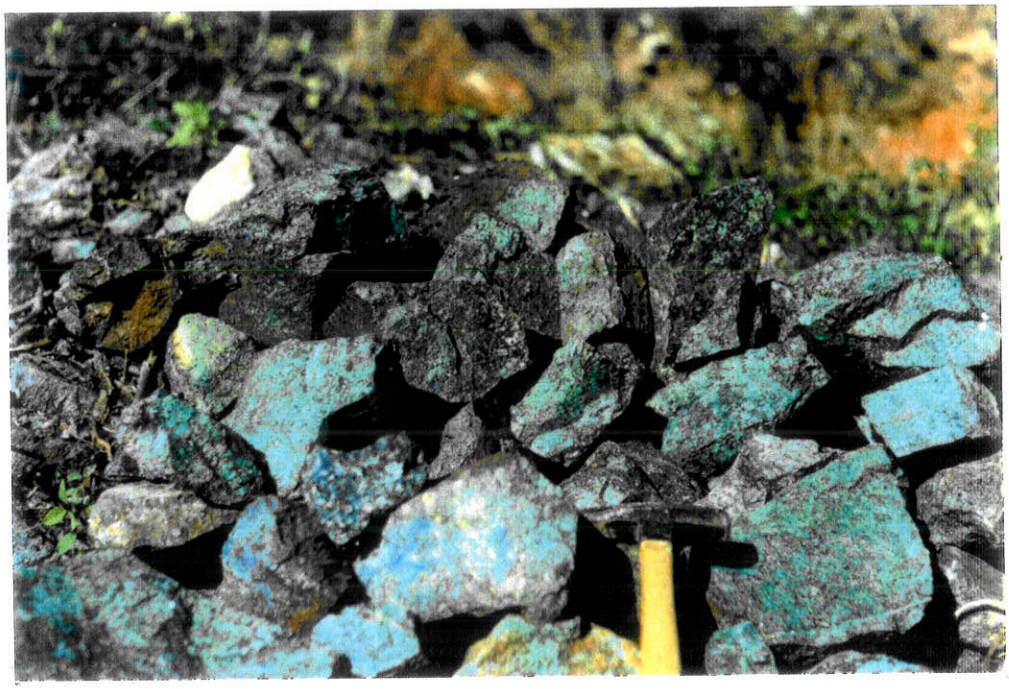


Foto 23 - Minerais secundários de cobre (malaquita e azurita) em granada escarnito da Mina do Juca.

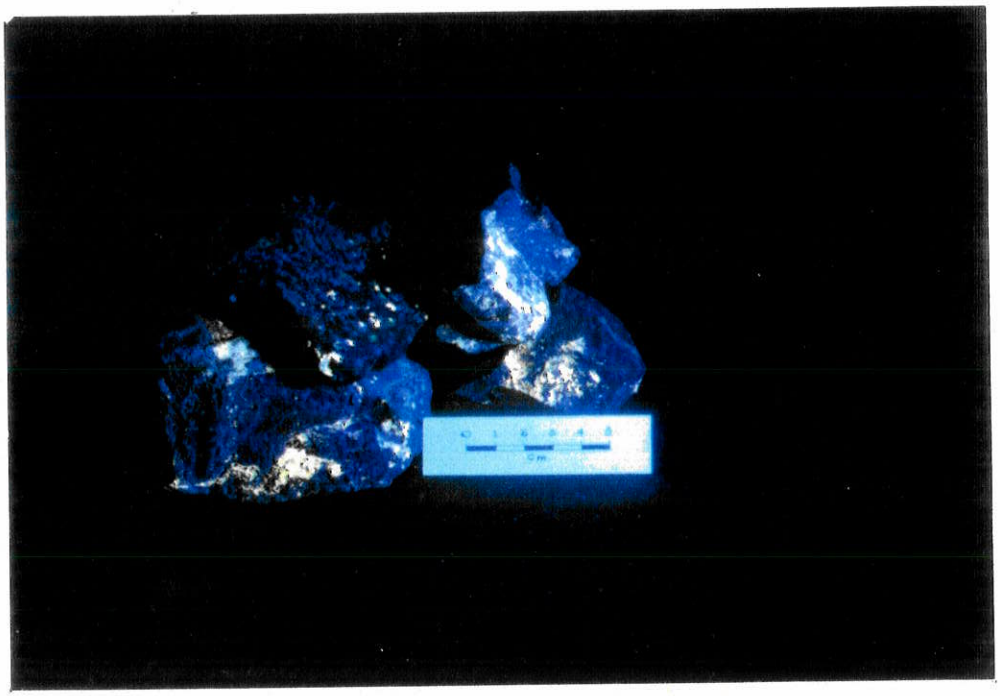


Foto 24 - Mineralização de scheelita-poweelita (esbranquiçada) na Mina do Juca (luz ultravioleta).

WO_3 0,2% a 0,5% de MoO_3 (Mello 1986), resultantes da presença de scheelita-powellita e molibdenita (Foto 24).

3.3.1 Microscopia de Opacos e Semi-Opacos

Foram estudadas seções polidas das mineralizações metálicas observadas em testemunhos de sondagem da área Gorutuba e amostras de superfície coletadas na Mina do Juca. Os resultados mais importantes desse estudo encontram-se resumidos no Quadro 5.

3.3.2 Seqüência de Formação dos Escarnitos e Mineralizações Associadas

No Quadro 6 é mostrado diagrama paragenético para os escarnitos do Itaoca. Baseia-se no modo de ocorrência desses corpos e suas mineralizações, na análise integrada das observações em seções polidas aqui feitas e na evolução paragenética e intervalos de temperatura estabelecidos por Ens (1990) para formação e alteração retrógrada desses escarnitos, parcialmente reinterpretados. São também considerados os intervalos de temperaturas registrados por Edwards (1954) para manifestação de processos hidrotermais e formação de alguns minerais tomados como índices (caso da bornita, que se formaria apenas a menos de 500 °C e a calcocita, a menos que 250 °C). Nesse sentido, foi ainda levada em conta uma indicação de Randhor (1976), que aponta a associação calcocita azul, covelita, bornita e calcopirita como hidrotermal hipogênica, e estável a cerca de 80 °C.

Considerado o arrazoado anterior, os escarnitos do Itaoca e suas mineralizações parecem ter-se desenvolvido após três estágios: o primeiro, aqui designado ígneo (acima dos 650 °C), corresponderia a uma etapa precursora à constituição daqueles corpos, equivalendo a metamorfismo isoquímico, com desenvolvimento de hornfels e recristalização marmórea, no contato granitóides-encaixantes metassedimentares; a seguir, num estágio metassomático (650 °C a 450 °C), haveria a formação dos escarnitos, suas mineralizações de wollastonita e scheelita-powellita, hornfels metassomáticos e o retrometamorfismo dos hornfels e mármores associados; finalmente, em um estágio de alteração hidrotermal (em temperaturas menores que 450 °C), ocorreria a formação de veios com minerais tardios (*i. e.* quartzo, calcita), o retrometamosfismo dos escarnitos, com o aparecimento (discreto) de minerais silicáticos hidratados (*i. e.* apofilita, prehnita), e a constituição sucesssiva das principais fases minerais sulfetadas (algumas com ouro em sua estrutura cristalina). Ainda neste estágio, em temperaturas mais brandas (menores que 80 °C), ocorreriam alterações supergênicas, com formação de alguns sulfetos (pirita, marcassita), alguns minerais característicos (*i. e.* azurita e malaquita) e liberação de ouro.

Amostra	Tipo de Rocha	Localização	MineraisMetálicos Principais	Características Microscópicas
ITM-01	Granada-salita escarnito (cataclástico)	Furo I-11 (Figura 7)	Calcopirita, pirita, pirrotita, e esfalerita	**Calcopirita (25%)** - massa amarelo-esverdeada de cimentação aos demais opacos e à ganga. Inclui ou substitui pirita, pirrotita e esfalerita. **Pirita (15%)** - cristais idiomórficos ou hipidiomórficos amarelo-claro, com 0,2 a 1,2 mm de diâmetro. Forma agregados com até 6 mm, eventualmente corroídos. "Cáries" são preenchidas por calcopirita, pirita ou esfalerita (Foto 25). **Pirrotita (10%)** - masssas xenomórficas de cor creme -claro, com contornos abaulados e tamanhos bastante variados (0,09 - 2 mm). Por vezes bordeja cristais de pirita, eventualmente corroendo-os. Ocasionalmente possui inclusões prismáticas hipidiomórficas, menores que 0,1 mm, de mineral amrelo-claro (pirita ?, melonita ?), não identificadas. **Esfalerita (traços)** - agregados xenomórficos cinzentos menores que 1 mm,. exibe "cáries" preenchidas por pirrotita e calcopirita (Foto 26). **Ganga (50%)** - material cinza-escuro (granada-salita)cimentado por sulfetos, nos quais também pode estar incluso (fragmentos menores que 0,5 mm).
ITM -02	Granada-salita escarnito (cataclástico)	Furo I-05 (Figura 7)	Pirrotita, arsenopirita, pirita e esfalerita	**Pirrotita (25%)** - cristais ou agregados submilimétricos xenomórficos, de cor creme e aparência "terrígena", com estruturas concêntricas do tipo *bird eyes* (Foto 27), próprias da alteração supérgena da pirita à marcassita (Picot & Johan 1977). **Arsenopirita (5%)** - cristais idiomórficos a hupidiomórficos creme-esbranquiçados (3 a 6 mm), às vezes corroídos por pirrotita, que preenche "cáries" do mineral. Menos comum, mostra-se também como cristais xenomórficos isolados (menores que 0,6 mm) **Pirita (5%)** - como mineral primário mostra-se como cristais xenomórficos ou hipidiomórficos (0,2 a 1 mm) amarelo-claros. Já como produto de alteração da pirrotita, assume tamanhos menores (0,05 a 0,2 mm), formando agregados xenomórficos ou lamelas hipidiomórficas ripiformes, nos cristais que substitui. **Esfalerita (5%)** - constitui pequenos agregados xenomórficos cinzentos, aparentemente melhor afeitos às partes porosas da rocha hospedeira. **Ganga (60%)** - material cinza-escuro (granada, salita) cimentado pelos sulfetos da rocha, ou incluso nos cristais de arsenopirita.
ITM-03	Hornfels Calciossilicático Metassomático	Furo I-03 (Figura 7).	Molibdenita e scheelita-powellita.	**Molibdenita** - mostra-se como agregados de cristais lamelares esbranquiçados, submilimétricos a milimétricos, mais comumente substituindo internamente a scheelita-powellita (processo comprovado pelo brilho do mineral à luz ultravioleta). Preenche fratura na rocha hospedeira, local que serve também à eventual percolação de soluções ferruginosas, a partir das quais se precipitaram hidróxidos de ferro (avermelhados à luz polarizada).

(continua)

Quadro 5 - Descrição microscópica de minerais de minério dos escarnitos e hornfels do Itaoca.

(continuação)

Amostra	Tipo de Rocha	Localização	Minerais Metálicos Principais	Características Microscópicas
ITM 04	Granada escarnito	Superfície da Mina do Juca (Figura 9)	Azurita e hidróxidos ferruginosos	**Azurita** - massas isoladas xenomórficas azuis, submilimétricas a subcentimétricas, que preenchem poros e fraturas da rocha. Associa-se, muitas vezes, a agregados irregulares cinza-escuros (provavelmente carbonatos). **Hidróxidos Ferruginosos** - produtos de oxidação de prováveis calcopirita ou bornita. São agregados xenomórficos a hipidiomórficos cinzentos com anisotropia avermelhada.
ITM-05	Granada escarnito	Superfície da Mina do Juca (Figura 9)	Molibdenita, scheelita-powellita e malaquita.	**Molibdenita** - ocorre como agregados milimétricos xenomórficos de cristais lamelares esbranquiçados, substituindo internamente a scheelita-powellita (Foto 28). **Malaquita** - agregados xenomórficos esverdeados que preenchem cavidades da rocha, junto com azurita e material cinza-escuro (provavelmente carbonatos).
ITM-06	Granada escarnito	Superfície da Mina do Juca (Figura 9)	Calcopirita, bornita, calcocita e covelita	**Calcopirita** - cristais ou agregados xenomórficos submilimétricos (0,2 a 0,5 mm), de cor amarela. Ocore isolada, ou intercrescida à bornita; neste caso, de dois modos distintos: em grãos compostos pelos dois minerais, juntos segundo bordas mútuas retilíneas ou suaves (Foto 29), o que indicaria cristalização simultânea (Edwards 1954), ou com alteração da bornita, nas bordas e, menos freqüentemente, nos planos de clivagem deste mineral. Nesta última situação, associa-se à calcocita e covelita, possivelmente como calcopirita de segunda geração. **Bornita** - agregados submilimétricos a subcentimétricos xenomórficos de cor bronzeada, associados à calcopirita e demais sulfetos de cobre. **Calcocita e Covelita** - ocorrem junto com calcopirita, nas bordas e clivagem da bornita (Foto 30). A calcocita constitui massa muito fina azulada, na qual se destacam minúsculos cristais ripiformes de covelita azul, o que configura quadro de alteração hipogênica da bornita (Uyntenboggard & Burks 1973, Randohr 1976).

(continua)

Quadro 5 - Descrição microscópica de minerais de minério dos escarnitos e hornfels do Itaoca.

(continuação)

Amostra	Tipo de Rocha	Localização	Minerais Metálicos Principais	Características Microscópicas
ITM-09	Granada escarnito	Superfície da Mina do Juca (Figura 9)	Calcopirita, malaquita e azurita	**Calcopirita** - agregados xenomórficos amarelos (1 a 2,5 mm), sistematicamente substituídos, total ou parcialmente, por hidróxidos de ferro e, menos freqüentemente, por malaquita e azurita. Mostra-se também com cristais muito pequenos (menores que 0,1 mm), nos poros da rocha hospedeira. **Malaquita** - agregados xenomórficos verdes condicionados à porosidade da rocha, locais onde também podem ser reconhecidos restos de antigos cristais de calcopirita. Associa-se com freqüência a massas cinza-escuras (provavelmente carbonatos) **Azurita** - rara, é vista na forma de agregados individuais xenomórficos azuis. Associa-se também a hidróxidos ferruginosos, nas auréolas de alteração da calcopirita
ITM-10	Granada-wollastonita escarnito	Furo I-06 (Figura 8)	Scheelita e pirita	**Scheelita** - forma agregados isolados cinza-esbranquiçados, xenomórficos, subcentrimétricos, bastante fraturados e predominantemente alongados. Prenche fraturas e prováveis poros da rocha. Inclui ganga cinzenta (frações menores que 0,1 mm). **Pirita** - cristal isolado de cor amarela, hipiomórfico, menor que 0,1 mm.
ITM-11	Granada-salita escarnito	Furo I-04 (Figura 7)	Scheelita, magnetita e pirita	**Scheelita** - agregados isolados xenomórficos subcentimétricos, cinzentos, sistematicamente fraturados. Inclui fragmentos de ganga cinza-escuro (provavelmente granada). Em alguns agregados, nota-se relação direta com magnetita (Foto 31). **Magnetita** - grãos idiomórficos a hipidiomórficos menores que 0,2 mm, ou agregados xenomórficos menores que 0,5 mm, de cor cinza-amarronzado. Exibe bordas ou lamelas cinza-claro, indicando que a cor predominante se deva a processo de martitização. Clivagens ortogonais ou fraturas são marcadamente preenchidos por material preto (espinélio ?). Inclui às vezes ganga cinza escura. Cristais individuais podem mostrar processo de substituição interna do material por pirita, neste caso desenvolvendo-se textura tipo "atol" (Foto 32). **Pirita** - cristais idiomórficos a hipidiomórficos amarelos, menores que 0,1 mm, isolados ou, mais freqüentemente, como substituição da magnetita. Nas interfaces magnetita-pirita, ou nas faces externas dos critais individuais, ocorrem capeamentos freqüentes de hidróxidos ferruginosos (avermelhados à luz polarizada), Em uma ocasião, pôde ser observada limonita pseudomórfica de pirita.

Quadro 5 - Descrição microscópica de minerais de minério dos escarnitos e hornfels do Itaoca.

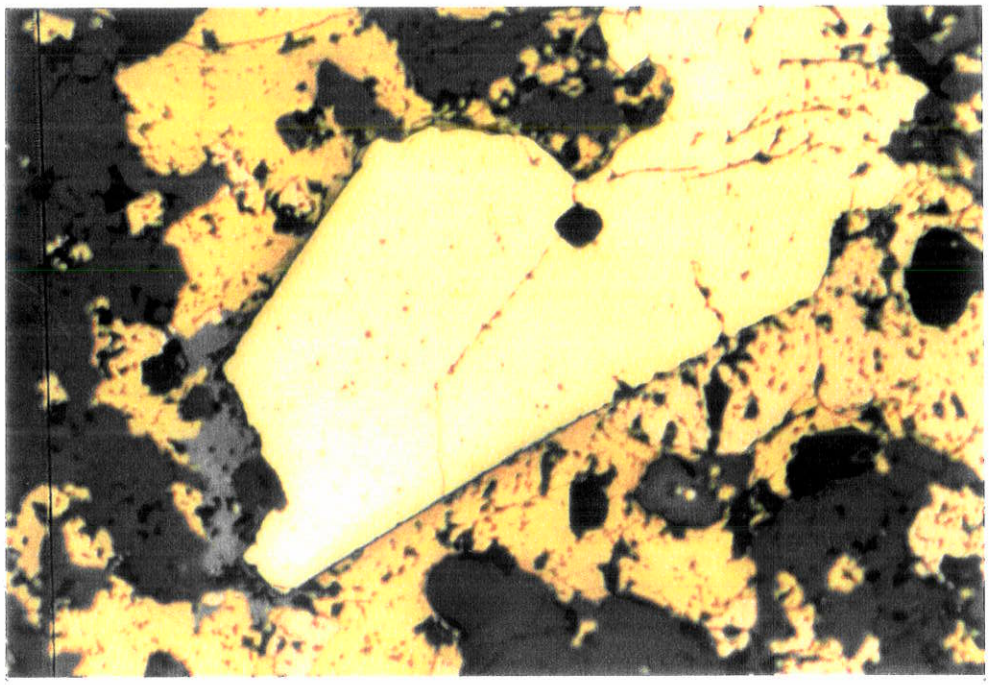


Foto 25 - Pirita (amarelo-claro), parcialmente substituída por calcopirita (amarelo-escuro), pirrotita (creme) e esfalerita (cinza-claro), em granada-salita escarnito do Gorutuba 3. Luz natural. Aumento de 4x.

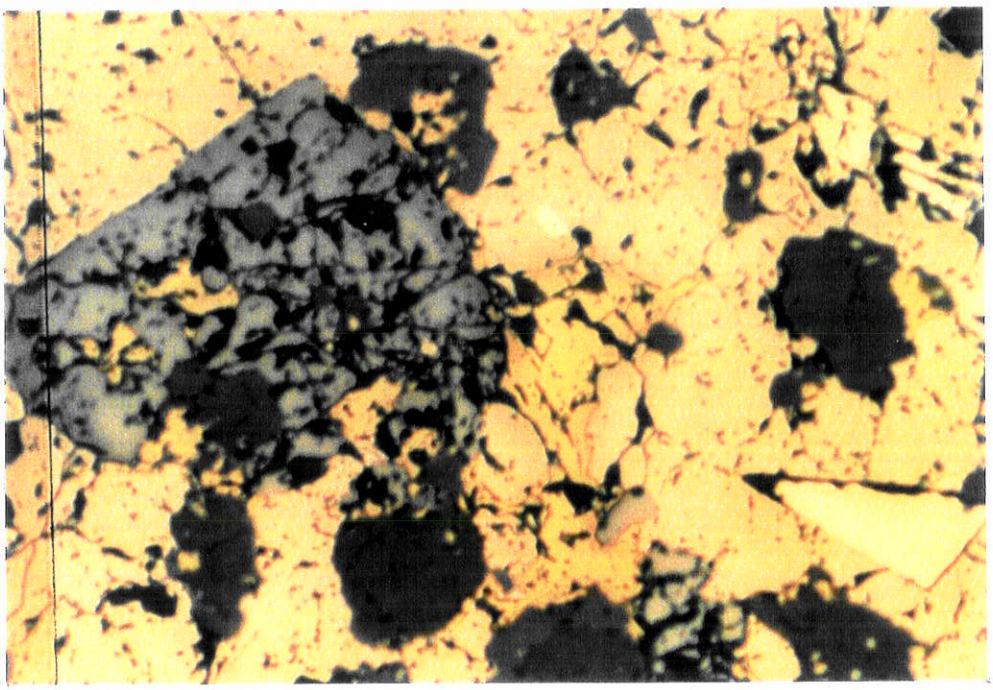


Foto 26 - Mesma amostra anterior. Pirita (amarelo-claro) inclusa na pirrotita (creme). Aparente substituição de esfalerita (cinza-claro) e pirrotita por calcopirita (amarelo-escuro). Luz natural. Aumento de 4x.

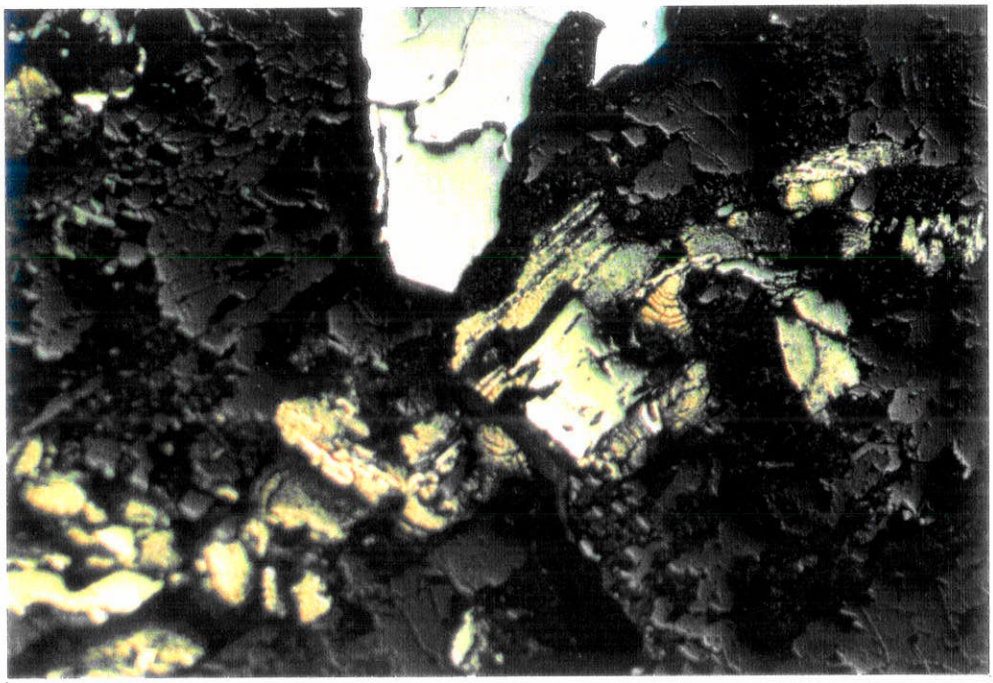


Foto 27 - Arsenopirita (branca), pirita primária (cristal hipidiomórfico amarelo-esbranquiçado) e pirrotita (*terrígena*), substituída por pirita secundária e marcassita (textura *bird eyes*) em granada-salita escarnito do Gorutuba 3. Luz natural. Aumento de 4x.

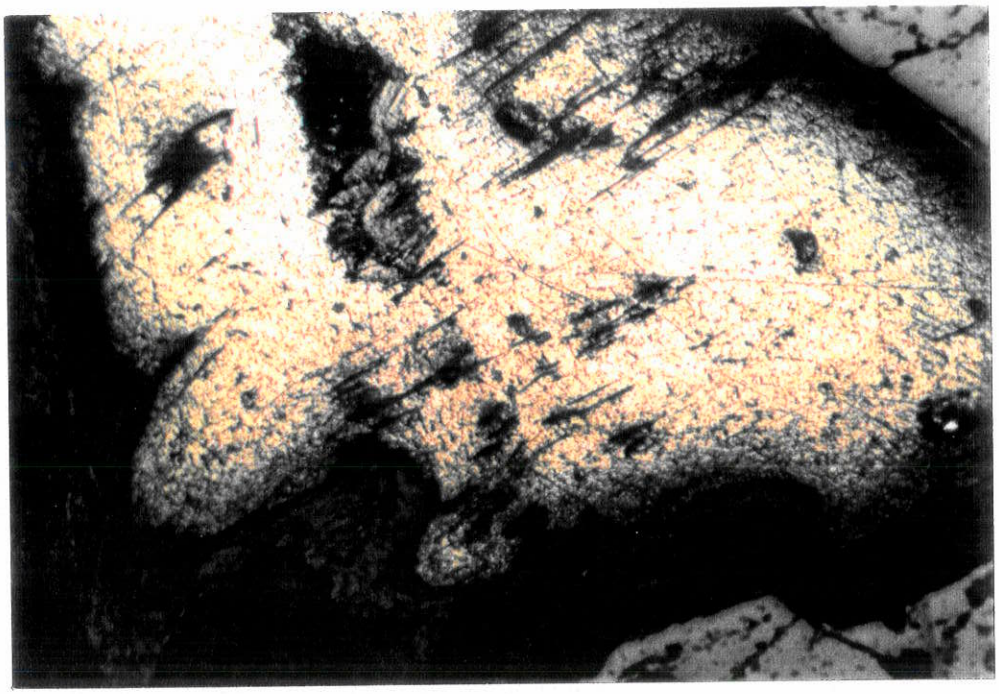


Foto 28 - Substituição interna de scheelita-powellita (borda escura) por molibdenita branca), em endoescarnito da Mina do Juca. Luz natural. Aumento de 4x.

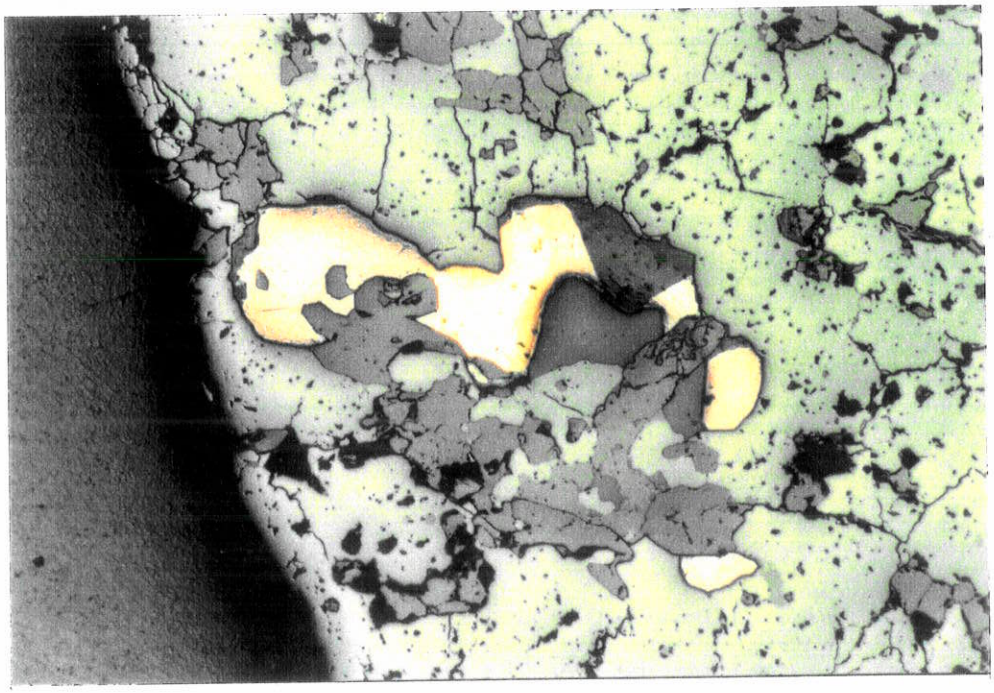


Foto 29 - Intercrescimento de calcopirita (amarela) e bornita (bronzeada), em granada-wollastonita escarnito da Mina do Juca. Luz natural. Aumento de 4x.

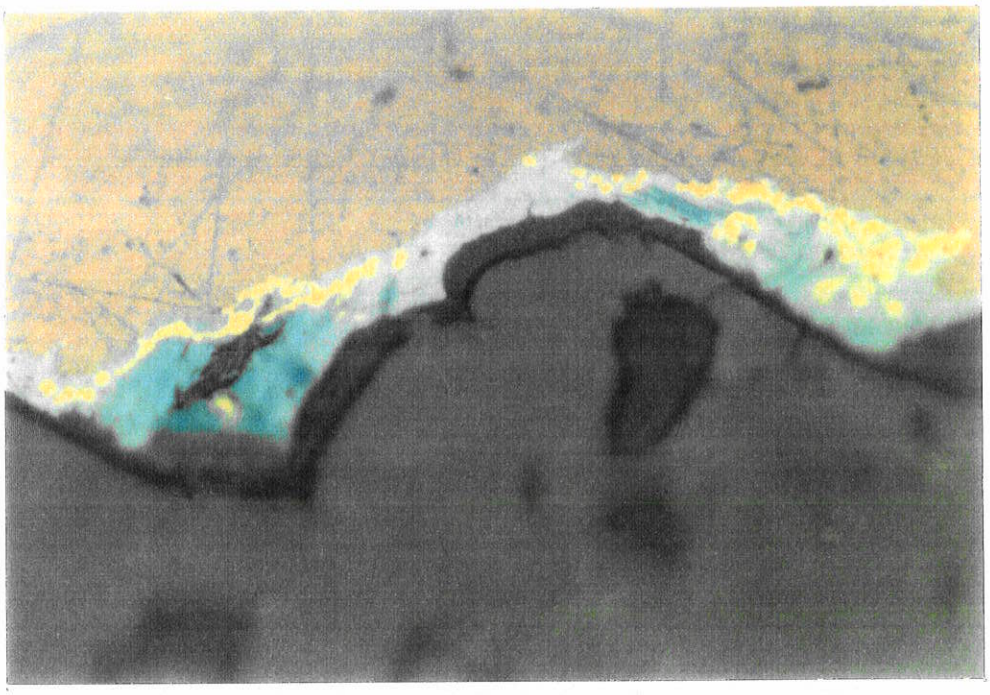


Foto 30 - Alteração da borda de bornita (bronzeada) em calcopirita (amarela) calcossita (azul-claro) e covelita (azul-escuro), na Mina do Juca. Luz natural. Aumento de 4x.

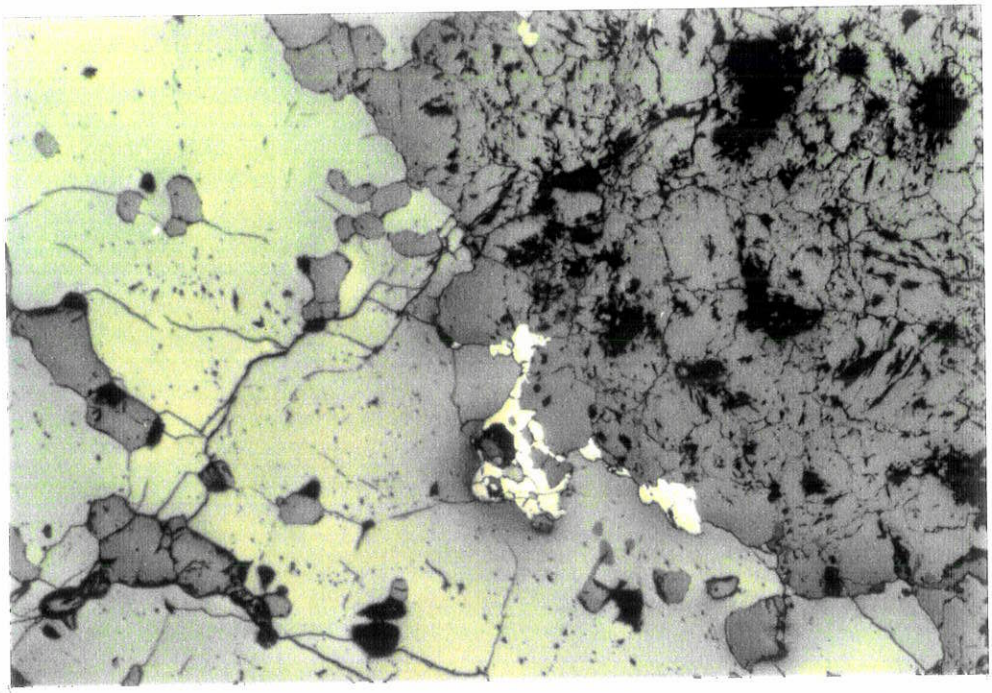


Foto 31 - Scheelita-powellita (cinza intermediário) e magnetita (cinza-claro), no Gorutuba 3. Luz natural. Aumento de 4x..

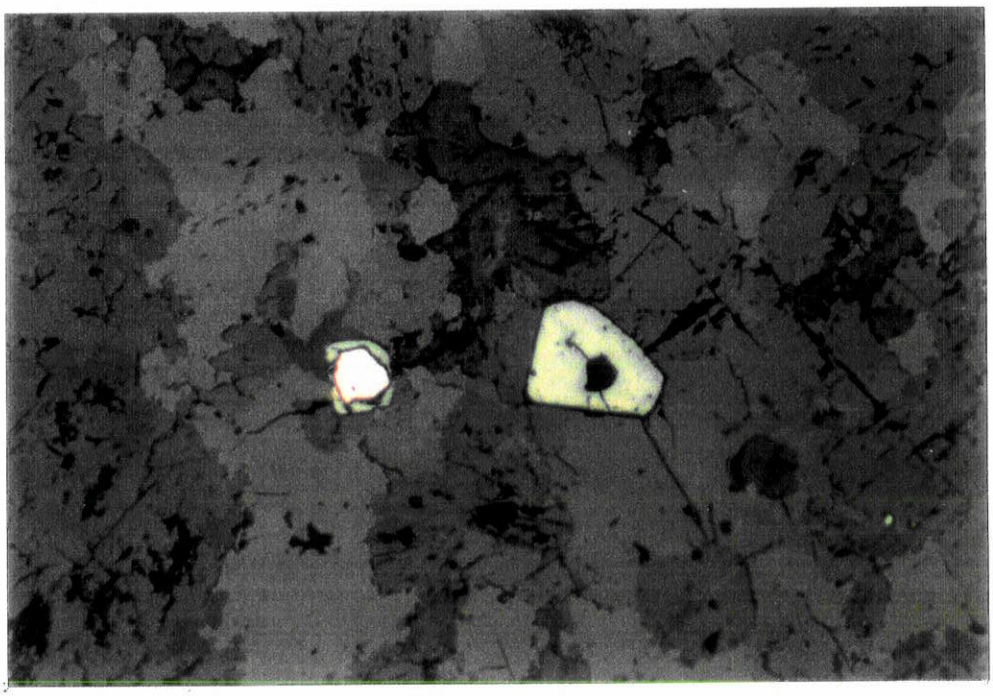
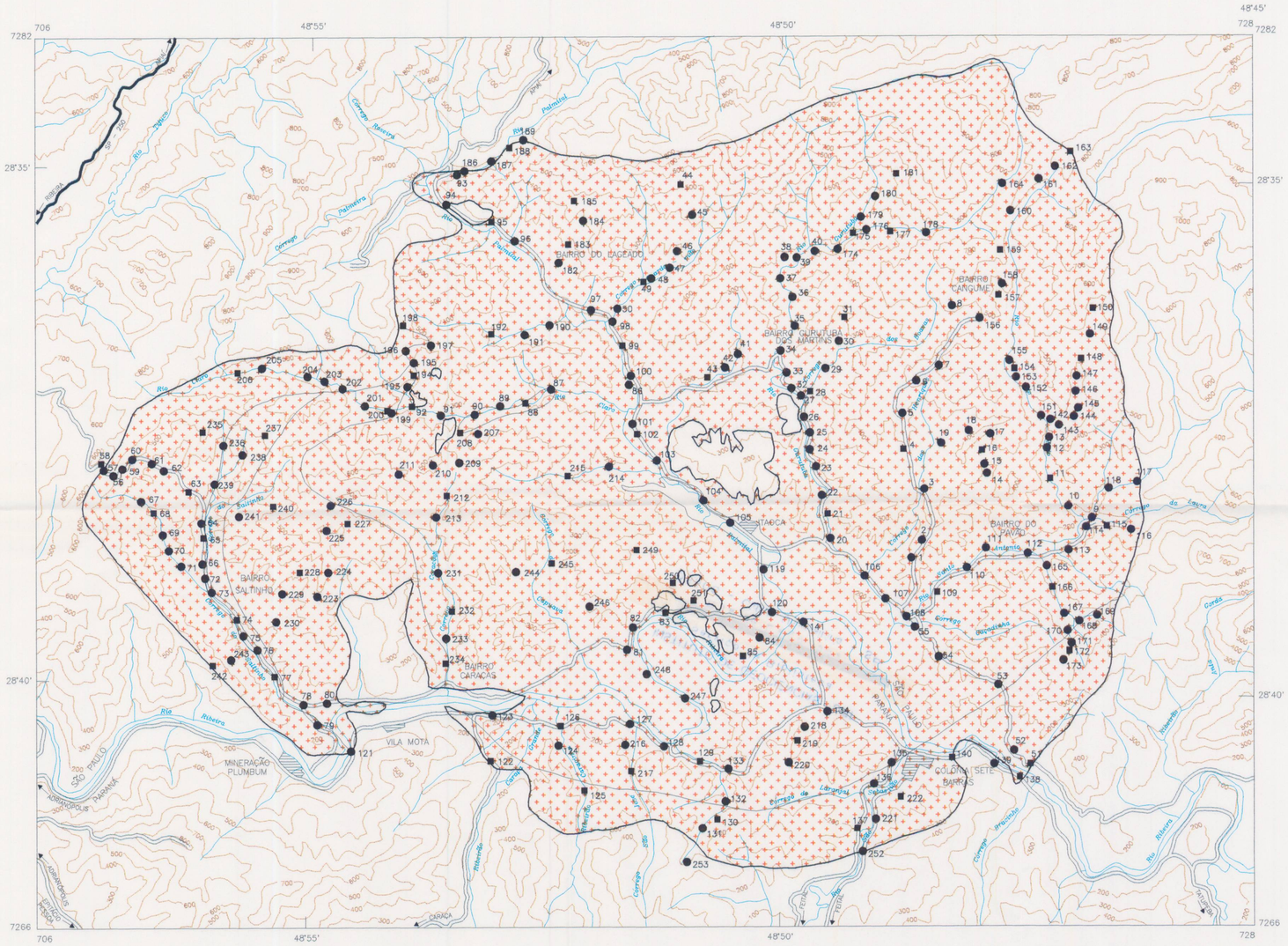


Foto 32 - Mesma amostra anterior. Magnetita substituída internamente por pirita. Luz natural. Aumento de 8x.

ANEXO A - MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO E AMOSTRAGEM DE ROCHAS NO MACIÇO ITAOCA

MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO E AMOSTRAGEM DE ROCHAS NO MACIÇO ITAOCA



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Maciço Itaoca.

Limite entre fácies, associações de fácies ou unidades granitóides.

● 45 Ponto de descrição e amostragem geológica.

■ 251 Ponto com amostra submetida à descrição petrográfica microscópica e coloração seletiva de feldspatos.

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

Rio ou córrego

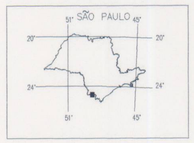
800 Curva de nível

Estrada pavimentada

Estrada não pavimentada

Vila ou povoado

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO



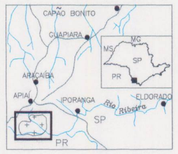
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BARRA DO CHAPEÚ	ARAÇAIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIAÍ	IPORANGA
TUNAS	MARQUÊS DE ABRANTES	BARRA DO TURVO

ESCALA

500m 0 1000 2000m

PLANTA DE SITUAÇÃO DA ÁREA



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS USP
BIBLIOTECA
72174

ANEXO A – MAPA DE PONTOS DE DESCRIÇÃO E AMOSTRAGEM DE ROCHAS NO MACIÇO ITAOCA

GEOLOGIA E ESTUDO METALOGENÉTICO DO MACIÇO ITAOCA, VALE DO RIO RIBEIRA, SP E PR

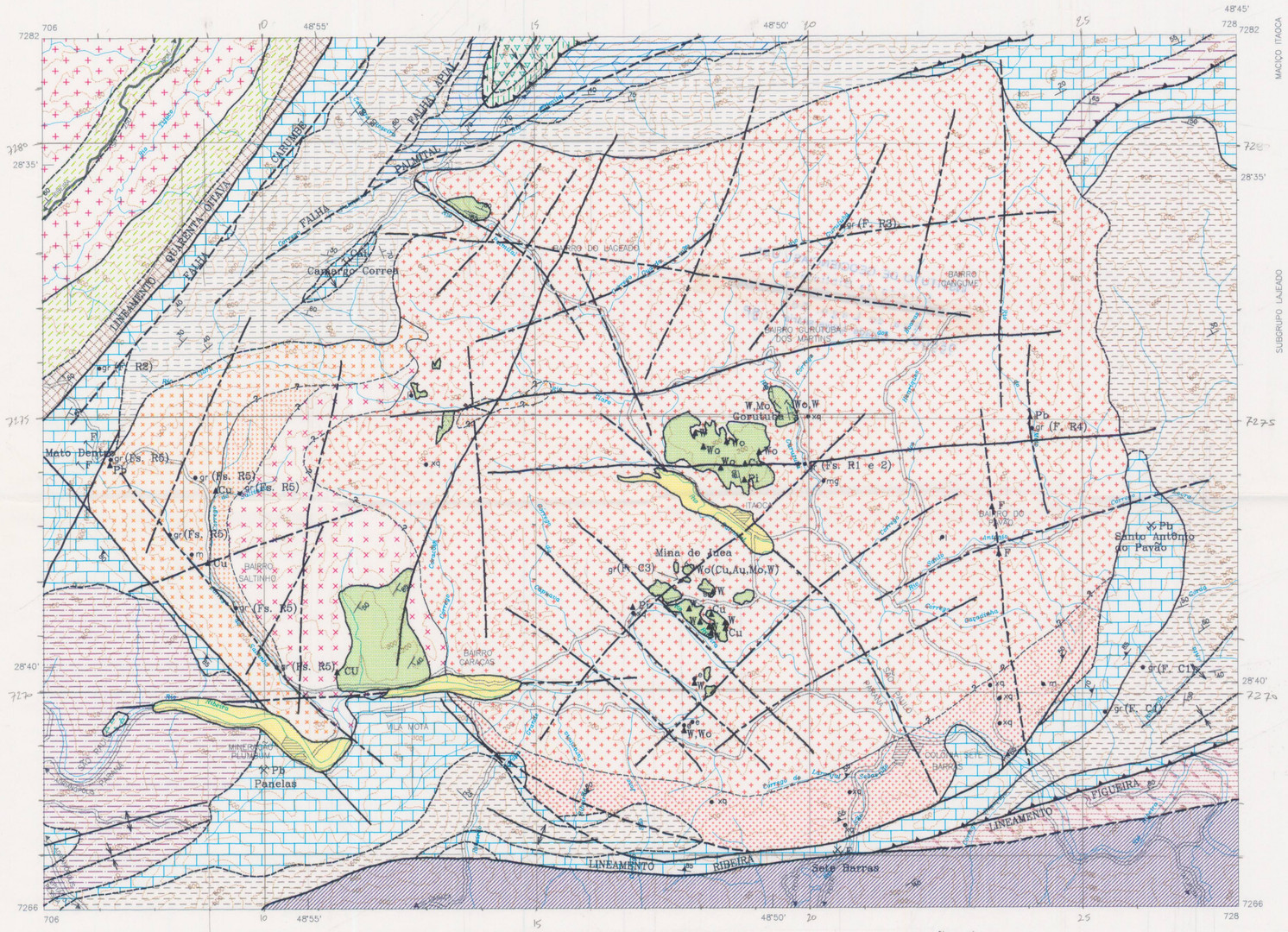
IVAN S. C. MELLO

TESE DE DOUTORAMENTO – IG – USP

SÃO PAULO – 1995

ANEXO B - MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO ITAOCA

MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO ITAOCA



LEGENDA

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZÓICO

Depósitos aluvionares: aluviões e terraços atuais e subatuais.

MESOPROTEROZÓICO A NEOPROTEROZÓICO

UNIDADE TERMOMETAMÓRFICA INDIFERENCIADA: hornfels pelíticos, xistos mosqueados, quartzitos, hornfels básicos (e metagabros), hornfels calciossilicáticos, mármores e escarnitos.

UNIDADE MILONÍTICA

Associação de fácies granitóides miloníticas (Fs. M): honrblenda–biotita monzogranitos, sienogranitos, melamonzogranitos, meta–sienogranitos cinzentos ou róseos, miloníticos a gnáissico–miloníticos, porfiróides, com variações a tipos eqüigranulares médios a grossos.

UNIDADE SALTINHO

Associação das Fácies Rósea 3 (F. R3) e Rósea 4 (F. R4). Muito subordinadamente ocorre a Fácies Rósea 1 (F. R1): biotita–hornblenda monzogranitos róseos eqüigranulares a inequigranulares médios (F. R3). Hornblenda–biotita monzogranitos e quartzo–monzonitos hololeucocráticos róseos esbranquiçados, eqüigranulares a inequigranulares médios (F. R4).

Fácies Rósea 2 (F. R2). Subordinadamente, ocorrem as Fácies Róseas 1, 3 e 4: biotita–hornblenda melaquartzomonzonitos e melq quartzosienitos róseos inequigranulares, grossos a médios, com variações porfiróides finas a médias (F. R2).

Fácies Rósea 1 (F. R1): hornblenda–biotita melaquartzomonzonitos róseos finos, inequigranulares a porfiróides.

UNIDADE ITAOCA

Associação da Fácies Cinza 1 (F. C1), predominante, com a Fácies Cinza 2 (F. C2): hornblenda–biotita monzogranitos, quartzo–monzonitos, melamonzogranitos e melaquartzomonzonitos cinzentos porfiróides (megacristais cinzentos de KF), médios (F. C1). Hornblenda–biotita melamonzogranitos, melaquartzomonzonitos e melaquartzo–sienitos subordinados, porfiróides (megacristais róseos de KF), médios a grossos (F. C2).

COMPLEXO GRANITÓIDE TRÊS CÓRREGOS: rochas granitóides de composição e textura variadas, possivelmente envolvendo litotipos do embasamento a granitoídes pós–tectônicos.

GABRO DE APIAÍ: metagabros e metadiabásios.

XISTOS APIAÍ: granada–quartzomicaxistos e quartzo–grafita–micaxistos com intercalações subordinadas de rochas calciossilicáticas e quartzitos.

FORMAÇÃO GORUTUBA: metassedimentos rítmicos, incluindo metassiltitos, filitos carbonáticos, mármores, filitos calciossilicáticos e meta–arenitos.

FORMAÇÃO PASSA VINTE: mármores bandados.

FORMAÇÃO SERRA DA BOA VISTA: meta–arenitos bandados, localmente microconglomeráticos, com intercalações de filitos e metassiltitos.

FORMAÇÕES BAIRRO DA SERRA E MINA DE FURNAS: mármores e mármores margosos, localmente bandados, calcíticos, com intercalações de filitos e xistos carbonáticos, filitos, metabasitos e meta–arenitos.

FORMAÇÃO ÁGUA SUJA: micaxistos com intercalações de quartzitos, e filitos com intercalações de meta–arenitos.

FORMAÇÃO BETARI: quartzomicaxistos, meta–arenitos e metaconglomerados.

FORMAÇÃO IPORANGA: metassiltitos, filitos e ardósias, com intercalações de meta–argilitos, meta–arenitos, meta–arcóseos e metaconglomerados polimíticos de matriz arcoseana.

FORMAÇÃO PERAU: filitos e xistos finos, metassiltitos, quartzitos, filitos grafitosos, metaritmitos, ardósias e metabasitos. Subordinadamente ocorrem metavulcânicas básicas e ácidas.

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA: rochas calciossilicáticas, cálcio–xistos, mármores e intercalações subordinadas de quartzitos, xistos, metabasitos, meta–ultramafitos, filitos e paragnaisses.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contato lítico definido

Contato lítico aproximado

Limite entre fácies, associações de fácies ou unidades granitóides

definido — inferido — conjectural

Falha ou zona de cisalhamento definida ou provável

Falha ou zona de cisalhamento inferida

Falha ou zona de cisalhamento definida, ou provável, com baixo mergulho

Falha ou zona de cisalhamento inferida, com baixo mergulho

Falha, zona de cisalhamento, ou fratura fotointerpretada no domínio granitóide

Sinclinal

Sinclinal inferido

Anticlinal

Anticlinal inferido

Atitude de camada ou bandamento composicional

Foliação milonítica

Mina em atividade

Mina paralisada

Depósito mineral

Ocorrência mineral (indício)

Mineralizações/bem mineral

Cal Calcário

F Fluorita

Wo Wollastonita

W Wolfrâmio (scheelita–powellita)

Pi Pirita

Cu Cobre (calcopirita, bornita, azurita, malaquita)

Mo Molibdênio (molibdenita)

Pb Chumbo (galena)

Au Ouro

Corpos líticos ou litotipos com dimensões reduzidas ou exposição restrita (não representáveis na escala do mapa)

- xq Xistos, xistos mosqueados e quartzitos
- m Mármores
- e Escarnitos
- mg Metagabros
- l Lamprófiros
- gr (F. C3) Granitóides (com indicação de fácies)

Fácies Cinza 3 (F. C3): biotita monzogranitos hololeucocráticos cinzentos, porfiróides, finos a médios.

Fácies Róseas 5 (Fs. R5): hornblenda–biotita monzogranitos e quartzomonzonitos róseos, porfiróides, com variações inequigranulares a eqüigranulares, finos a médios.

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

Rio ou córrego

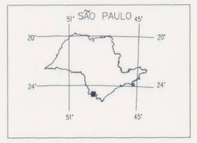
Curva de nível

Estrada pavimentada

Estrada não pavimentada

Vila ou povoado

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

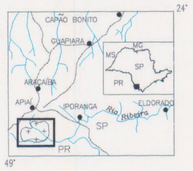
BARRA DO CHAPÉU	ARAÇAIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIAÍ	IPORANGA
TUNAS	MARQUÊS DE ABRANTES	BARRA DO TURVO

ESCALA

500m 0 1000 2000m

1:50.000

PLANTA DE SITUAÇÃO DA ÁREA



– Geologia das unidades encaixantes do maciço Itaoca parcialmente modificada de MMA/JICA (1981, 1982, 1983), Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991).

– Descrição das unidades litoestratigráficas encaixantes segundo MMA/JICA (1982, 1983), Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991).

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS USP BIBLIOTECA Tese 174

ANEXO B – MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO ITAOCA

GEOLOGIA E ESTUDO METALOGÉNETICO DO MACIÇO ITAOCA, VALE DO RIO RIBEIRA, SP E PR

IVAN S.C. MELLO

TESE DE DOUTORAMENTO – IG–USP

SÃO PAULO – 1995

		Ígneo (> 650 - 600 °C)	Metassomático (600 - 450 °C)	Hidrotermal	
				Hipogênico (450-80 °C ?)	Supergênico (< 80 °C ?)
Eventos		Metamorfismo isoquímico de contato (desenvolvimento de hornfels, recristalização marmórea).	Bimetassomatismo (difusão iônica) de contato (Fe, Mg, Si e Al para os mármores; Ca para os granitóides). Formação de endo e exoescarnitos e hornfels metassomáticos. Retrometamorfismo nos hornfels e mármores. Mineralização de scheelita-powellita e wollastonita. Injeção de diques granitóides tardios albitizados.	Retrometamorfismo nos escarnitos. Mineralizações de sulfetos metálicos.	Alteração das mineralizações metálicas.
Paragenêse Escarnítica (exoescarnitos)	Tipo granada piroxênio		salita-ferrossalita andradita scheelita-powellita magnetita pirita	epidoto actnolita albita quartzo calcita pirita esfalerita arsenopirita pirrotita calcopirita	pirita marcassita
	Tipo granada wollastonita		diopsídio wollastonita grossulária-andradita scheelita-poweelita	vesuvianita albita calcita quartzo apofilita prehnita pirita calcopirita bornita covelita calcocita	ouro livre malaquita azurita hidróxidos de Fe

Quadro 6 - Eventos de formação e evolução paragenética dos escarnitos do Itaoca.

CAPÍTULO 4 - GEOQUÍMICA GRANITÓIDE

Neste capítulo, são apenas apresentados os dados geoquímicos e normativos referentes às fácies granitóides do Itaoca, com breves comentários a respeito do quimismo dos elementos maiores e a natureza destas rochas. Os dados químicos , principalmente aqueles referentes aos elementos menores e traços, serão tratados em maior detalhe somente mais adiante, quando da formulação dos modelos evolutivos e metalogenéticos sobre o maciço, razões principais para a realização das análises geoquímicas.

4.1 RESULTADOS ANALÍTICOS E ASPECTOS GEOQUÍMICOS

Os Quadros 7 a 9 mostram os resultados analíticos para elementos maiores, menores e traços (terras-raras inclusos) em 28 amostras representativas das várias fácies granitóides do Itaoca, escolhidas de modo a cobrirem, o quanto possível, toda a área plutônica. De início, pode ser notado que aproximadamente 30% das amostras analisadas possuem teores de sílica inferiores a 66%, o que lhes confere natureza *intermediária*, confirmando os valores modais Q-A-P e o caráter sienitóide detectados pelas análises petrográficas em parte das rochas do batólito (Capítulo 2, Item 2.2.1.1).

O diagrama A-F-M, que pode ser visto na Figura 10, reafirma a natureza calcioalcalina das fácies granitóides do Itaoca.

O Quadro 10 exibe a norma CIPW referente às amostras analisadas.

Diagramas de variação das porcentagens em peso dos óxidos dos elementos maiores em relação ao conteúdo de sílica dessas rochas (Harker 1909, *apud* Cox *et al.* 1979) são mostrados na Figura 11. A partir deles, alguns fatos podem ser considerados:

a) em todas as fácies do maciço, os conteúdos de K_2O e Al_2O_3 permanecem praticamente constantes, em relação ao SiO_2;

b) ocorre dispersão considerável entre os conteúdos de MnO_2 das fácies, ou associações de fácies, não chegando a se definir, neste caso, um nítido *trend* de variação;

c) para as fácies, ou associações de fácies, notam-se *trends* de variação, com correlação negativa, entre os demais conteúdos de óxidos e a sílica, o que é mais claro no caso do CaO, MgO, P_2O_5, TiO_2 e FeO;

d) em todos os diagramas não ocorrem inflexões perceptíveis nos *trends* de variação do quimismo das fácies. Tampouco dissociam-se entre si fácies ou grupos de fácies, o que sugere a presença, no maciço, de uma única linhagem granitóide, com termos mais e menos enriquecidos em sílica, e também diferenciados quanto ao conteúdo dos últimos elementos citados.

Por sua vez, diagramas MgO x Óxidos (Figura 12), feitos para comparação com os anteriores, mostram padrão dispersivo, principalmente em relação ao FeO e MnO,

característica verificada, em menor grau, também nos casos de Fe_2O_3 e CaO. Teores de K_2O e Al_2O_3 se mantêm aproximadamente constantes em todas as fácies. P_2O_5 e TiO_2 exibem correlação positiva em relação ao Mg. Mais uma vez, os padrões de variação sugerem que as fácies do Itaoca estejam relacionadas a uma mesma linhagem granitóide.

Por sua vez, Landim *et al.* (1975), baseados na análise de agrupamento (*cluster analysis*) de dados litoquímicos que seriam publicados posteriormente por Gomes *et al.* (1975a,b), estabelecem dois domínios distintos no Itaoca (Figura 13). Pode ser constatado que estes domínios se aproximam bastante, respectivamente, das áreas de exposição das Unidades Itaoca e Saltinho/Milonítica agora caracterizadas no maciço.

Amostra	Elementos (%)																	Fácies
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	BaO	F	S	CO_2	H_2O^+	Total	
I-41	62,5	15,3	1,7	3,3	3,7	1,8	3,8	4,9	0,05	1,0	0,47	0,27	0,14	0,006	0,10	0,79	99,83	Cinza 1
I-83	63,4	15,6	1,4	3,1	3,5	1,6	3,9	5,0	0,04	0,95	0,41	0,28	0,12	0,012	0,10	0,40	99,81	
I-134	67,0	14,8	1,2	2,2	2,8	1,2	3,9	5,0	0,03	0,75	0,34	0,23	0,12	0,006	0,10	0,19	99,87	
I-249	64,3	15,3	< 0,1	4,0	3,1	1,7	3,7	5,4	0,04	0,94	0,43	0,30	0,11	0,006	0,15	0,33	99,81	
I-09	67,2	14,6	1,1	2,0	2,5	1,3	3,8	5,5	0,04	0,70	0,38	0,22	0,13	0,007	0,10	0,38	99,96	Cinza 2
I-149	68,8	14,6	1,1	1,6	2,1	0,9	3,5	5,4	0,03	0,60	0,26	0,21	0,11	0,006	0,10	0,56	99.89	
I-170	65,8	15,2	1,0	2,3	2,8	1,2	3,5	5,5	0,04	0,82	0,41	0,26	0,12	0,007	0,25	0,62	99,83	
I-211	65,0	15,4	1,1	2,3	2,9	1,4	3,3	5,7	0,04	0,77	0,36	0,28	0,10	0,008	0,60	0,62	99,88	
I-250	72,0	14,5	0,5	0,79	0,8	0,4	3,4	5,7	< 0,01	0,43	0,22	0,20	0,06	0,64	0,15	0,31	100,12	Cinza 3
I-250 A	70,4	14,4	1,1	1,1	1,3	0,6	3,7	5,0	< 0,01	0,61	0,29	0,17	0,01	0,93	0,15	0,30	100,23	
I-199 A	64,4	14,5	1,0	2,7	3,3	1,7	3,4	5,8	0,09	0,77	0,46	0,28	0,12	0,007	0,90	0,35	99,98	Rósea 1
I-235 A	62,5	14,1	1,9	3,0	3,6	1,8	3,0	5,9	0,08	0,86	0,52	0,28	0,11	0,012	1,4	0,73	99,79	
I-237	64,5	14,3	1,7	2,6	3,1	1,9	3,1	5,9	0,06	0,85	0,49	0,28	0,15	0,006	0,50	0,44	99,88	
I-202	65,8	14,5	0,6	3,0	3,0	1,8	3,2	5,8	0,05	0,74	0,46	0,26	0,15	0,016	0,15	0,48	99,98	Rósea 2
I-235	65,7	14,2	1,1	2,3	2,9	1,6	3,3	5,4	0,04	0,70	0,41	0,24	0,09	0,008	1,2	0,69	99,88	
I-239	66,3	14,3	1,5	2,0	2,8	1,6	3,5	5,6	0,05	0,69	0,43	0,25	0,10	0,005	0,15	0,53	99,81	
I-194	69,8	14,2	0,4	1,9	2,2	0,9	3,5	5,3	0,04	0,50	0,30	0,19	0,13	0,031	0,15	0,38	99,93	Rósea 3
I-204	70,2	14,3	0,4	1,9	2,0	0,9	3,7	5,1	0,02	0,46	0,29	0,20	0,15	0,005	0,15	0,17	99,91	
I-199	71,5	14,9	0,8	1,3	1,7	0,5	2,6	5,6	0,02	0,43	0,21	0,14	0,09	0,006	0,15	0,08	99,97	Rósea 4
I-200	72,1	14,7	0,7	1,1	1,4	0,3	3,5	5,4	0,03	0,31	0,14	0,09	0,07	0,005	0,15	0,04	100,04	
I-205	71,6	14,4	0,4	1,3	1,5	0,5	3,8	5,2	0,01	0,35	0,19	0,17	0,06	0,007	0,15	0,36	99,91	
I-229	70,9	14,6	1,3	1,0	1,7	0,5	3,5	5,2	0,02	0,46	0,21	0,13	0,06	0,005	0,15	0,20	99,89	
I-66	69,8	14,7	0,7	1,4	1,7	0,9	4,0	5,4	0,02	0,45	0,26	0,20	0,13	0,005	0,10	0,17	99,93	Róseas 5
I-69	70,4	14,7	0,5	1,6	1,4	0,8	4,0	5,3	0,01	0,45	0,26	0,21	0,10	0,005	0,10	0,16	99,97	
I-241	70,1	14,4	1,1	1,1	1,6	0,5	3,8	5,2	0,02	0,43	0,23	0,13	0,10	0,005	0,75	0,42	99,92	
I-135	70,6	14,4	0,7	1,4	1,8	0,6	4,0	5,2	0,03	0,44	0,23	0,17	0,12	0,005	0,10	0,07	99,90	Miloníticas
I-172	69,0	14,5	0,9	1,1	2,1	0,5	4,3	4,6	0,01	0,41	0,22	0,18	0,10	0,005	1,4	0,48	99,81	
I-252	72,0	14,8	1,2	1,0	1,5	0,5	2,1	5,3	0,02	0,43	0,24	0,17	0,14	0,006	0,15	0,24	99,84	

Quadro 7 - Resultados das análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (elementos maiores).

Amostra	Elementos (ppm)																Fácies
	Cl	Ba	Sr	Th	Cs	Zr	Nb	Rb	U	W	Sn	Mo	Y	Li	Pb	Zn	
I-41	98	2440	1350	<10	<10	390	16	92	4	<3	<5	<5	43	<5	10	61	Cinza 1
I-83	100	2500	1440	<10	<10	380	15	99	4	<3	<5	<5	38	<5	9	57	
I-134	47	2070	1130	<10	<10	310	15	110	5	<3	<5	<5	22	<5	7	46	
I-249	57	2640	1290	<10	<10	360	14	100	2	<3	<5	<5	29	<5	11	55	
I-09	39	2010	1160	<10	<10	290	11	130	6	<3	<5	<5	12	<5	21	43	Cinza 2
I-149	16	1860	1040	<10	<10	270	16	140	3	<3	<5	<5	22	<5	14	54	
I-170	38	2350	1300	<10	<10	310	14	120	4	<3	<5	<5	29	<5	11	50	
I-211	45	2470	1320	<10	<10	340	15	110	5	<3	<5	<5	22	<5	14	54	
I-250	150	1580	740	18	<10	240	12	180	3	<3	<5	<5	<10	<5	14	11	Cinza 3
I-250 A	78	1560	770	13	<10	240	12	140	7	<3	<5	<5	17	<5	15	17	
I-199 A	61	2490	1100	<10	<10	370	18	120	6	<3	<5	<5	29	<5	26	44	Rósea 1
I-235 A	140	2500	1080	<10	<10	410	23	130	7	<3	<5	<5	29	<5	26	61	
I-237	170	2500	1170	<10	<10	400	20	130	3	<3	<5	<5	32	<5	21	56	
I-202	140	2330	1100	<10	<10	320	15	120	7	<3	<5	<5	28	<5	15	34	Rósea 2
I-235	76	2120	1100	<10	<10	330	18	140	6	<3	<5	<5	17	<5	14	56	
I-239	39	2210	1130	<10	<10	350	21	150	7	<3	<5	<5	28	<5	17	41	
I-194	<10	1680	890	17	<10	260	15	130	6	<3	<5	<5	17	<5	19	30	Rósea 3
I-204	11	1790	900	<10	<10	250	<10	140	5	<3	<5	<5	38	<5	21	37	
I-199	<10	1250	810	<10	<10	250	10	120	2	<3	<5	<5	17	<5	8	39	Rósea 4
I-200	<10	840	630	<10	<10	210	10	120	5	<3	<5	<5	17	<5	8	38	
I-205	31	1550	850	<10	<10	240	10	140	4	<3	<5	<5	11	<5	18	40	
I-229	22	1140	770	<10	<10	250	16	130	4	<3	<5	<5	<10	<5	8	42	
I-66	26	1780	950	<10	<10	260	13	150	5	<3	<5	<5	<10	<5	17	46	Róseas 5
I-69	11	1860	990	14	<10	280	11	150	7	<3	<5	<5	22	<5	13	49	
I-241	49	1200	740	<10	<10	240	10	140	3	<3	<5	<5	12	<5	14	39	
I-135	<10	1530	920	<10	<10	260	13	180	7	<3	<5	<5	17	<5	14	33	Miloníticas
I-172	23	1610	770	<10	<10	240	12	140	7	<3	<5	<5	<10	<5	20	44	
I-252	39	1510	770	18	<10	240	13	180	7	<3	<5	<5	<10	<5	16	44	

Quadro 8 - Resultados das análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (elementos menores).

Amostra	Elementos (ppm)											Fácies
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	
I-41	73,91	159,60	66,23	10,39	2,25	5,34	3,25	0,59	1,42	0,92	0,12	Cinza 1
I-83	69,88	149,70	64,80	9,82	2,19	5,35	3,30	0,57	1,30	0,93	0,13	
I-134	55,12	116,40	50,18	7,72	1,69	3,99	2,21	0,41	0,94	0,57	0,11	
I-249	63,02	141,60	62,36	9,07	2,07	4,69	2,72	0,47	1,01	0,68	0,11	
I-09	60,65	124,70	51,15	7,72	1,66	3,95	2,32	0,42	0,98	0,67	0,12	Cinza 2
I-149	53,08	97,87	41,98	6,10	1,40	3,14	1,84	0,35	0,76	0,57	0,09	
I-170	75,36	133,70	64,62	9,73	2,26	5,42	3,35	0,58	1,43	0,99	0,14	
I-211	69,59	131,80	56,92	8,36	1,90	4,57	2,63	0,47	1,18	0,88	0,15	
I-250	58,79	110,80	36,82	4,98	0,92	2,55	1,30	0,18	0,40	0,39	0,06	Cinza 3
I-250 A	59,31	117,00	45,74	6,62	1,57	3,48	2,02	0,28	0,74	0,59	0,10	
I-199 A	77,21	160,00	67,13	9,99	2,29	5,36	3,37	0,61	1,41	1,11	0,15	Rósea 1
I-235 A	71,84	149,20	62,02	9,71	2,20	5,50	3,46	0,63	1,52	1,17	0,19	
I-237	71,87	151,00	61,71	9,46	2,15	5,33	3,22	0,60	1,43	1,09	0,26	
I-202	67,96	143,60	60,91	9,27	2,13	5,11	3,28	0,52	1,29	1,03	0,13	Rósea 2
I-235	66,44	135,80	55,95	8,60	1,96	4,66	2,81	0,50	1,22	0,95	0,15	
I-239	62,63	131,00	54,94	8,46	1,95	4,68	2,94	0,48	1,20	1,02	0,15	
I-194	43,02	88,91	36,67	5,68	1,26	3,27	1,87	0,32	0,80	0,59	0,11	Rósea 3
I-204	42,18	88,57	37,,34	5,28	1,35	3,09	1,77	0,28	0,70	0,63	0,11	
I-199	42,65	91,98	35,13	5,25	1,14	2,97	1,86	0,31	0,75	0,64	0,11	Rósea 4
I-200	37,65	72,97	26,39	3,82	0,85	2,21	1,30	0,25	0,53	0,48	0,10	
I-205	37,09	75,38	30,26	4,40	1,01	2,27	1,23	0,20	0,42	0,37	0,06	
I-229	43,94	89,76	34,70	5,23	1,15	2,91	1,72	0,28	0,73	0,56	0,10	
I-66	45,62	93,38	38,69	5,66	1,29	2,91	1,56	0,31	0,69	0,46	0,07	Róseas 5
I-69	45,75	99,69	40,23	5,95	1,33	3,16	1,65	0,25	0,58	0,47	0,08	
I-241	40,95	80,55	30,40	4,28	0,98	2,54	1,38	0,22	0,49	0,45	0,08	
I-135	36,85	75,84	30,10	4,40	1,07	2,56	1,53	0,29	0,69	0,52	0,13	Miloníticas
I-172	54,86	78,95	32,26	4,60	1,10	2,53	1,36	0,24	0,48	0,40	0,07	
I-252	48,30	90,27	36,53	5,35	1,21	3,03	1,89	0,30	0,79	0,67	0,10	

Quadro 9 - Resultados das análises químicas de rochas granitóides do Itaoca (elementos terras-raras).

Amostra	Minerais Normativos (%)																						Fácies
	q	c	or	ab	an	lc	ne	kp	wo	di	hy	ol	ac	mt	hm	il	tn	ru	ap	ns	ks	Total	
I-41	12,1	0	29,0	32,1	10,2	0	0	0	0	4,2	5,5	0	0	2,5	0	1,9	0	0	1,1	0	0	98,55	Cinza 1
I-83	12,4	0	29,6	33,0	10,2	0	0	0	0	3,7	5,2	0	0	2,0	0	1,8	0	0	1,0	0	0	98,92	
I-134	18,3	0	29,6	33,0	8,1	0	0	0	0	2,9	3,4	0	0	1,7	0	1,4	0	0	0,8	0	0	99,24	
I-249	12,3	0	31,9	31,3	9,1	0	0	0	0	2,9	8,6	0	0	0,1	0	1,8	0	0	1,0	0	0	98,98	
I-09	17,8	0	32,5	32,1	6,5	0	0	0	0	2,8	3,6	0	0	1,6	0	1,3	0	0	0,9	0	0	99,14	Cinza 2
I-149	22,3	0	31,9	29,6	8,1	0	0	0	0	0,5	3,1	0	0	1,6	0	1,1	0	0	0,6	0	0	98,91	
I-170	17,2	0	32,5	29,6	9,5	0	0	0	0	1,4	4,4	0	0	1,4	0	1,6	0	0	1,0	0	0	98,59	
I-211	16,1	0	33,7	27,9	10,3	0	0	0	0	1,4	4,9	0	0	1,6	0	1,5	0	0	0,9	0	0	98,29	
I-250	28,6	1,8	33,7	28,7	2,6	0	0	0	0	0	1,3	0	0	0,8	0	0,8	0	0	0,5	0	0	98,78	Cinza 3
I-250 A	26,9	1,3	29,6	31,3	4,6	0	0	0	0	0	1,6	0	0	1,6	0	1,2	0	0	0,7	0	0	98,61	
I-199 A	14,0	0	34,3	28,7	7,7	0	0	0	0	4,7	5,0	0	0	1,4	0	1,5	0	0	1,1	0	0	98,35	Rósea 1
I-235 A	13,8	0	34,9	25,4	7,5	0	0	0	0	5,6	4,4	0	0	2,8	0	1,6	0	0	1,2	0	0	97,29	
I-237	15,8	0	34,9	26,2	7,6	0	0	0	0	3,7	5,0	0	0	2,5	0	1,6	0	0	1,2	0	0	98,53	
I-202	16,2	0	34,3	27,0	8,0	0	0	0	0	3,2	6,8	0	0	0,8	0	1,4	0	0	1,1	0	0	98,95	Rósea 2
I-235	18,2	0	31,9	27,9	7,9	0	0	0	0	3,1	4,7	0	0	1,6	0	1,3	0	0	1,0	0	0	97,67	
I-239	17,7	0	33,1	29,6	6,7	0	0	0	0	3,5	3,7	0	0	2,2	0	1,3	0	0	1,0	0	0	98,79	
I-194	23,2	0	31,3	29,6	7,3	0	0	0	0	1,4	4,0	0	0	0,6	0	0,9	0	0	0,7	0	0	99,07	Rósea 3
I-204	23,4	0	30,2	31,3	7,3	0	0	0	0	0,6	4,4	0	0	0,6	0	0,9	0	0	0,7	0	0	99,30	
I-199	30,7	2,0	33,1	22,0	7,1	0	0	0	0	0	2,3	0	0	1,1	0	0,8	0	0	0,5	0	0	99,52	Rósea 4
I-200	27,6	0,9	31,9	29,6	6,0	0	0	0	0	0	1,8	0	0	1,0	0	0,6	0	0	0,3	0	0	99,69	
I-205	25,6	0,2	30,8	32,1	6,2	0	0	0	0	0	2,7	0	0	0,5	0	0,7	0	0	0,4	0	0	99,18	
I-229	26,9	0,6	30,8	29,6	7,1	0	0	0	0	0	1,2	0	0	1,9	0	0,9	0	0	0,5	0	0	99,36	
I-66	21,2	0	31,9	33,8	6,2	0	0	0	0	0,5	3,2	0	0	1,1	0	0,9	0	0	0,6	0	0	99,34	Róseas 5
I-69	22,7	0,4	31,3	33,8	5,3	0	0	0	0	0	3,7	0	0	0,8	0	0,9	0	0	0,6	0	0	99,40	
I-241	24,3	0,1	30,8	32,1	6,4	0	0	0	0	0	1,8	0	0	1,6	0	0,8	0	0	0,5	0	0	98,53	
I-135	23,1	0	30,8	33,8	5,9	0	0	0	0	1,2	2,2	0	0	1,1	0	0,8	0	0	0,5	0	0	99,45	Miloníticas
I-172	22,0	0	27,2	36,3	6,6	0	0	0	0	1,9	1,0	0	0	1,3	0	0,8	0	0	0,5	0	0	97,65	
I-252	36,1	3,4	31,3	17,7	5,9	0	0	0	0	0	1,5	0	0	1,7	0	0,8	0	0	0,6	0	0	99,14	

Quadro 10 - Norma CIPW para rochas granitóides do Itaoca.

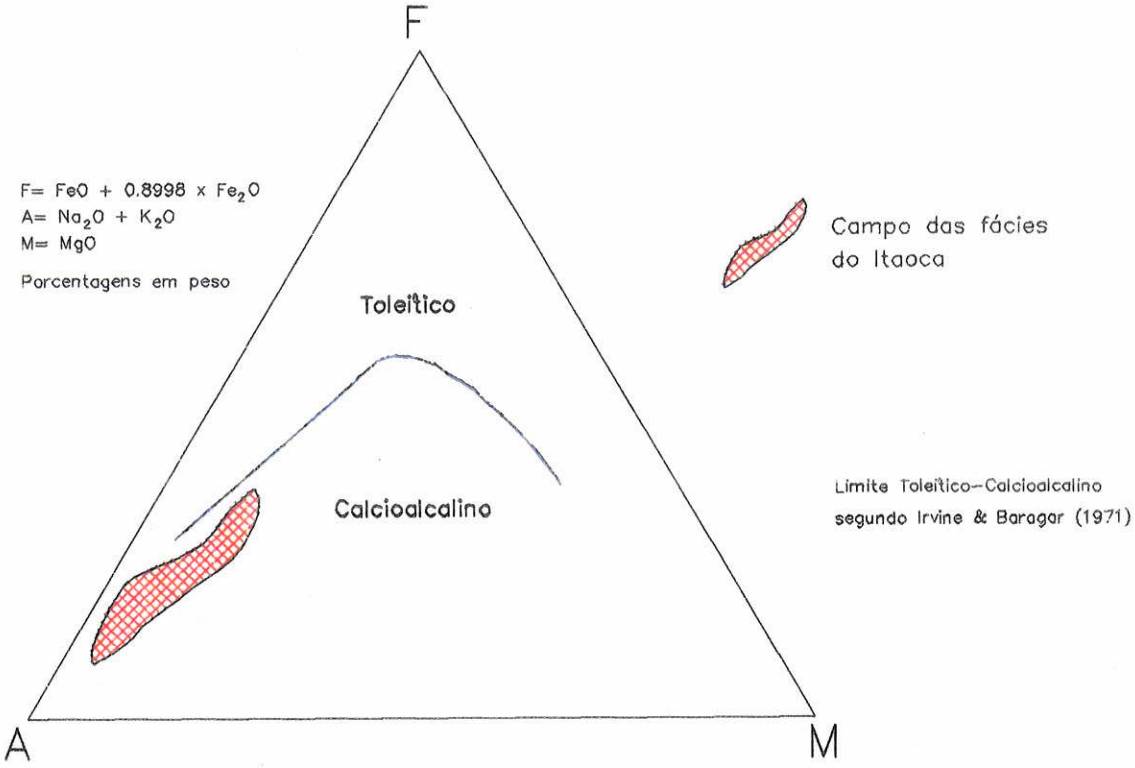


Figura 10 – Diagrama A–F–M, com campo ocupado pelas fácies do Itaoca.

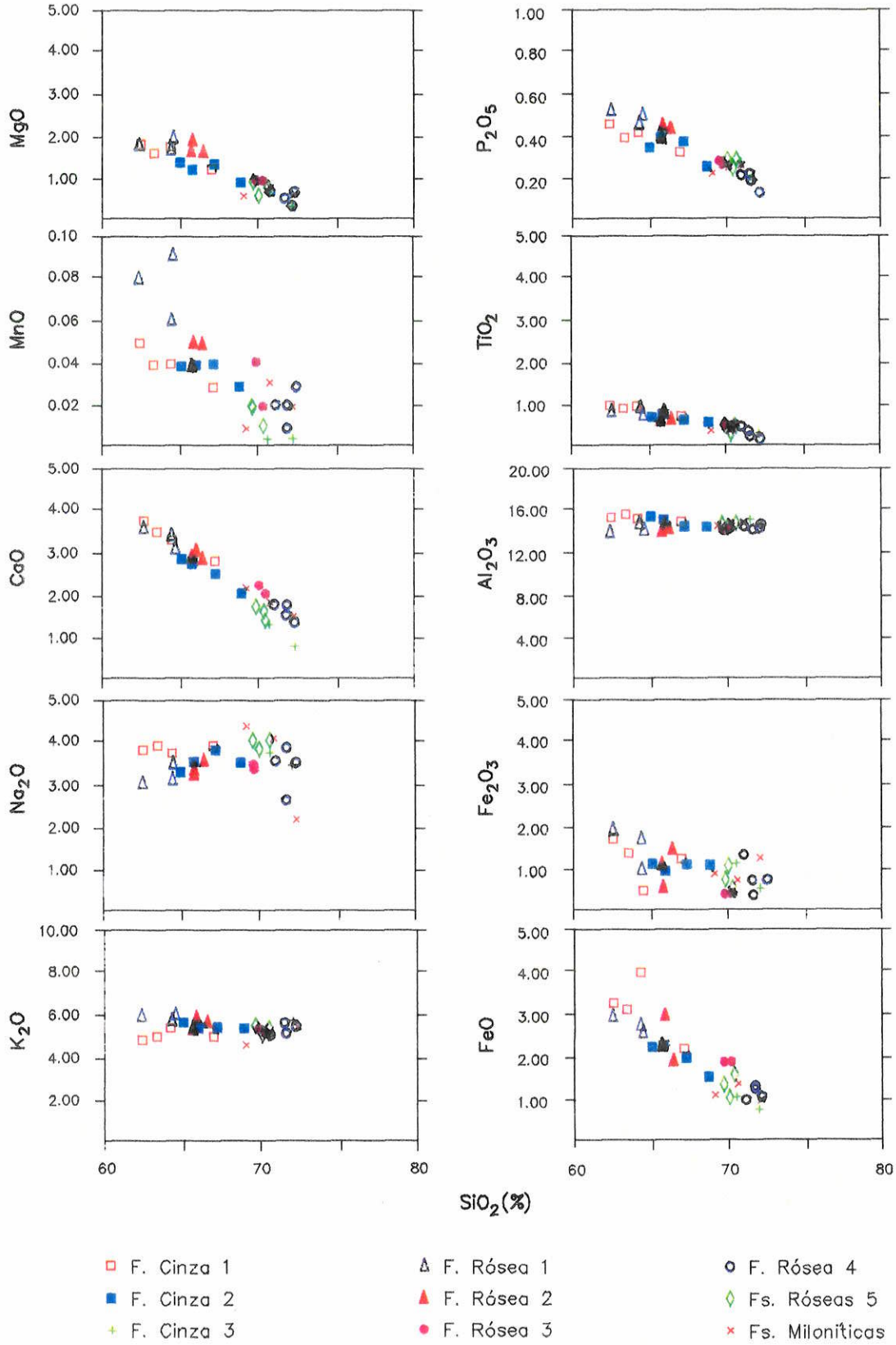


Figura 11 – Diagrama de variações dos óxidos de elementos maiores x sílica para as fácies do Itaoca.

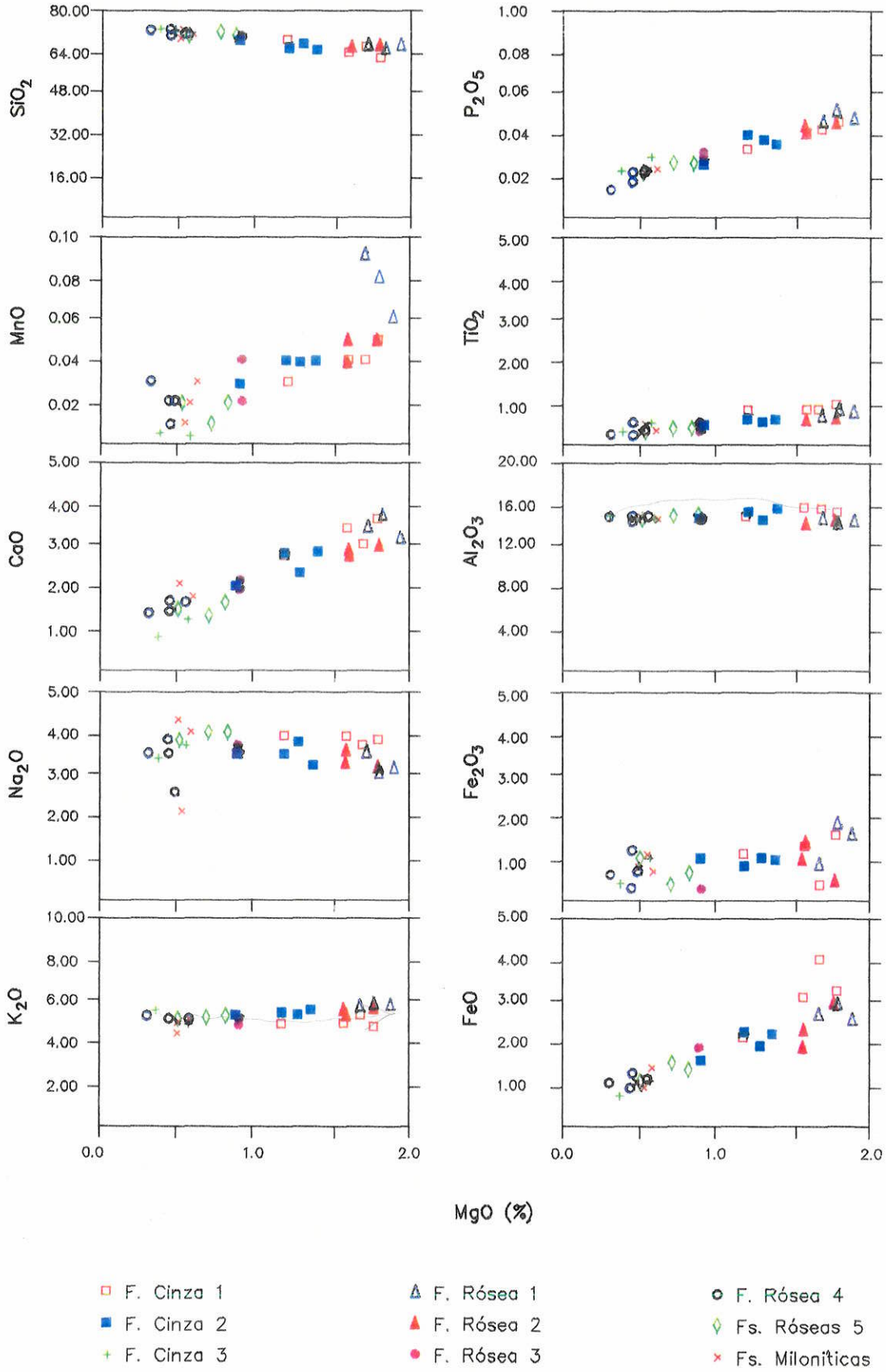
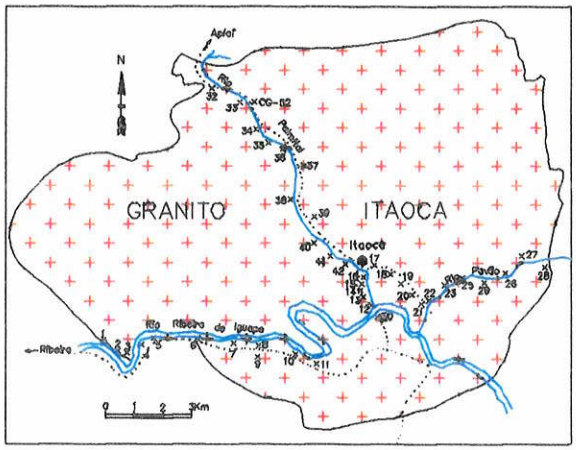
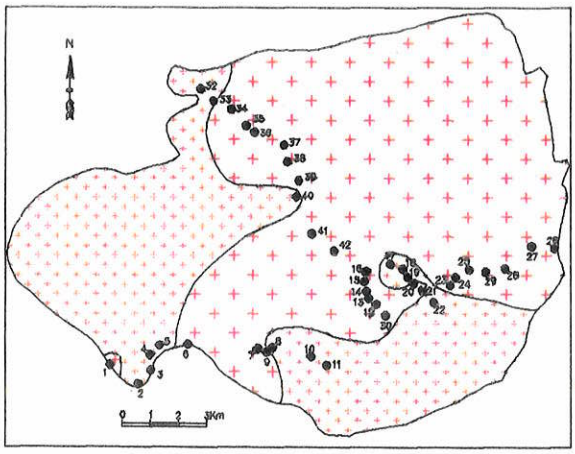


Figura 12 – Diagrama de variação dos óxidos de elementos maiores x MgO para as fácies do Itaoca.

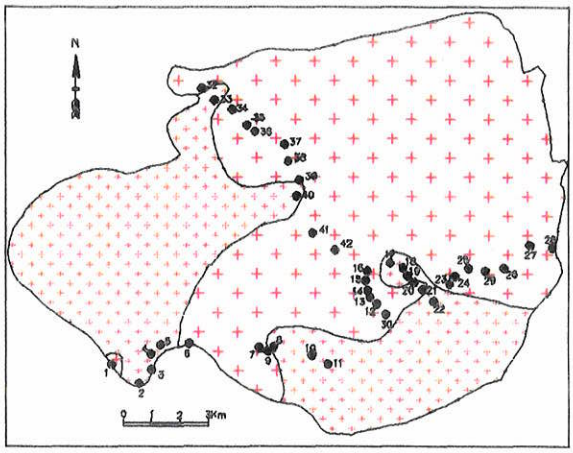


Mapa da localização das amostras do maciço Itaoca.

Landim et al. (1975)



Distribuição em área das amostras segundo a análise de agrupamentos para elementos principais.



Distribuição em área das amostras segundo a análise de agrupamentos para elementos traços.

Adamelitos

Granodioritos

Figura 13 – Domínios no Itaoca definidos com base na análise de agrupamento dos resultados litoquímicos para elementos principais e traços.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISES ISOTÓPICAS

5.1 AS SISTEMÁTICAS RUBÍDIO/ESTRÔNCIO, SAMÁRIO/NEODÍMIO E CHUMBO/CHUMBO

O Quadro 11 mostra a relação das amostras de granitóides, escarnitos e mineralizações do Maciço Itaoca enviadas para laboratório, com vistas à análises radiométricas, bem como a sistemática e os objetivos envolvidos em cada caso.

Número de Amostras	Classificação	Procedência	Método Analítico	Objetivos
21	Granitóide	Fácies Cinza 1	Rb/Sr	Idade e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
20	Granitóide	Fácies Cinza 3	Rb/Sr	Idade e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
21	Granitóide	Fácies Róseas 1, 2 e 3	Rb/Sr	Idade e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
2	Granitóide (Hidrotermalizado)	Fácies Cinza 1	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
15	Escarnito	Gorutuba 1	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
5	Calcita (escarnito)	Gorutuba 1	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
5	Calcita (mármore)	Gorutuba 1	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
3	Wollastonita	Gorutuba 1	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
3	Fluorita	Veios de quartzo em zona de cisalhamento do Itaoca (Pavão)	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
3	Fluorita	Corpos estratiformes do depósito de Saltinho-Mato Dentro (borda oeste do Itaoca)	Rb/Sr	Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
5	Galena	Veios de quartzo no Itaoca	Pb/Pb	Idade e parâmetros para plumbotectônica
2	Scheelita	Gorutuba 1	Sm/Nd	Idade
2	Granada	Gorutuba 1	Sm/Nd	Idade
3	Salita	Gorutuba 1	Sm/Nd	Idade

Quadro 11 - Amostras do Itaoca, métodos e objetivos radiométricos.

Método Rubídio/Estrôncio

As amostras de escarnitos do Gorutuba 1 (Capítulo 2, Item 2.2.1.6) não foram datados pelo método Rb/Sr, pois a concentração de rubídio mostrou-se nula, nas análises semi-quantitativas.

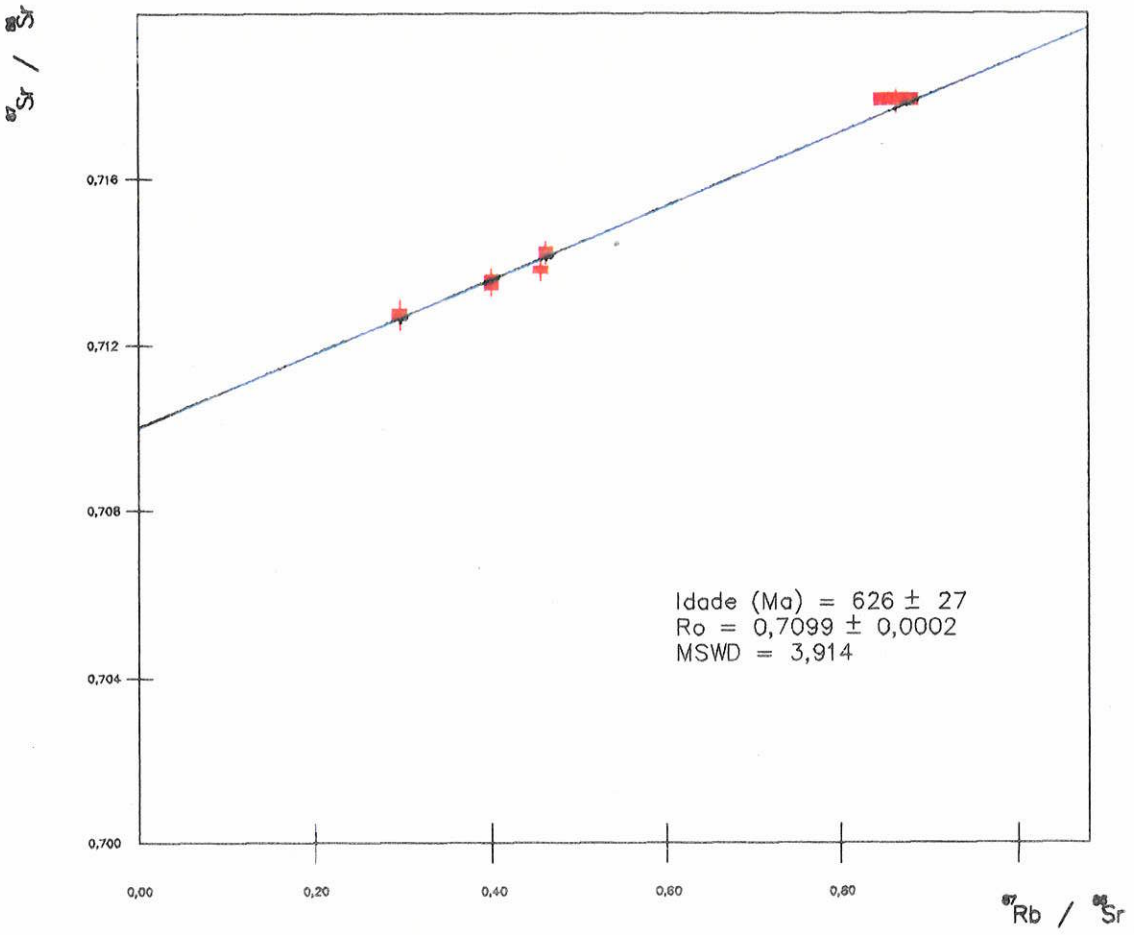
O processo analítico também descartou a possibilidade de datação da Fácies Cinza 1, por não haver dispersão suficiente das razões Rb/Sr para obtenção de isócrona. O mesmo ocorreu quanto à Fácies Rósea 1. Ao contrário, foi possível a construção de diagramas isocrônicos para as fácies Rósea 2 e Cinza 3, respectivamente com 5 e 7 pontos.

Os resultados das análises isotópicas Rb/Sr estão resumidos no Quadro 12, enquanto que a Figura 14 exibe os diagramas isocrônicos obtidos para os granitóides do Itaoca. As razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ estabelecidas para as fácies datadas, bem como para amostras de escarnitos, minerais de escarnitos e mineralizações do Maciço Itaoca são ilustradas na Figura 15. Nesta figura estão também lançadas as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtidas em amostras das mineralizações de fluorita da zona de cisalhamento do Pavão (Capítulo 3, Item 3.1), do

N° Laboratório	N° de Campo	Classificação	Procedência	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Idade (Ma)	Razão Inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$
11 064	I - 239 E	Quartzomonzonito	Fácies Rósea 2	149,8	949,3	0,457 ± 0,008	0,71380 ± 0,00006	626 ± 27	0,70997 ± 0,00016
11 065	I - 239 K	Quartzomonzonito	Fácies Rósea 2	141,0	1 016,1	0,402 ± 0,007	0,71349 ± 0,00011		
11 066	I - 239 O	Quartzomonzonito	Fácies Rósea 2	139,5	1 364,7	0,296 ± 0,005	0,71272 ± 0,00007		
11 068	I - 239 U	Quartzomonzonito	Fácies Rósea 2	177,0	594,0	0,863 ± 0,024	0,71788 ± 0,00008		
12 664	I - 239 R	Quartzomonzonito	Fácies Rósea 2	147,8	924,5	0,463 ± 0,006	0,71421± 0,00007		
11 051	I - 250 C	Monzogranito	Fácies Cinza 3	147,0	753,0	0,565 ± 0,016	0,71581 ± 0,00006	588 ± 51	0,71090 ± 0,00052
11 052	I - 250 I	Monzogranito	Fácies Cinza 3	192,0	850,0	0,654 ± 0,018	0,71596 ± 0,00007		
11 053	I - 250 J	Monzogranito	Fácies Cinza 3	204,0	692,0	0,854 ± 0,024	0,71767 ± 0,00013		
12 660	I - 250 B	Monzogranito	Fácies Cinza 3	117,2	743,5	0,690 ± 0,010	0,71679 ± 0,00006		
12 661	I - 250 E	Monzogranito	Fácies Cinza 3	185,0	705,1	0,760 ± 0,015	0,71729 ± 0,00007		
12 662	I - 250 G	Monzogranito	Fácies Cinza 3	178,6	663,2	0,780 ± 0,011	0,71762 ± 0,00009		
12 663	I - 250 L	Monzogranito	Fácies Cinza 3	184,7	690,6	0,775 ± 0,011	0,71726 ± 0,00008		
12 229	IT- 111 A	Monzogranito (Hidrotermalizado)	Fácies Cinza 1	348,9	923,6	1,095 ± 0,006	0,71922 ± 0,00014	----	0,71922 ± 0,00014
11 061	IT - 10 L	Escarnito	Gorutuba 1	0	279,0	—	—	—	0,71101 ± 0,00006
11 062	IT - 10 Q	Escarnito	Gorutuba 1	1,7	77,1	—	—	—	0,71083 ± 0,00008
11 058	IT - 11 B	Calcita/Escarnito	Gorutuba 1	0	639,0	—	—	—	0,71028 ± 0,00012
11 059	IT - 11 D	Calcita/Escarnito	Gorutuba 1	0	413,0	—	—	—	0,71099 ± 0,00011
11 060	IT - 11 E	Calcita/Escarnito	Gorutuba 1	0	435,0	—	—	—	0,71037 ± 0,00006
11 056	IT - 12 B	Calcita/Mármore	Gorutuba 1	0	359,0	—	—	—	0,71004 ± 0,00006
11 057	IT - 12 E	Calcita/Mármore	Gorutuba 1	0	294,0	—	—	—	0,71071 ± 0,00009
12 223	IT - 15 A	Wollastonita	Gorutuba 1	—	—	—	—	—	0,70931 ± 0,00006
12 224	IT - 15 B	Wollastonita	Gorutuba 1	—	—	—	—	—	0,70921 ± 0,00006
12 225	IT - 15 C	Wollastonita	Mina do Juca	—	—	—	—	—	0,70926 ± 0,00008
12 226	IT - 16 A	Fluorita	Zona de Cisalhamento (Pavão)	—	—	—	—	—	0,71156 ± 0,00013
12 228	IT - 16 C	Fluorita	Zona de Cisalhamento (Pavão)	—	—	—	—	—	0,71120 ± 0,00008
12 884	IT - 19 A	Fluorita	Depósito Saltinho-Mato-Dentro (borda oeste do Itaoca)	—	—	—	—	—	0,71414 ± 0,00011
12 883	IT - 19 B	Fluorita	Depósito Saltinho-Mato-Dentro (borda oeste do Itaoca)	—	—	—	—	—	0,71460 ± 0,00005

Quadro 12 - Resultados analíticos, razões iniciais e idades Rb/Sr para amostras granitóides do Maciço Itaoca, escarnitos e mineralizações associadas.

1)



2)

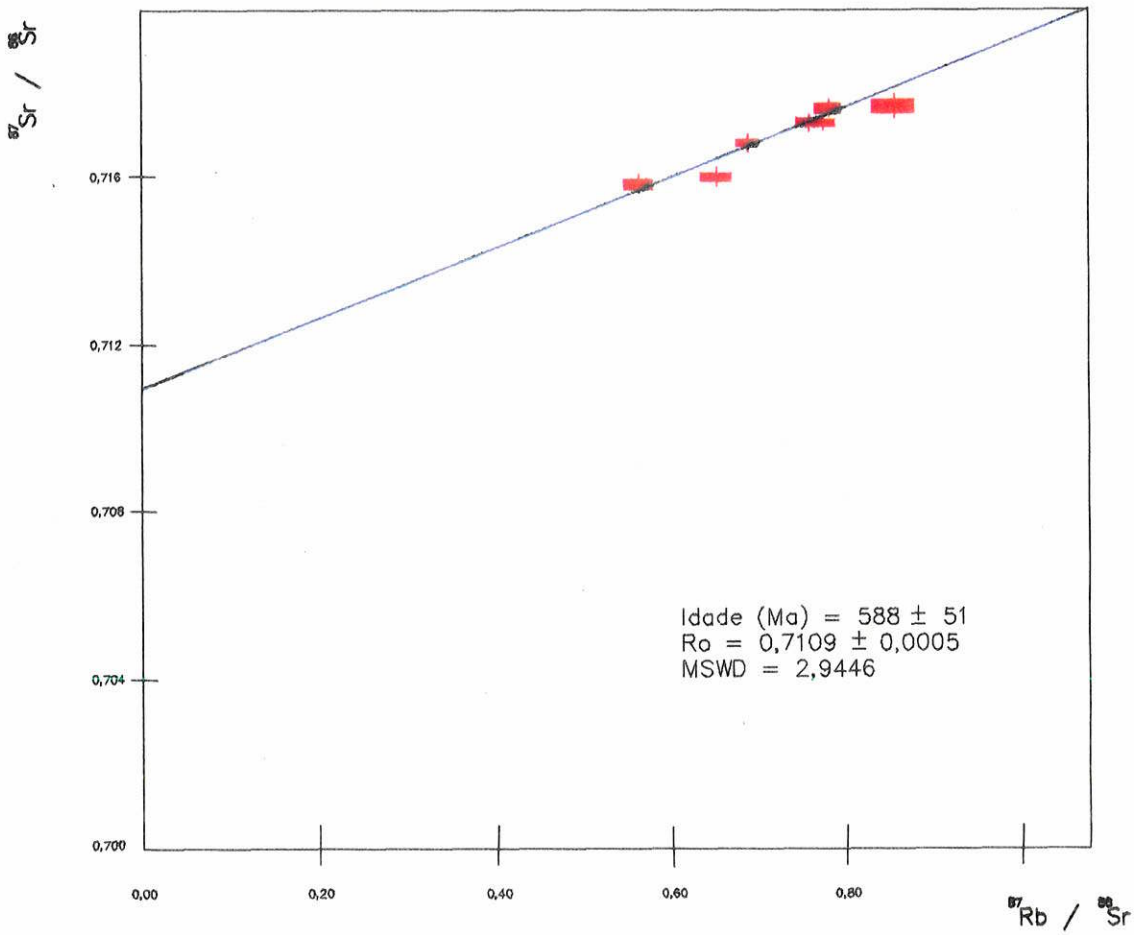


Figura 14 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr para fácies do Itaoca: 1) Fácies Rósea 2; 2) Fácies Cinza 3.

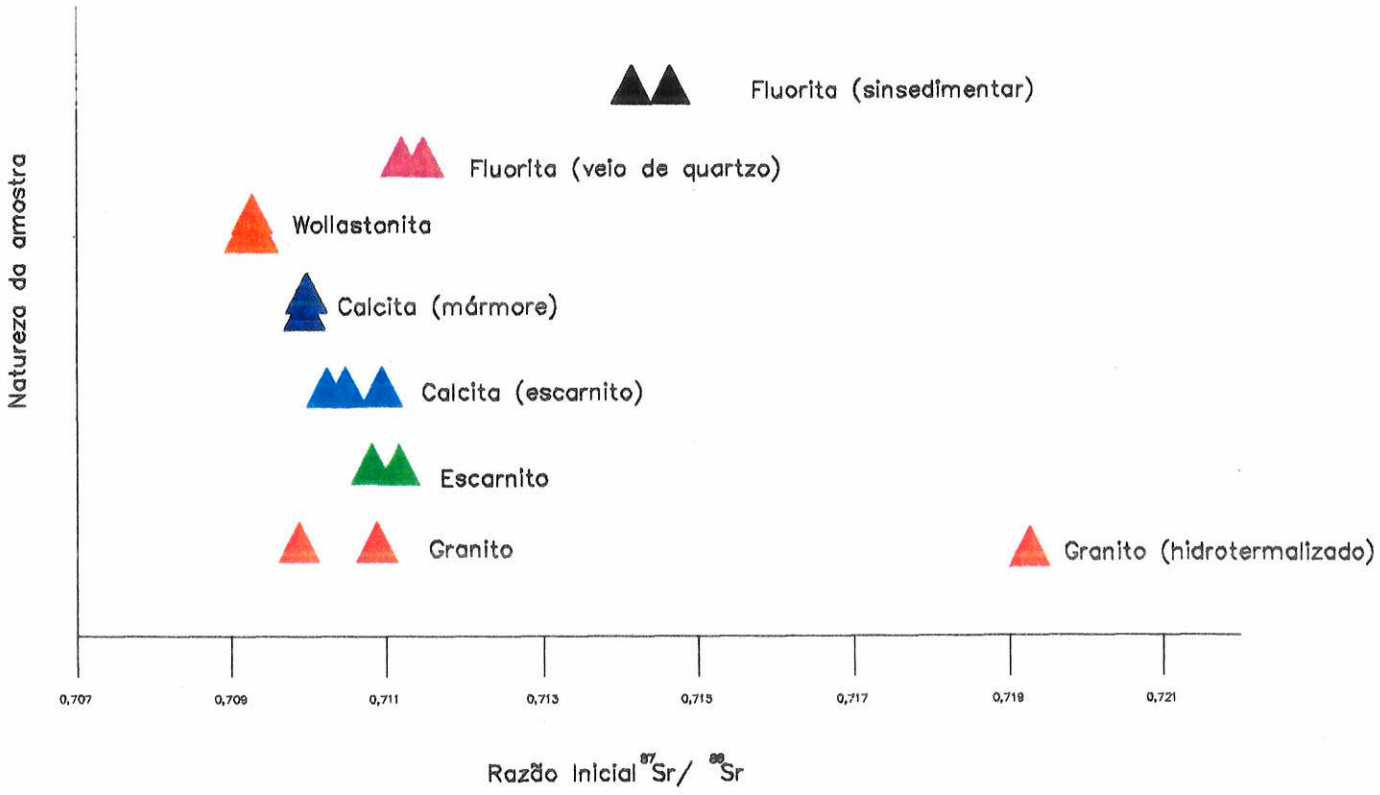


Figura 15 – Razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ para amostras de escarnitos, minerais de escarnitos, mineralizações e granitóides do Itaoca.

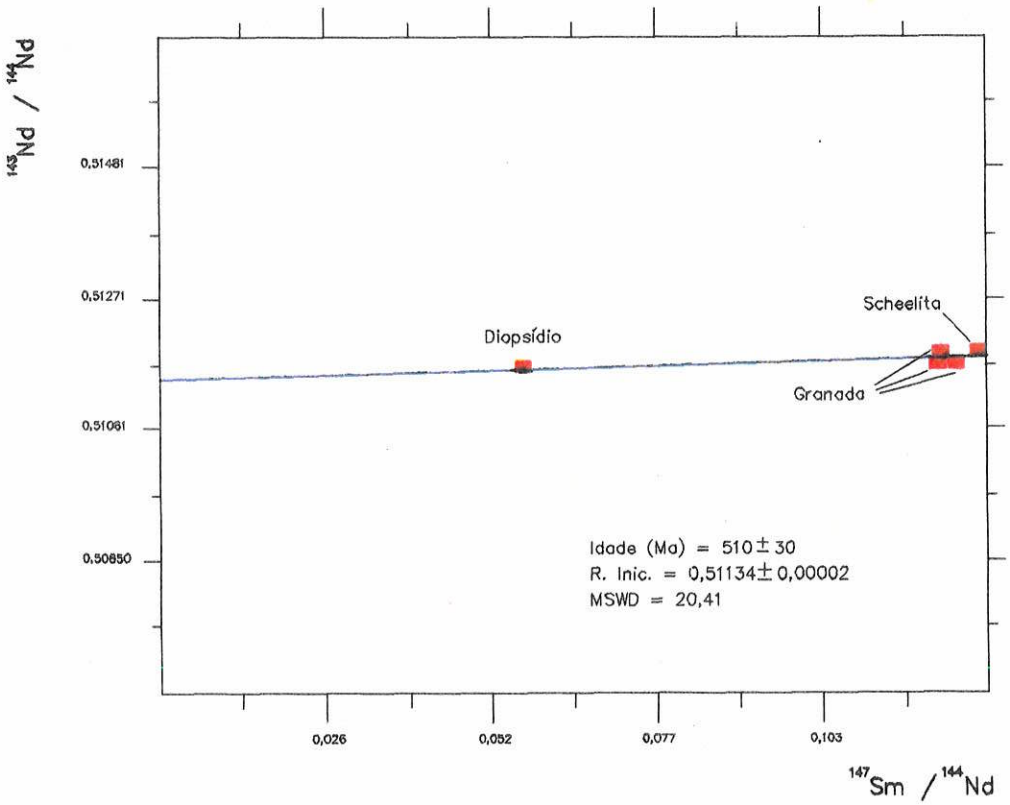


Figura 16 – Diagrama isocrônico Sm/Nd para minerais de escarnitos do Itaoca.

granitóide encaixante (hidrotermalizado), e do depósito de fluorita sinsedimentar de Saltinho-Mato Dentro, situado na borda oeste do Itaoca (Anexo B).

Método Samário/Neodímio

Minerais dos escarnitos da área Gorutuba foram também analisados pela sistemática Sm/Nd, na tentativa de obtenção da idade destes corpos metassomáticos. A natureza das amostras, resultados analíticos e a idade aparente calculada por este método estão sumarizados no Quadro 13. Já a Figura 16 exibe o diagrama isocrônico obtido neste caso.

Método Chumbo-Chumbo

Amostras de galena de veios de quartzo instalados em fraturas do Itaoca foram analisadas pelo método Pb/Pb, com vistas à obtenção de idades calculadas pelo método Stacey-Kramers e parâmetros para diagramas de plumbotectônica. Os resultados destas análises e as idades calculadas são mostrados no Quadro 15.

Explicitados os resultados anteriores, prefere-se interpretá-los mais adiante, quando da discussão sobre a evolução do maciço e a análise de suas ocorrências minerais. De qualquer modo, alguns aspectos podem ser comentados, como modo de embasar a análise posterior. São eles:

a) a idade Rb/Sr obtida para a Fácies Rósea 2 é de 626 ± 27 Ma. Para a Fácies Cinza 3, alterada hidrotermalmente, a idade equivalente é de 588 ± 51 Ma. Destas, a idade calculada para a Fácies Rósea 2 deve estar traduzindo a época de colocação do Maciço Itaoca;

b) dos diagramas isocrônicos anteriores, o referente à Fácies Rósea 2 é relativamente impreciso (fator MSWD = 3,914). Já o diagrama referente à Fácies Cinza 3 mostra precisão aceitável (fator MSWD = 2,945);

c) as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ do sistema granitóide-escarnito-mármore oscilam entre 0,709 e 0,711, à exceção do granitóide milonítico e hidrotermalizado da zona de cisalhamento do Pavão, com razão inicial de 0,719, e da fluorita sinsedimentar da borda do maciço, que mostra razões iniciais da ordem dos 0,714;

d) a idade aparente Sm/Nd é altamente imprecisa. Neste caso, o diagrama isocrônico, apesar de envolver 5 amostras, resulta efetivamente da interpolação entre dois pontos, uma vez que estão concentrados num mesmo campo os resultados isotópicos das amostras de granada (duas), wollastonita (uma), e salita (uma). Além disto, a idade aparente, que seria a de formação dos escarnitos é muito jovem em relação à idade Rb/Sr calculada para o maciço;

e) a idade Pb/Pb das galenas epigenéticas do Itaoca, da ordem de 1400 Ma, confrontam-se com a idade do maciço, da ordem de 620 Ma.

N° Laboratório	N° de Campo	Classificação	Procedência	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Idade Aparente (Ma)
439	IT - 13 B	Scheelita	Gorutuba 1	12,3	58,9	0,1275 ± 0,0001	0,51175 ± 0,00003	510 ± 30
90	IT - 14 A	Granada	Gorutuba 1	5,0	24,7	0,1239 ± 0,0004	0,51164 ± 0,00002	
174	IT - 14 B	Granada	Gorutuba 1	3,5	17,5	0,1213 ± 0,0006	0,51160 ± 0,00002	
333	IT - 18 A	Salita	Gorutuba 1	0,2	2,4	0,0560 ± 0,0001	0,51153 ± 0,00001	
334	IT - 18 B	Salita	Gorutuba 1	1,1	5,3	0,1216 ± 0,0001	0,51178 ± 0,00003	

Quadro 13 - Resultados analíticos e idade Sm/Nd em minerais dos escarnitos do Itaoca.

N° Laboratório	N° de Campo	Classificação	Procedência	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Idade (Ma)
05	IT - 17 A	Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	16,4175	15,4845	36,9095	1446
06	IT - 17 B	Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	16,4103	15,4672	36,9723	1425
07	IT - 17 C	Galena	Veio de Quartzo Leste do Itaoca Fácies Cinza 1	16,3329	15,4756	36,8913	1497
08	IT - 17 D	Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	16,4092	15,4651	36,8560	1422
09	IT - 17 E	Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	16,3922	15,4571	36,8226	1422

Quadro 14 - Resultados analíticos e idades Pb/Pb em galenas de veios de quartzo do Maciço Itaoca.

5.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A Figura 17 mostra a procedência de amostras para isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos e oxigênio em silicatos relacionados ao Itaoca. As primeiras são referentes aos metacalcários da borda ígnea, mármores de pendentes do teto e calcitas dos escarnitos locais. As segundas foram feitas em silicatos dos escarnitos do maciço, nas áreas Gorutuba e Mina do Juca (Capítulo 2, Item 2.2.1.6).

Carbono e Oxigênio em Carbonatos

As encaixantes metacalcárias do Subgrupo Lajeado foram amostradas longe do contato ígneo, na estrada Apiaí-Iporanga, por corresponderem, ao menos em parte (Formação Passa Vinte), às matrizes marmóreas dos escarnitos do batolito. Além disto, considera-se que essas rochas, metamorfisadas em grau fraco, devem possuir assinaturas isotópicas próximas às dos protolitos carbonáticos (não-metamórficos) dos mármores do Itaoca.

As faixas marmóreas analisadas são as encaixantes dos escarnitos da área Gorutuba, uma delas correspondente à rocha matriz dos Gorutuba 2 e 3 (granada-salita escarnitos) e outra ao Gorutuba 1 (granada-wollastonita escarnito), enquanto que as calcitas estão presentes em veios tardios destes mesmos escarnitos, ou mais especificamente, do corpo Gorutuba 1.

Nº Laboratório	Amostra	Natureza	Procedência	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
COR - 85003	IT - 20	Mármore/Metacalcário (calcítico)	Mármore/ Metacalcário Passa Vinte	+ 3,5	+ 21,2
COR - 85004	IT - 21	Metacalcário (calcítico)	Mármore/ Metacalcário Passa Vinte	+ 1,8	+ 23,9
COR - 85005	IT - 22	Metacalcário (calcítico)	Mármore/ Metacalcário Passa Vinte	+ 1,7	+ 24,0
COR - 85006	IT - 23	Metacalcário (calcítico)	Metacalcário Mina de Furnas	+ 0,7	+ 18,0
COR - 85007	IT - 24	Metacalcário (calcítico)	Metacalcário Mina de Furnas	+ 2,1	+ 23,8
COR - 85008	IT - 25	Metacalcário (calcítico)	Metacalcário Bairro da Serra	– 0,3	+ 18,1
COR - 85009	IT - 26	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	– 0,1	+ 17,7
COR - 85010	IT - 27	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	– 1,5	+ 17,1
COR - 85011	IT - 28	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	– 0,2	+ 17,5
COR - 85012	IT - 29	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	+ 0,2	+ 17,8
COR - 85013	IT - 30	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	– 0,6	+ 16,0
COR - 85014	IT - 31	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 3	– 3,1	+ 16,2
COR - 85015	IT - 32	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 1	+ 3,6	+ 20,2
COR - 85016	IT - 33	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 1	+ 2,0	+ 19,1
COR - 85017	IT - 34	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 1	+ 2,2	+ 16,5
COR - 85018	IT - 35	Mármore (calcítico)	Mármores/Gorutuba 1	+ 2,8	+ 20,0
COR - 85019	IT - 36	Calcita	Veios tardios/Gorutuba 1	+ 0,0	+ 11,4
COR - 85020	IT - 37	Calcita	Veios tardios/Gorutuba 1	+ 1,6	+ 14,7

Quadro 15- Resultados das análises de isótopos de oxigênio e carbono em carbonatos das encaixantes, mármores e escarnitos do Itaoca.

Os resultados analíticos (Quadro 15) mostram que nas encaixantes metacalcárias da borda ígnea os valores $\delta^{18}O$ variam entre +18,0 e +23,9 ‰, enquanto que teores $\delta^{13}C$ oscilam entre –0,3 e +3,5 ‰. Os mármores relacionados ao Gorutuba 1 situam-se dentro do

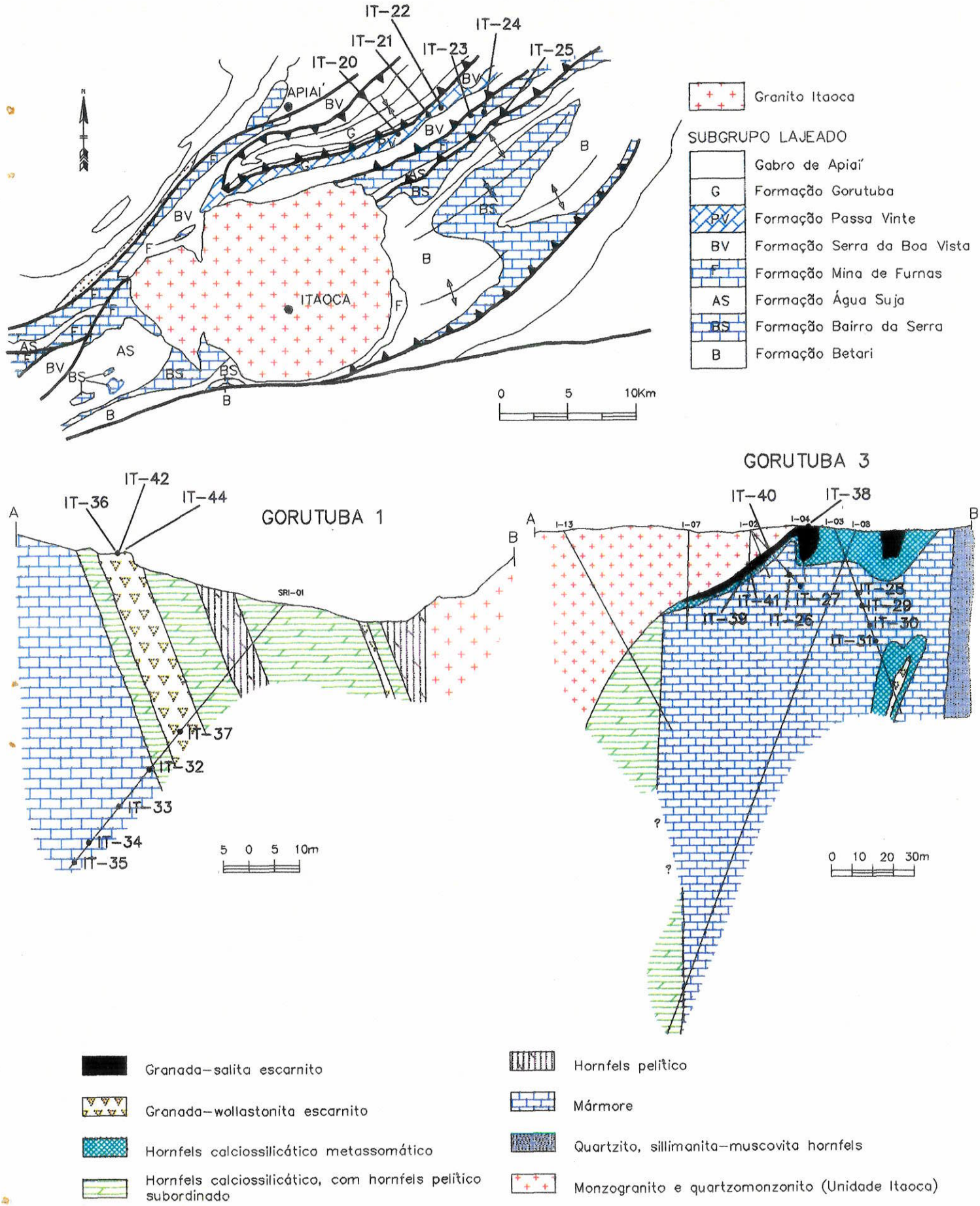


Figura 17 – Localização das amostras do Itaoca e suas encaixantes submetidas à análise para isótopos estáveis ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$).

intervalo de variação δ ^{13}C dos metacalcários da borda, porém com valores δ ^{18}O pouco mais baixos, entre + 16,2 e +20,0 ‰. Já os mármores associados aos escarnitos Gorutuba 3 mostram teores que partem do mínimo δ ^{13}C registrado nos metacalcários e variam, para baixo, em até 3 ‰ (entre –0,1 e –3,1 ‰). Nestes mármores, são também menores os valores δ ^{18}O em relação aos metacalcários regionais, já que oscilam entre +16 e +17,8 ‰.

Comparando os mármores do Gorutuba 1 e do Gorutuba 3, nota-se que os valores δ ^{18}O tendem a ser menores na segunda faixa, do mesmo modo que os valores δ ^{13}C, que são de 2 a 5 ‰ inferiores à primeira.

As calcitas venulares do Gorutuba 1 mostram teores δ ^{13}C (0,0 a +1,6 ‰) dentro do intervalo de variação dos metacalcários encaixantes, pouco menores que nos mármores do Gorutuba 1 e maiores que nos mármores do Gorutuba 3. Para estas calcitas, valores δ ^{18}O oscilam entre +11,4 e +14,7 ‰, inferiores aos dos escarnitos, sendo francamente menores em relação aos metacalcários da borda do maciço.

Oxigênio em Silicatos

As amostras de silicatos analisadas correspondem à paragênese principal (salita, granada e wollastonita) dos escarnitos das áreas Gorutuba e Mina do Juca. A procedência de cada amostra e os resultados obtidos estão ilustrados no Quadro 16 e na Figura 18.

N° Laboratório	Amostra	Natureza	Procedência	$\delta^{18}O$
ORS - 82356	IT - 38	Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 10,1
ORS - 82357	IT - 39	Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 10,5
ORS - 82358	IT - 40	Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 11,4
ORS - 82359	IT - 41	Granada	Escarnito Gorutuba 3	+ 8,9
ORS - 82360	IT - 42	Granada	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,5
ORS - 82361	IT - 43	Granada	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,1
ORS - 82362	IT - 44	Wollastonita (fina)	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,6
ORS - 82363	IT - 45	Wollastonita (grossa)	Escarnito Mina do Juca	+ 9,6
ORS - 82364	IT - 46	Wollastonita (grossa)	Escarnito Mina do Juca	+ 9,9

Quadro 16 - Resultados das análises de isótopos de oxigênio em silicatos dos escarnitos do Itaoca.

Nas salitas do Gorutuba 3 ocorrem variações δ ^{18}O de até 1,3 ‰. Entre as salitas e a granada amostrada neste corpo, a variação atinge 2,9 ‰.

Wollastonita e granadas do Gorutuba 1 mostram teores δ ^{18}O homogêneos, do mesmo modo que as wollastonitas da Mina do Juca (variação de apenas 0,3 ‰ no conteúdo δ ^{18}O).

Novamente, prefere-se que a interpretação dos resultados das análises dos isótopos estáveis seja feita durante a discussão sobre a evolução do maciço e a análise metalogenética do Itaoca.

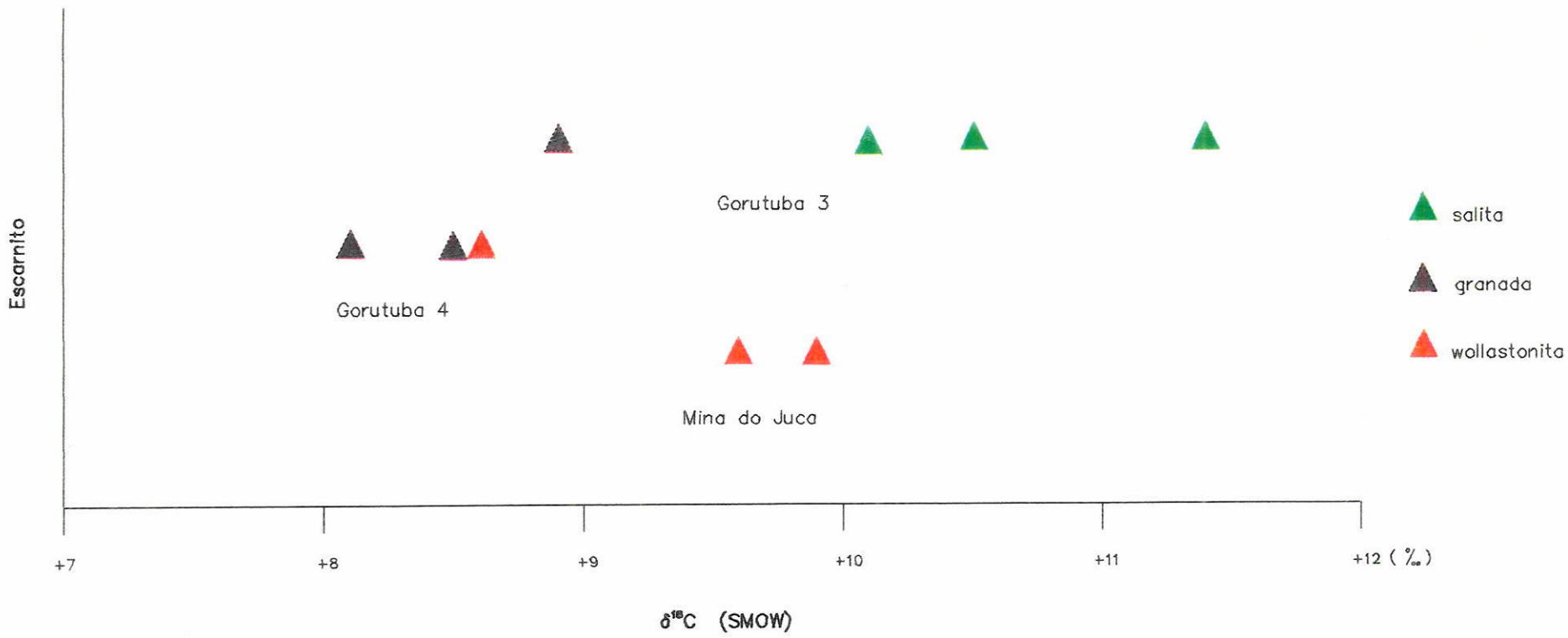
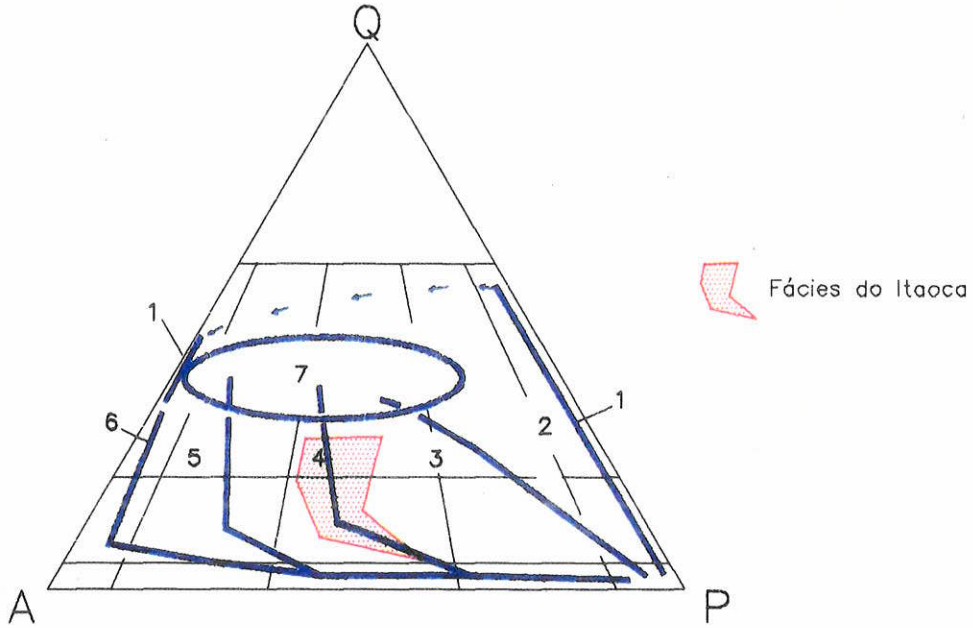


Figura 18 – Variação $\delta^{18}O$ em silicatos dos escarnitos de Itaoca.



Triângulo modal Q–A–P (quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio) e séries granitóides definidas por Lameyre & Bowden (1982): 1 = granitóides toleíticos; 2 = granitóides calcioalcalinos trondhjemíticos, de baixo potássio; 3 = granitóides calcioalcalinos, com teor normal de potássio; 4 = granitóides calcioalcalinos monzoníticos, ou de alto potássio; 5 = granitóides aluminosos potássicos de províncias alcalinas; 6 = granitóides peralcalinos sódicos de províncias alcalinas; 7 = granitóides crustais.

Figura 19 – Séries granitóides.

CAPÍTULO 6 - A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO MACIÇO ITAOCA

Neste capítulo é feita a abordagem conjunta dos dados geológicos, geoquímicos e isotópicos obtidos no Itaoca, para formulação de análise sobre a natureza e evolução do maciço, e sua inserção no contexto geológico do Vale do Ribeira.

6.1 NATUREZA E EVOLUÇÃO DO MACIÇO ITAOCA

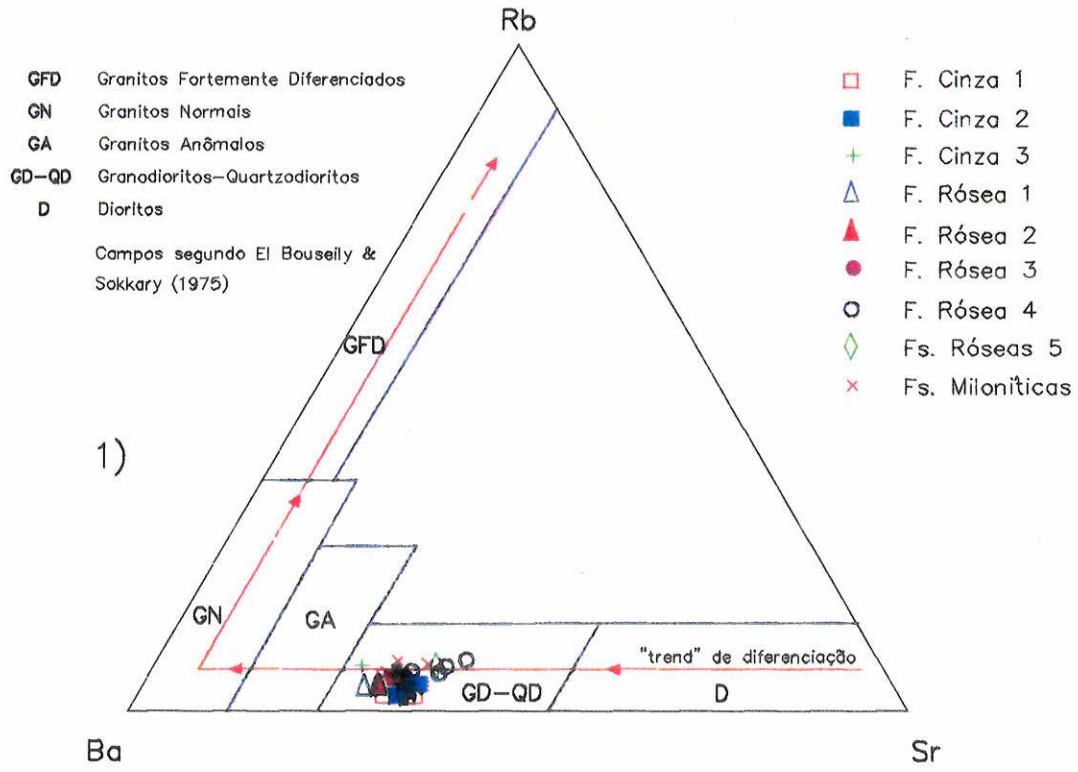
As características modais das fácies do Itaoca indicam que estas rochas correspondem à série granitóide monzonítica de alto potássio, conforme definida por Lameyre & Bowden (1982), o que pode ser verificado na Figura 19.

A Figura 20 mostra diagrama triangular Rb-Ba-Sr, utilizado como indicativo da diferenciação de rochas granitóides (El Bouseily & El Sokkary 1975). Pode ser visto que os litotipos do Itaoca mostram-se como rochas pouco diferenciadas, concentradas no campo dos *granodioritos e quartzodioritos*. Nesta figura, onde estão plotados os resultados analíticos referentes a algumas das intrusivas regionais, os valores relativos ao Itaoca foram obtidos de Gomes *et al.* (1975b).

Fácies	Al_2O_3 (%)	$Na_2O + K_2O + CaO$ (%)	ANKC (*)	Rb/Sr (média)	Ba/Sr (média)
Cinza I	14,8 - 15,6	11,7 - 12,4	1,2 - 1,3	0,08	24,2
Cinza II	14,6 - 15,4	11,0 - 11,9	1,2 - 1,3	0,11	17,7
Cinza III	14,5	9,9 - 10,0	1,4 - 1,5	0,21	10,0
Rósea I	14,1 - 14,7	12,1 - 12,5	1,1 - 1,2	0,11	19,7
Rósea II	14,2 - 14,5	11,6 - 12,0	1,2	0,12	16,4
Rósea III	14,2 - 14,3	10,8 - 11,0	1,3	0,15	12,8
Rósea IV	14,4 - 14,9	9,9 - 10,5	1,4 - 1,5	0,17	9,3
Róseas V	14,4 - 14,7	10,6 - 11,1	1,3 - 1,4	0,17	10,9
Miloníticas	14,4 - 14,8	8,9 - 11,0	1,3 - 1,6	0,20	9,4
(*) ANKC = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$					

Quadro 17 - Alguns parâmetros geoquímicos das fácies granitóides do Itaoca.

Por outro lado, seus conteúdos de óxidos de alumínio, álcalis e cálcio das fácies do Itaoca determinam razões ANKC variáveis, em geral, entre 1,1 e 1,4 (Quadro 17). Razões maiores, entre 1,4 e 1,6, podem ser observadas em representantes das fácies Cinza 3, Róseas 5 e Miloníticas, rochas submetidas a alterações hidrotermais. A considerar-se apenas este índice, essas fácies seriam classificadas como moderada a francamente peraluminosas (Shand 1927, *apud* Lameyre 1987). No entanto, sua constituição mineralógica (granitóides com hornblenda e biotita, sem minerais primários aluminosos característicos como muscovita, topázio e granadas) e composição normativa (em geral são desprovidos ou possuem baixos teores de córindon normativo) é típica de granitóides metaluminosos. Este aspecto chama a atenção do



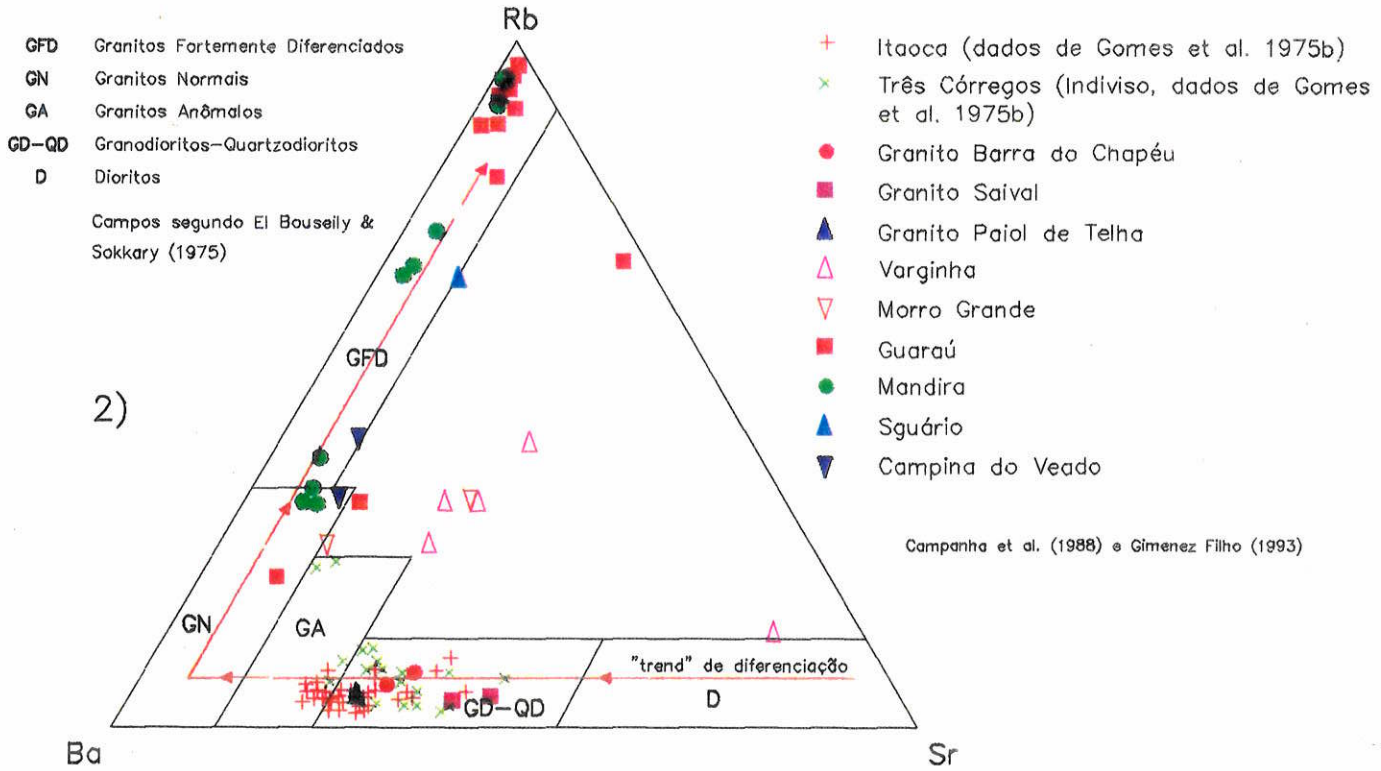


Figura 20 – Diagramas Rb–Ba–Sr: 1) fácies do Itaoca; 2) granitos do Vale do Ribeira.

mesmo modo que os teores de flúor registrados em representantes de quase todas as fácies do maciço (Capítulo 4), também anômalos e comparáveis a teores próprios de granitóides muito mais diferenciados (*i. e.* Kovalenko & Kovalenko 1984, Pollard 1989), e dosados, até mesmo, em maciços calcioalcalinos tipicamente peraluminosos do próprio Cinturão Ribeira, a exemplo do São Francisco (Godoy 1989) e Correas (Goraieb *et al.* 1987, Goraieb 1995). Verificando os conteúdos de alumina, álcalis e cálcio destes últimos granitóides, nota-se que as razões ANKC do Itaoca são elevadas fundamentalmente pelos teores de alumínio, que são da mesma ordem, ou até mais elevados, que os dos granitóides diferenciados.

Deste modo, e observada a natureza dos terrenos encaixantes do Itaoca, onde são comuns rochas metapelíticas aluminosas e ocorrem depósitos de grande porte de fluorita, torna-se plausível a suposição de que os conteúdos aumentados de alumínio e flúor resultem de contaminação, por assimilação de rochas ricas nestes elementos, durante a ascenção das fácies intrusivas do maciço na litosfera.

Esta característica não é exclusiva do Itaoca. Em maciços com mesma natureza, do Cinturão Ribeira, repete-se a incompatibilidade entre razões ANKC e a tipologia granitóide, como pode ser constatado, por exemplo, pela análise dos dados geoquímicos levantados por Theodorovicz *et al.*(1986) e Gimenez Filho (1993) nas intrusivas calcioalcalinas da área do Complexo Três Córregos.

No Itaoca, os conteúdos anômalos de alumínio e flúor possivelmente estejam concentrados nos máficos das fácies granitóides, uma vez que não ocorrem minerais fluoríticos e os representantes aluminosos (sericitas e cloritas secundárias) se apresentam em quantidades insuficientes (Capítulo 2, Item 2.2.1) para justificativa dos teores anômalos dosados.

Nas Figura 21 e 22 estão construídos diagramas da variação de alguns elementos-traço, e elementos-traço e sílica, para as fácies do Itaoca. Mais uma vez, a exemplo dos discriminantes tipo *Harker* mostrados no Capítulo 4, notam-se *trends* contínuos de variação química desses elementos nas rochas do batólito, indicando serem cogenéticas. Esses diagramas podem ser tomados como indicadores da diferenciação entre as fácies, a exemplo de Cocherie (1984) e John & Wooden (1990), que os aplicaram para definição do grau de fracionamento e evolução de granitóides calcioalcalinos no sudoeste da Córsega e na Califórnia (EUA), respectivamente. De modo condizente com isto, as setas dessas figuras estão colocadas no sentido das fácies mais evoluídas do Maciço Itaoca. O fracionamento assinalado é compatível com as características geológicas das fácies do batólito (Capítulo 2). Dessa forma, as fácies Cinza 1, Cinza 2 e Rósea 1 revelam-se como as menos evoluídas (mais precoces), seguindo-se as fácies róseas 2 a 4. Já as Fácies Róseas 5, Cinza 3 e Miloníticas, de forma coerente com suas naturezas e com os processos de alteração envolvidos em sua formação, situam-se sistematicamente nos extremos mais diferenciados daqueles diagramas.

Desse modo, e levando-se em consideração a ocorrência de injeções apenas das fácies Saltinho na Unidade Itaoca, cuja maior expressão é o *stock* mapeado no vale do Rio Claro, na parte centro-leste do maciço (Anexo B), a constituição do batólito parece ter ocorrido através

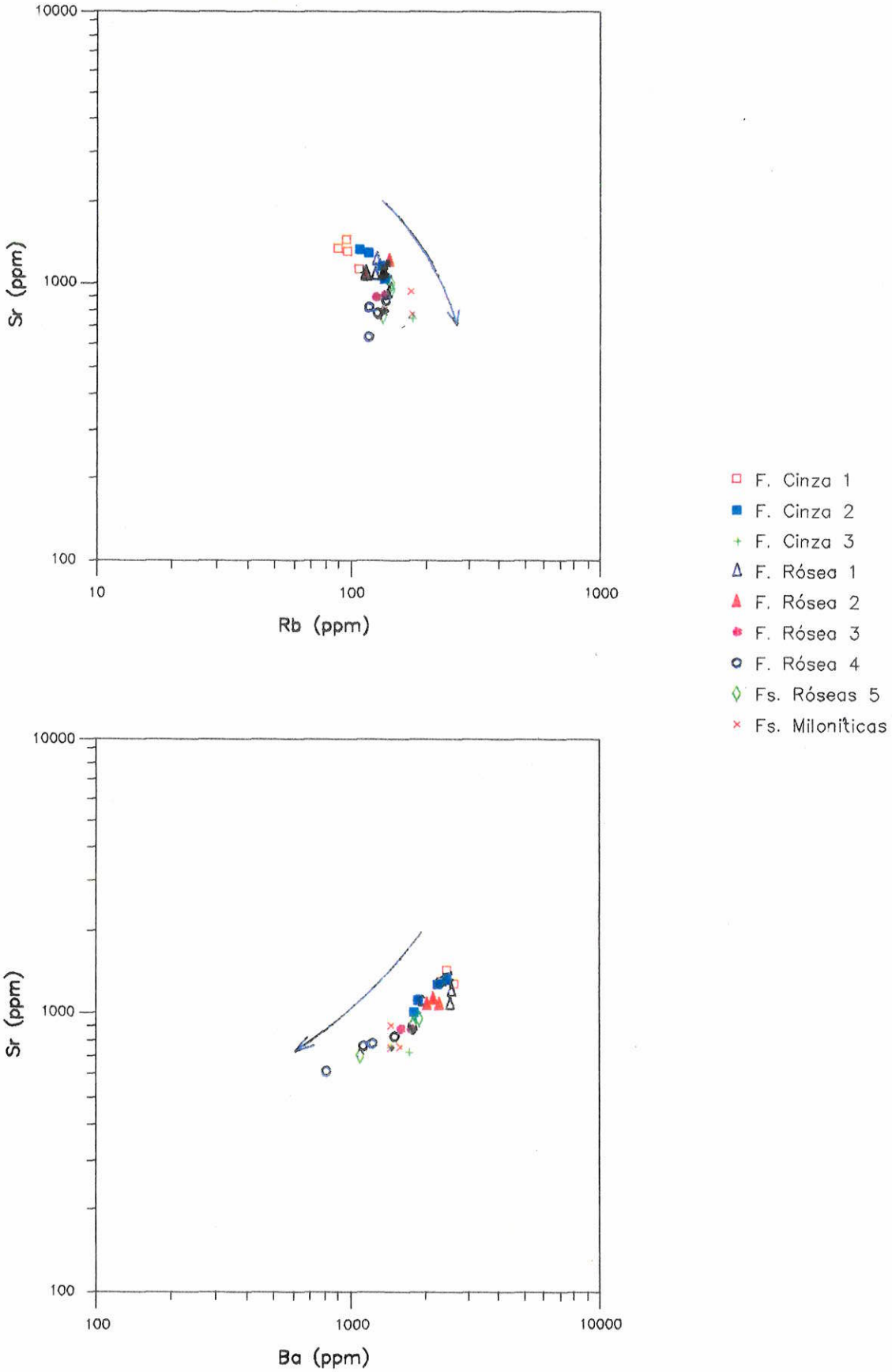


Figura 21 – Diagramas de variações Sr x Rb e Sr x Ba para as fácies do Itaoca.

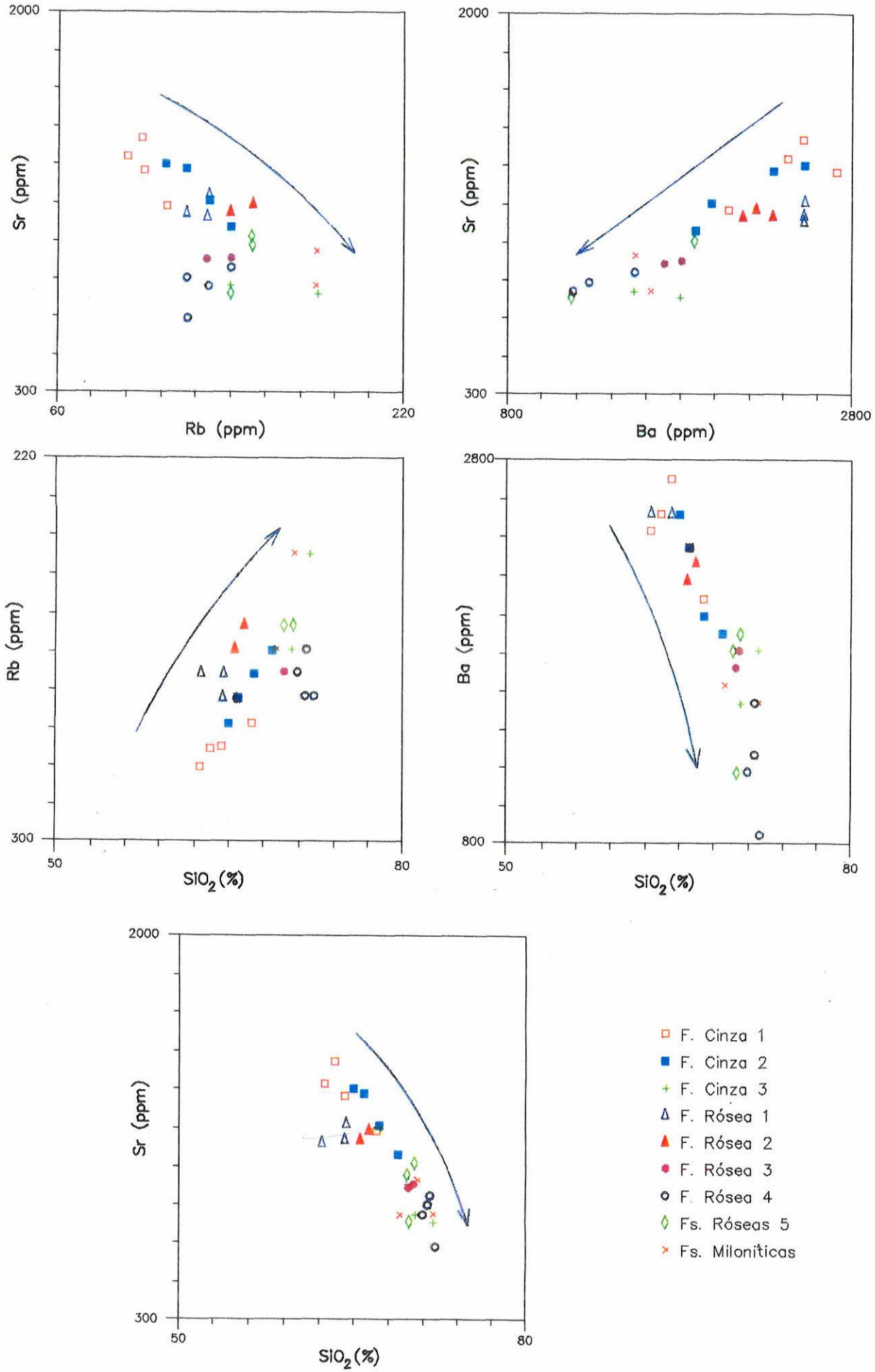


Figura 22 – Diagramas da variação de Rb, Ba, Sr e sílica nas fácies do Itaoca.

T2175
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

da colocação inicial da fácies Cinza 1 e 2, nesta ordem, seguindo-se o posicionamento das fácies Rósea 1 a 4, também nesta ordem.

Indicações adicionais, neste sentido, são dadas pela ocorrência localizada de xenólitos angulosos de granitóides em granitóides (Capítulo 2, Item, 2.2.1.4), contatos relativamente bruscos entre fácies, conforme verificado no caso das fácies róseas 1 e 2, e pela observação, em blocos rolados, de granitóides da Fácies Rósea 1 em contato brusco com granitóides da Fácies Rósea 4 (Foto 33).

As fácies Cinza 3, Róseas 5 e Miloníticas não são consideradas intrusivas, pelos argumentos já antes expostos (Capítulo 2, Item 2.2.1.1).

A Fácies Rósea 2 foi datada, pelo método Rb/Sr, em 626 ± 27 Ma. Apesar de não corresponder à fase magmática mais precoce do Maciço Itaoca, esta idade é semelhante a de vários granitóides calcioalcalinos do Vale do Ribeira (*i. e.* Gimenez Filho 1993), regiões adjacentes (*i. e.* Tassinari *et al.* 1986), e deverá corresponder à idade de formação do batólito Itaoca, já que as várias fácies intrusivas do maciço, todas de mesma linhagem, devem ter se posicionado durante intervalo de tempo reduzido (máximo de alguns milhões de anos).

A Fácies Cinza 3, metassomática, apresenta-se com idade Rb/Sr de 588 ± 51 Ma. Neste caso, estariam sendo datados os processos de alteração tardi a pós-magmáticos da cúpula granitóide. Tendo em vista os intervalos de tempo previstos para resfriamento de auréolas de contato (Winker 1977), estas rochas não podem ter idade muito distinta do restante da área granitóide (diferença máxima também de até alguns poucos milhões de anos). Deste modo, presume-se que o fator de imprecisão verificado na datação da fácies permite aproxima-la da idade estimada para o Itaoca.

Por outro lado, os dados radiométricos relativos às mineralizações de fluorita em filões encaixados na zona de cisalhamento do Pavão (Capítulo 3, Item 3.1), permite que se especule quanto à idade do evento cisalhante. Neste sentido, a partir do método de Ruiz *et al.* (1984), as razões iniciais de Sr nas fluoritas (minerais sem Rb), em média 0,7114, podem ser consideradas como a razão inicial entre isótopos do elemento no sistema mineralizado, e as razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos granitóides hidrotermalizados encaixantes (Capítulo 5, Item 5.1), como as composições isotópicas atuais do sistema. Isto possibilita o cálculo da idade de 520 ± 30 Ma para a mineralização e o cisalhamento (Tassinari & Mello 1994). Este valor é compatível com a faixa de idades admitidas para os eventos de transcorrência regionais que teriam afetado todo o registro pré-cambriano regional na passagem do Proterozóico para o Fanerozóico.

A idade Sm/Nd de 510 ± 30 Ma, calculada para os escarnitos do Itaoca (Capítulo 5, Item 5.1), apresenta dois problemas: sua alta imprecisão e sua juventude em relação à idade admitida para o maciço. Deste modo, ou não tem significado temporal algum, ou estaria indicando reequilíbrio isotópico dos teores Sm-Nd, na escala das fases minerais analisadas, à época datada. Apesar desta datação coincidir com a idade proposta para o episódio de cisalhamento que teria atuado sobre o maciço, a primeira possibilidade parece mais factível,

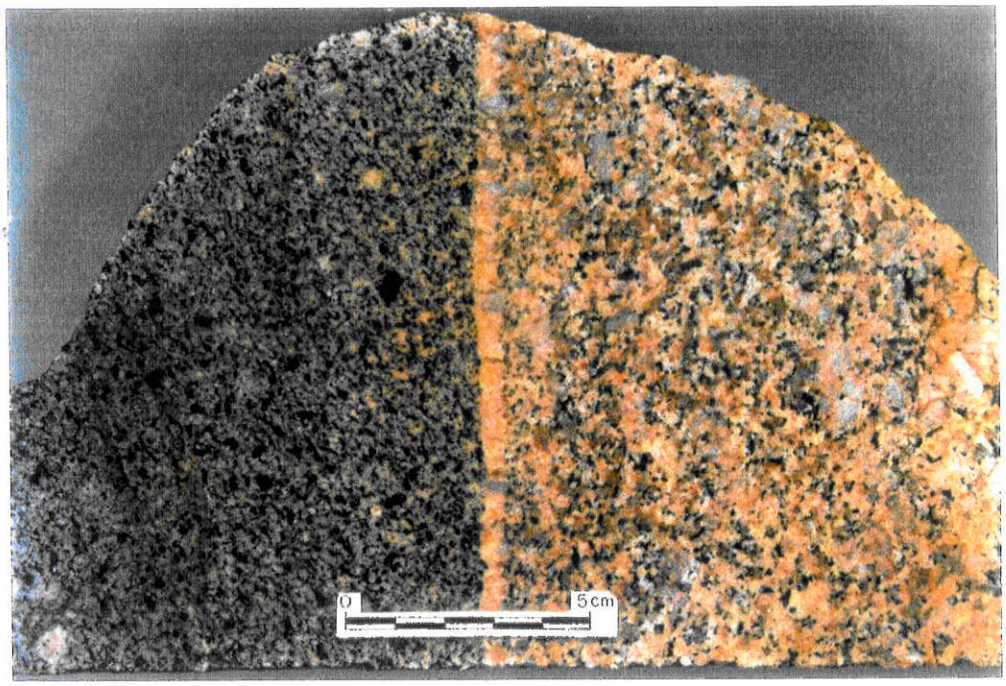


Foto 33 - Contato brusco entre a Fácies Rósea 1 e a Fácies Rósea 4 (vale do rio Claro).

ainda mais que não se reconhecem, nos corpos de escarnitos trabalhados, feições generalizadas ou marcantes de deformação tectônica.

Razões Rb/Sr paulatinamente aumentadas e Ba/Rb progressivamente diminuídas, variando das fácies menos evoluídas às fácies mais evoluídas do batólito (rever Quadro 17), sugerem que o fracionamento magmático e individualização das fácies intrusivas do Itaoca tenha ocorrido por processos de cristalização fracionada, a exemplo do modelo de Imeokparia (1981). Este mesmo mecanismo já fora apontado por Wernick (1979) como próprio à evolução dos granitóides do Vale do Ribeira.

A distribuição esquemática e clássica para os processos tardi a pós-magmáticos atuantes em cúpulas granitóides (*i. e.* Scherba 1970, Pollard 1983) é mostrada na Figura 23. A seqüência ideal para estes processos possui conotação temporal, e pressupõe a manifestação dos mecanismos ordenados em seguida.

feldspatização potássica precoce

↓

feldspatização sódica precoce

↓

greisenização

↓

feldspatização sódica tardia

↓

feldspatização potássica tardia

Em todas as fácies do Itaoca, parece ter ocorrido a manifestação pervasiva do processo de feldspatização potássica precoce, como indica a freqüente substituição de plagioclásio por microclínio e a geração de microclínio neoformado (Capítulo 2, Item 2.2.1.1).

Menos comuns, registros do processo de feldspatização sódica precoce seriam a substituição parcial de microclínio por albita nas fácies granitóides mais evoluídas (fácies róseas 4 e 5), quando chegam a ser geradas bordas albíticas tipo *swapped rims* (Capítulo 2, Item 2.2.1.1),e a albitização intensa verificada em granitóides da cúpula preservada sob os metassedimentos abatidos na área Gorutuba (Capítulo 2, Item 2.2.1.2).

A presença comum de intercrescimentos mirmequíticos nas fácies do Itaoca também estaria relacionadas a processos precoces de alteração. Caso se aceite, a exemplo de Vlach (1985), que mirmequitas se formem por substituição de feldspato potássico por plagioclásio, elas poderiam ser resultantes da alteração sódica precoce. Caso contrário, se vistas como resultado de processos de metassomatismo potássico (*i. e.* Hippert 1987), sua formação estaria ligada à feldspatização potássica precoce e, possivelmente, ao fenômeno de blastese dos megacristais de microclínio.

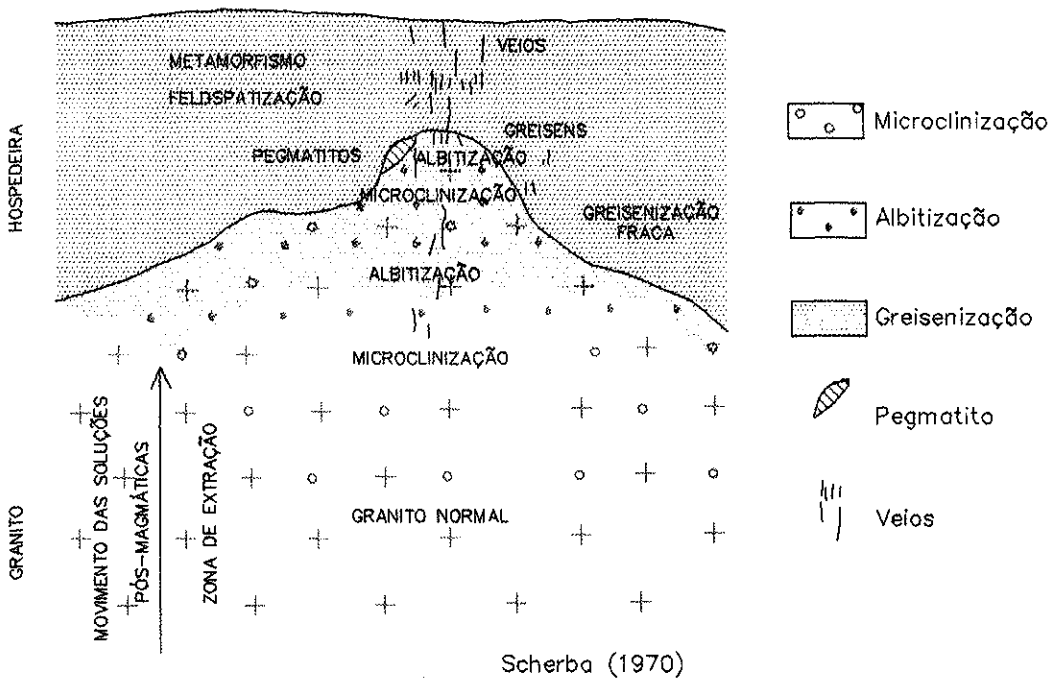


Figura 23 – Distribuição clássica dos processos de alteração tardi a pós-magmáticos em cúpulas granitóides.

A abundância e o modo de ocorrência das alterações citadas são perfeitamente compatíveis com o fato do Itaoca mostrar-se, em geral, como maciço fortemente erodido. Desse modo, a parte mais externa da cúpula granitóide e os halos tardios de alteração estariam preservados apenas sob os pendentes do teto existentes na área. Indicação de que poderão ter ocorrido, ao menos em parte, os demais estágios de alteração, é dada pela presença dos *greisens* no bairro Pavão (Capítulo 2, Item 2.2.1.2). Estes corpos filonares estão associados a uma das zonas fissurais do batólito e, portanto, melhor afeita à percolação de fluidos residuais ou mistos, admitindo-se a infiltração de águas das encaixantes ou meteóricas, o que possibilitaria maior enraizamento e preservação do registro da alteração.

Por sua vez, fenômenos de feldspatização, silicificação, argilização, carbonatação e turmalinização, observados nas falhas e zonas de cisalhamento do maciço, e de feldspatização e silicificação pervasiva, verificados na Unidade Milonítica (Capítulo2, Item 2.2.1.7), decorrem da ação dínamo-termal tardia e posterior à constituição do batólito.

Pelo modo de ocorrência das fácies do Itaoca e a relação do maciço com os metassedimentos regionais, o mecanismo de posicionamento das intrusivas e constituição do batólito parece ter sido o de *balloning* (Ramsey 1981, Bateman 1984, Castro 1987). Evidências neste sentido, mesmo na ausência de dados a respeito da foliação interna do maciço, são dadas pela justaposição concêntrica das fácies, muito embora sem a colocação ideal dos representantes mais evoluídos no centro da área plutônica, e o arqueamento das encaixantes, marcante nas bordas leste, sul e oeste do batólito. Mesmo ao norte, onde os contatos são discordantes, Campanha (1991) registra a presença de foliação E-O, atribuída à intrusão do Itaoca.

O posicionamento final do batólito teria ocorrido na faixa dos 6 a 7 km de profundidade, intervalo previsto para transição entre a epizona e a mesozona crustais (*i. e.* Hyndman 1972), compativelmente com a natureza das encaixantes e a pressão de 2 kbar, definida por Ens (1990) para a formação dos escarnitos da área. A ocorrência preferencial de pendentes do teto intrusivo na área de exposição da Unidade Itaoca sugere que as fácies da Unidade Saltinho tenham atingido um nível crustal pouco mais raso, o que condicionaria a erosão preferencial desta parte do maciço.

Quanto à caracterização tectono-magmática do Itaoca, pode-se recorrer à sistemática adotada por Pearce *et al.* (1984) para discriminação dos ambientes de geração granitóide (Figura 24). Neste caso, a repetida colocação das fácies do Itaoca na interface entre os campos dos granitóides de *arco vulcânico* e *sincolisionais* é apontada, por aqueles autores, como característica comum em granitóides designados como *pós-tectônicos.*

Por sua vez, a Figura 25 mostra a envoltória das curvas de variação de elementos terras-raras nas fácies do Itaoca, normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978). Comparando o padrão dos elementos terras-raras das fácies do maciço com representação similar, feita por Kequin *et al.* (1984) para granitóides do sul da China , o padrão de terras-raras, no batólito, é similar ao da *Série Sintexia*, o que é também atestado por algumas das

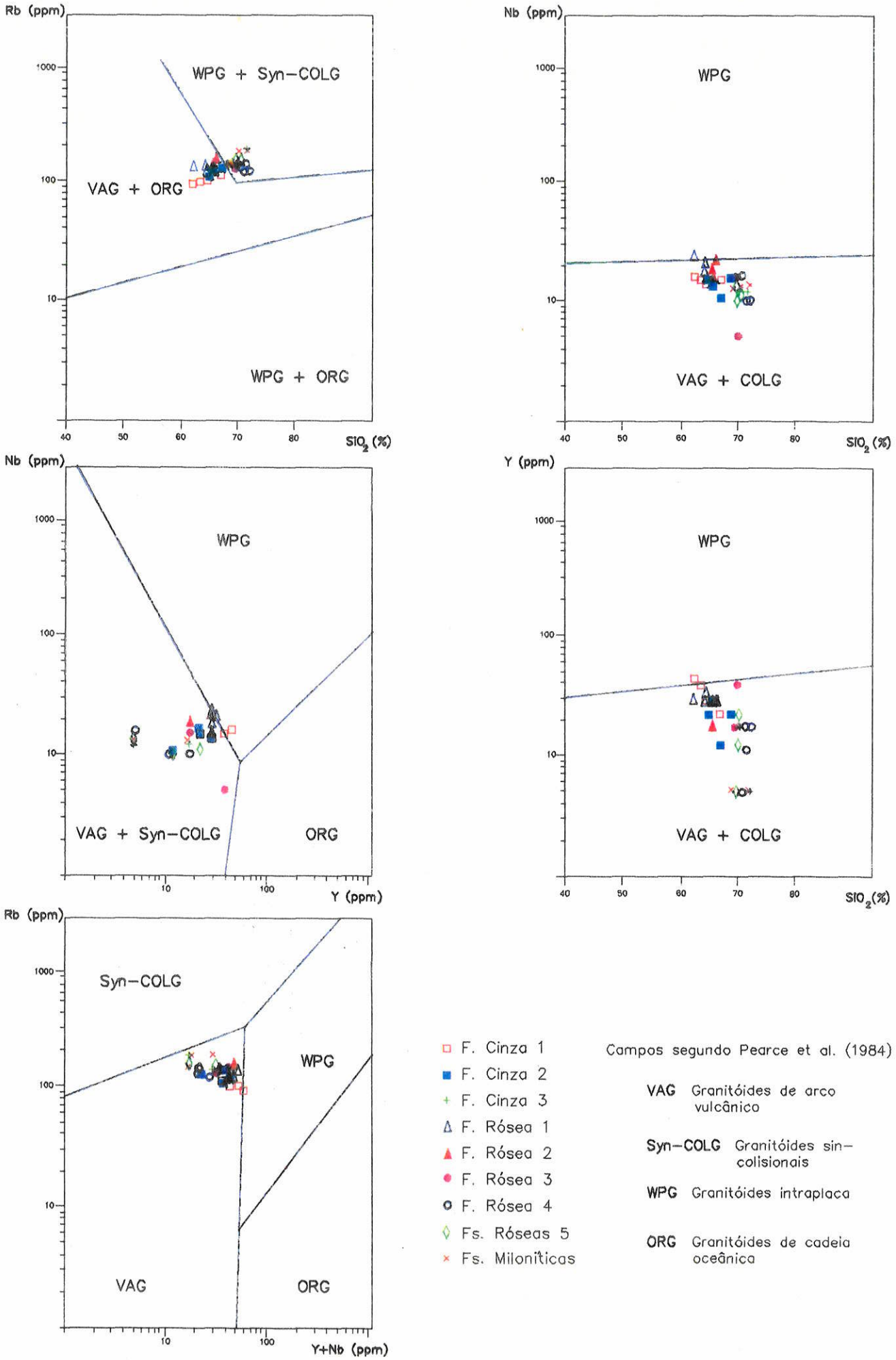
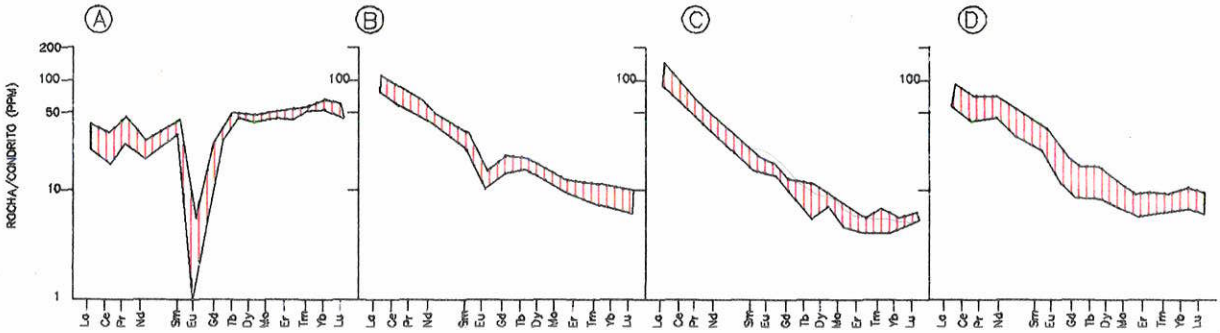


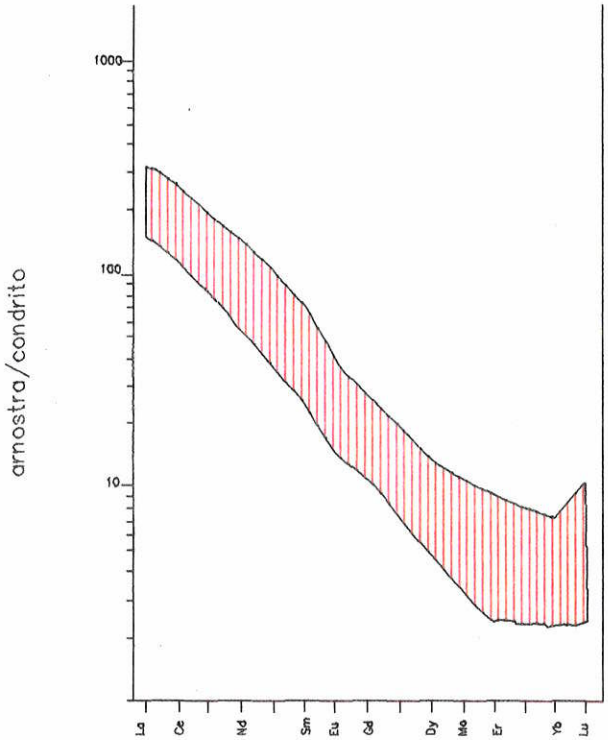
Figura 24 – Diagramas da variação de alguns elementos-traço nas fácies do Itaoca.

1)



Padrões de ETR, normalizados a condritos, de Kequin et al. (1984) para granitóides das séries Transformação (A,B), Sintexia (C) e Derivação Mantélica (D).

2)



Padrão de ETR das fácies do Itaoca

Fatores de normalização de Evensen et al. (1978)

Figura 25 – Padrões da variação de elementos terras-raras; 1) granitos do sul da China; 2) fácies do Itaoca.

características químicas e magmático-tectônicas listadas no Quadro 18. Quanto a isto, os parâmetros divergentes, ou seja, as razões F/Cl e ANKC são explicáveis a partir dos teores anômalos de flúor e alumínio nas fácies do Itaoca, conforme já discutido.

Características	Séries Granitóides Chinesas			Maciço Itaoca
	Derivação Mantélica	Sintexia	Transformação	
Na_2O/K_2O	2,17 - 2,24	0,78 - 1,25	0,4 - 1,27	0,54 - 0,74
ANKC (*)	----	<1	> 1	1,1 - 1,6
Rb/Sr	----	< 1 Média de 0,52	> 1 Média de 5,77	0,07 - 0,2
U	----	< 10 ppm Média de 6,6 ppm	> 10 ppm Média de 13,6 ppm	2 -7
F/Cl	----	Média de 0,04	Média de 36,7	8 - 90
(Sr^{87}/Sr^{86})	< 0,705	0,705 - 0,710	> 0,710	0,710
Padrão de Terras-Raras	Diagramas com linhas suaves e concavidade "para cima", geralmente sem anomalias de európio (Eu). Pequenas anomalias deste elemento, quando ocorrem, podem ser positivas ou negativas.		Diagramas com linhas horizontalizadas e fortes anomalias negativas de európio (Eu).	Similar à série *Sintexia*
Correlação com as séries tectono-magmáticas de Pitcher (1982, 1987)	Granitóides *M* (arcos de ilhas oceânicas)	Granitóides *I Cordilheiranos* e *I Caledonianos*	Granitóides *S* (*A* ?)	Granitóide *I Cordilherano*
(*) ANKC = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$				

Quadro 18 - Comparação entre características de séries granitóides chinesas e o Maciço Itaoca.

Já no diagrama tectono-magmático de Batchelor & Bowden (1985), montado sobre parâmetros multicatiônicos de De La Roche *et al.* (1980), e que utiliza as séries granitóides definidas por Pitcher (1982) em terrenos fanerozóicos (Figura 26), as fácies do Itaoca agrupam-se quase que totalmente no campo das intrusivas *tardi-orogênicas* (Figura 27). Constituem exceções duas amostras, respectivamente das fácies Róseas 4 e Miloníticas, que se situam no campo dos *granitóides crustais*, em decorrência de seus elevados teores de sílica, o que deve ser creditado a processos superimpostos de alteração tardi a pós-magmática (Fácies Rósea 4) e à ação metamórfica dínamo-termal (Fácies Miloníticas). Batchelor & Bowden (1985) indicam ainda que, durante um ciclo orogênico, ocorre variação composicional entre as séries tectonomagmáticas com sentido que vai dos campos *E* ao *A*, pela diagonal exibida no diagrama, e ao longo dos campos individuais no sentido dos granitóides dos campos *F* e *G*. Entendendo-se que esta variação possui conotação também temporal, fica referendado o fracionamento magmático proposto para o Itaoca. Na Figura 28, é mostrado diagrama R1-R2 em que estão colocados alguns dos corpos intrusivos do Vale do Ribeira. Neste caso, os dados referentes ao Itaoca são obtidos de Gomes *et al.* (1975a). Mais uma vez, os granitóides do maciço estão agrupados no campo dos granitóides *tardi-orogênicos*.

Harris *et al.* (1986), ao estudarem as características do magmatismo em margens continentais ativas fanerozóicas envolvidas em dinâmica de colisão continente-continente,

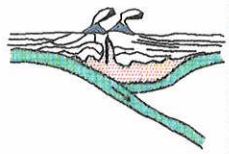
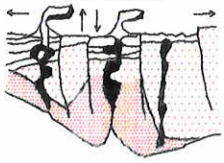
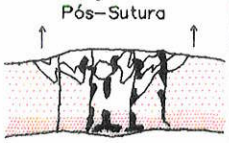
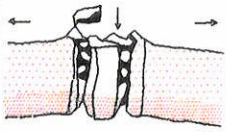
Orogênico				Anorogênico
Tipo W do Pacífico Arco de Ilha Oceânico	**Tipo Andino** Arco Magmático Continental	**Tipo Herciniano** Colisão Continental Oblíqua	**Tipo Caledoniano** Soerguimento Pós-Sutura	**Tipo Nigeriano** Rifiteamento Continental
				 Pitcher (1987)
Derrames vulcânicos e vulcanoclásticos	Sedimentação em trincheiras e bacias marginais	Sedimentação em bacias "pull-apart"	Bacias molássicas	Riftes
Basaltos	Grande volume de andesitos	Lavas ácidas(raras)	Vulcanismo basáltico de platô	
Metamorfismo regional	Metamorfismo regional	Metamorfismo regional de baixa pressão	Fortes auréolas de contato (discordantes)	Lavas e tufos alcalinos
Gabro, granitóides tipo M	Tonalito tipo I, gabro, granodiorito	Migmatitos, granitos tipo S	Biotita granito, diorito e gabro	Biotita granito, granito alcalino e sienito
Pequenos plútons zonados	Intrusões anelares, disarmônicas e lineares, com vulcânismo associado	Intrusões diapíricas harmônicas	Plutons discordantes e diápiros distencionais	Intrusões anelares
Dobramentos abertos	Expansão crustal	Encurtamento e espessamento crustal	Falhamentos tensionais, soerguimento	Rifteamento
Subducção oceano-oceano	Subducção continente-oceano	Suducção continente-continente	Rápido soerguimento pós-sutura	Rifteamento cratônico pós-orogênico
Fusão parcial manto-derivada	Fusão parcial de material mantélico "underplating"; contribuição continental	Fusão parcial da crosta por anatexia	Fusão parcial de crosta inferior tonalítica, com contribuição mantélica	Fusão parcial de manto antigo, ou crosta inferior, sob condições anídras (altos F, B)
Magma quartzodiorítico (quente, seco ?)	Magma tonalítico (quente, seco ?) ascendido na crosta	Magma granítico (relativamente hidratado e quente)	Magma moderadamente quente e seco, parcialmente cristalizado, intrusivo em vários níveis crustais	Magma relativamente frio, subvulcânico, com cristalização "sub solvus"
Energia de subducção-transferência de calor por magmas básicos		Crosta radiogênica espessada tectonicamente	Descompressão adiabática; transferência de calor por magma básico	Descompressão a partir de câmaras crustais profundas

Figura 26 – Características de séries tectono-magmáticas em margens continentais ativas fanerozóicas.

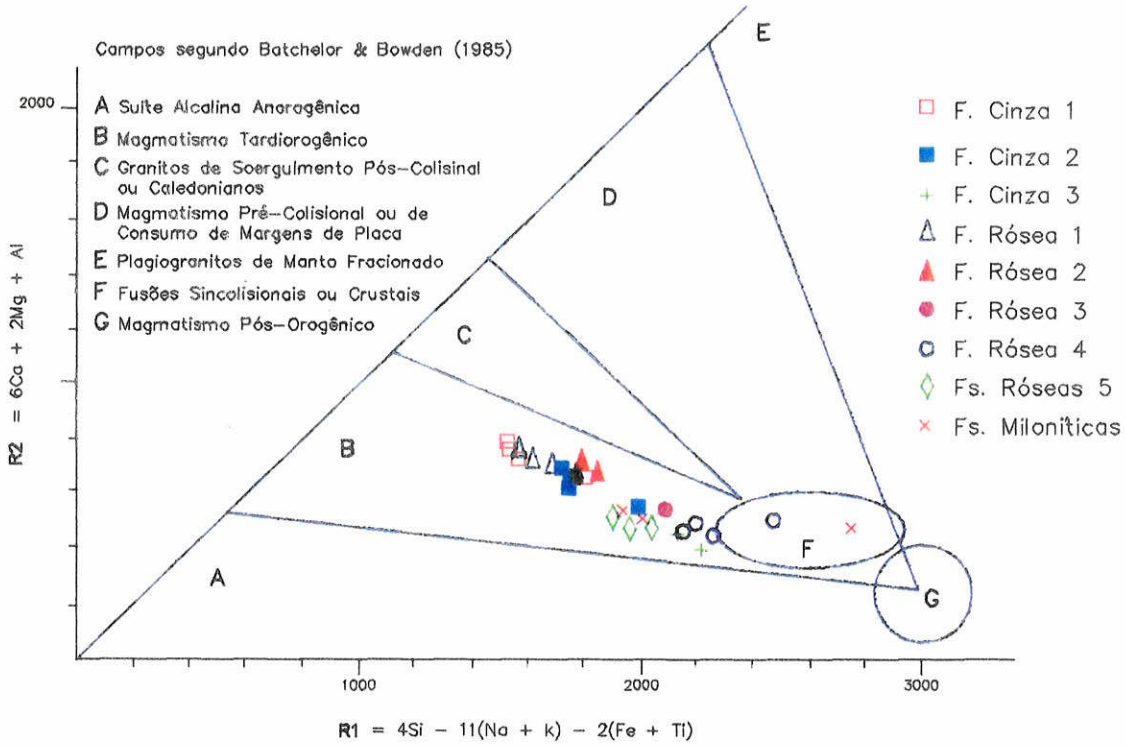


Figura 27 – Diagrama tectono-magmático para as fácies do Itaoca.

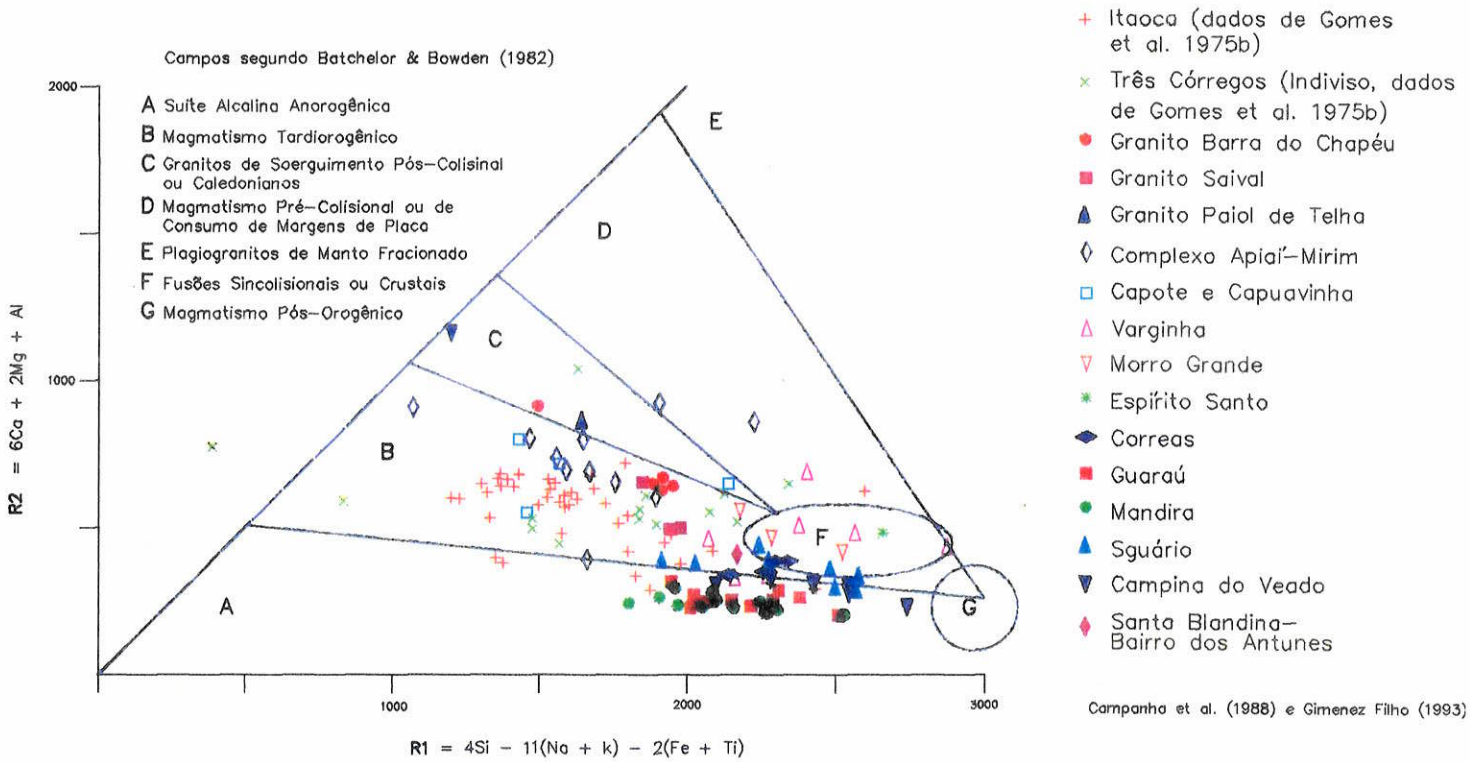


Figura 28 – Diagrama tectono-magmático para granitos do Vale do Ribeira.

agrupam intrusivas granitóides em quatro categorias (Figura 29). Comparando esta classificação com a de Pitcher (1982, 1987), podem ser correlacionadas as intrusivas do *Grupo I* (*pré-colisionais*) e o tipo *I Cordilherano* (*Andino*); as do *Grupo II* (*sincolisionais*) e o tipo *S*; e as *pós-colisionais*, do *Grupo III* e *Grupo IV*, aos tipos *I Caledoniano* e *Anorogênico*, respectivamente.

A natureza e os modos de ocorrência das fácies do Itaoca mostram similaridades com os granitóides dos *Grupos I* ou *III*. Não se contando com análises geoquímicas para Hf e Ta, elementos apontados por Harris *et al.* (1986) como discriminantes entre estes dois tipos (altas razões Ta/Hf e Ta/Zr indicariam a segunda dessas categorias), e tomando apenas a indicação do diagrama visto na Figura 30, os granitóides do Itaoca mostram-se similares aos granitóides do *Grupo I*.

Ambiente Geológico	Associação Tipo	Variedades Petrográficas	Fontes Potenciais	Razões Iniciais Sr^{87}/Sr^{86}
Cadeias e arcos insulares oceânicos. Tectônica horizontal, compressional e tensional.	M	Gabros, dioritos e tonalitos/trondjemitos. Meta a pouco peraluminosos (termos mais félsicos).	Manto, crosta oceânica. Em parte, sedimentos marinhos e vulcanoclásticos.	Inferior a 0,704 (em geral entre 0,702 e 0,703).
Margens continentais ativas (tipo andino). Tectônica vertical, compressional e tensional.	I (Cordilheirano)	Série contínua "expandida" de dioritos (gabros) a monzogranitos, com predomínio de tonalitos. Meta a pouco pera-luminosos (termos mais félsicos).	Manto, crosta oceânica. Em parte materiais siálicos infracrustais; em parte sedimentos clásticos e vulcanoclásticos.	Entre 0,703 e 0,708 (em geral inferior a 0,706).
Colisão continental (tipo Hercínico), sin a tardi-colisão. Cinturões de cisalhamento. Tectônica horizontal, predominantemente tensional.	S	Predominam monzo e sienogranitos leuco a hololeucocráticos, aluminosos a fortemente peraluminosos.	Supracrustais metassedimentares, em geral com alguma contruição meta-ígnea.	Superior a 0,708 (em geral entre 0,710 e 0,720).
Colisão continental (tipo Caledoniano), tardi a pós-colisão. Tectônica vertical predominantemente tensional.	I (Caledoniano)	Predominam granodioritos e monzogranitos leuco a hololeucocrá-ticos, meta a pouco peraluminosos. Possível associação descontínua com magmatismo básico	Materiais siálicos infracrustais, em geral de origem ígnea. Em parte, manto; em parte, alguma contribuição supracrustal	Em geral entre 0,705 e 0,709.
Cratonização (magmatismo terminal). Reativação de áreas cratônicas (magmatismo anorogênico).	A	Monzo, sieno e álcali-feldspato-granitos leuco a hololeucocráticos, meta a peraluminosos e peralcalinos. Possível associação descontínua com magmatismo básico.	Manto litosférico subcrustal, incluindo quase sempre contribuição infracrustal e, possivelmente, supracrustal.	Em geral entre 0,702 e 0,712

(Extraído de Vlach & Cordani 1986)

Quadro 19 - Ambientes, características petrográficas e razões isotópicas relacionados às séries granitóides fanerozóicas.

Pelos argumentos anteriores, corroborados pela assinatura metalogenética do Itaoca, discutida no próximo capítulo, não há elementos para classificação do maciço como granitóide do tipo *I Caledoniano*, como feito por Vlach *et al.* (1990) e Janasi & Ulbrich (1991). Tampouco há elementos para a interpretação, exposta nestes trabalhos, da *Suíte Saltinho* como intrusão distinta, dentro do batólito Itaoca, correlacionável a granitóides fortemente diferenciados da região, como o Itu, Correas e São Francisco, o que se sugeria a partir do trabalho de Mello *et al.* (1981).

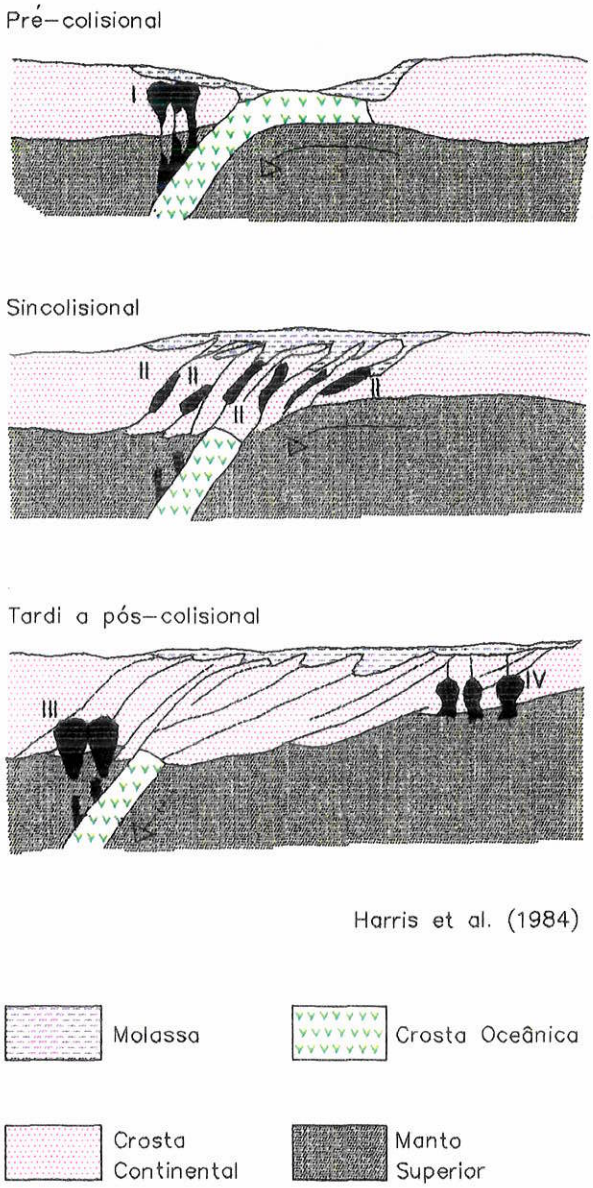


Figura 29 – Séries tectono-magmáticas (Grupos I a IV) de margens litosféricas fanerozóicas envolvidas em colisão continente-continente.

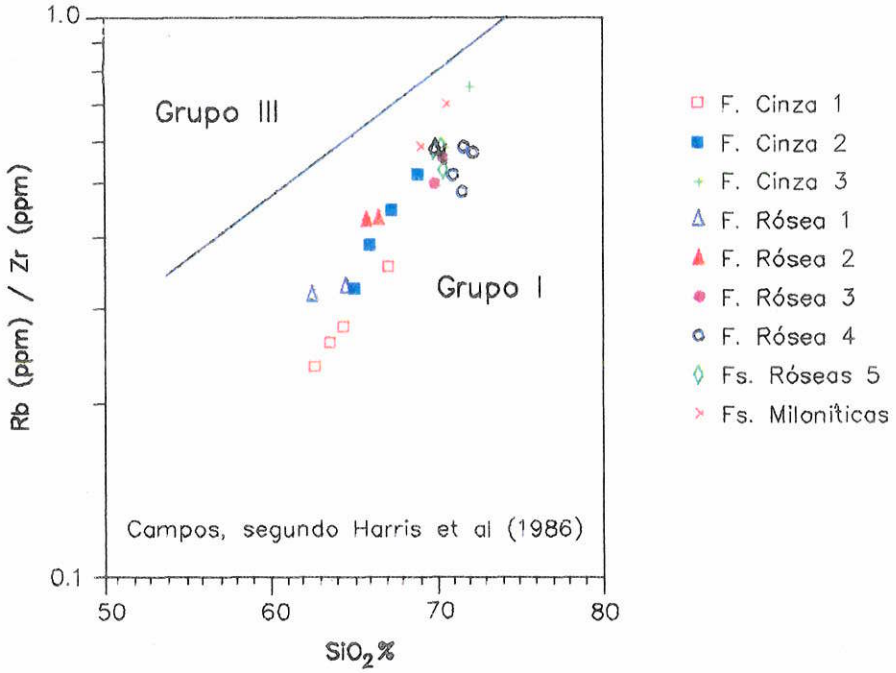


Figura 30 – Diagrama Rb/Zr x sílica para as fácies do Itaoca.

Mesmo as razões iniciais $^{86}Sr/^{87}Sr$, registradas nas fácies do maciço entre 0,710 e 0,711, mais próximas a valores comuns em granitóides *I Caledonianos* (Quadro 19), são altas o suficiente para serem interpretadas como aumentadas, possivelmente a partir de processos de contaminação crustal, mecanismo detectado, por exemplo, por Faure (1986), em maciços granitóides do escudo antártico. Isso é também sugerido pelos teores geoquímicos anômalos de Al e F, detectados nas fácies do maciço, e pela constante presença no batólito de xenólitos metassedimentares, digeridos em maior e menor grau (Capítulo 2, Item 2.2.1.4).

De fato, o Itaoca está mais próximo das características atribuídas por Janasi & Ulbrich (1991) para os corpos granitóides paulistas classificados como *batólitos calcioalcalinos alongados* (*I Cordilheranos*). Os aspectos de campo também acenam nesta direção, pela semelhança do Itaoca com granitos intrusivos do Complexo Três Córregos, que seria um representante típico desta classe de intrusões.

Por outro lado, mesmo aumentadas as razões iniciais $^{86}Sr/^{87}Sr$ primordiais do Itaoca, estes valores se situam em um patamar de tal forma elevado para que se considere o magma precursor das diversas fácies do batólito como eminentemente crustal. Não possuindo as intrusivas características similares a granitóides tipo *S*, esse magma ter-se-ia constituído a partir de processos de fusão parcial da crosta inferior, o que se coaduna com os modelos tomados como referência para classificação tectonomagmática do maciço. Isso também se compatibiliza com o estudo de Wernick & Gomes (1977), que aponta a geração do Itaoca como tendo ocorrido a profundidades superiores a 30 km, e sob pressões maiores que 9 kbar. Na área plutônica e sua vizinhança, não estão reconhecidos litotipos que se mostrem como protolitos precursores mantélicos. A possível participação, na fusão original, de material do manto acrescido à base da crosta, como muitas vezes é constatado quanto a intrusivas desse tipo (*i.e.* Pitcher 1987), restringe-se à possibilidade de assim o serem os enclaves dioríticos que ocorrem discretamente no maciço (Capítulo 2, Item 2.2.1.4). Independentemente da sua origem, esses enclaves parecem indicar a composição do magma precursor ou dos protolitos do Itaoca.

6.2 O ITAOCA NO CONTEXTO EVOLUTIVO REGIONAL

São diversas e distintas as propostas para evolução geológica das unidades pré-cambrianas do Vale do Ribeira.

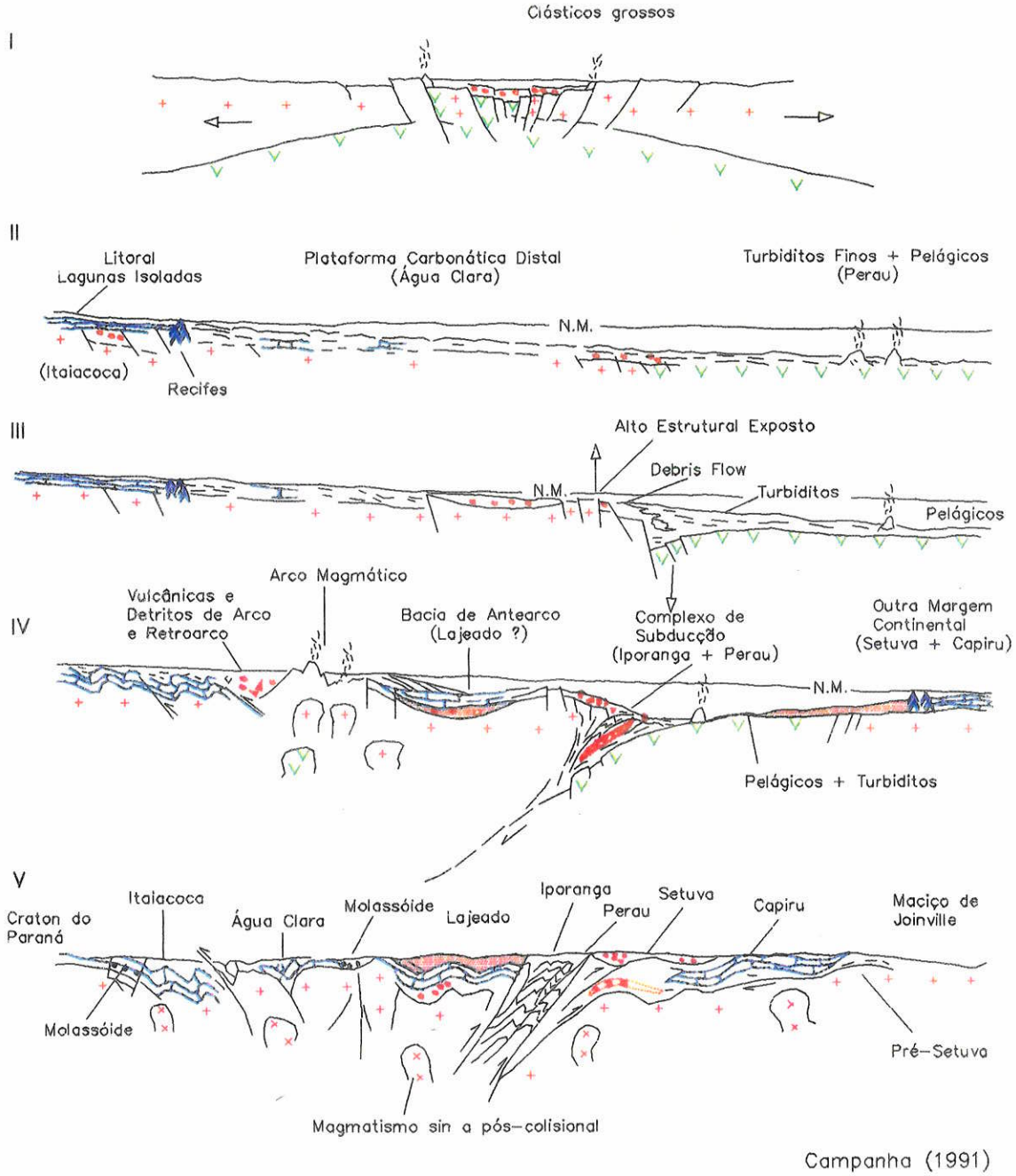
Desta forma, modelos assentados sobre a teoria geossinclinal foram formulados, por exemplo, por Almeida (1967), Marini *et al.* (1967), Almeida *et al.* (1973) e Hasui *et al.* (1975, 1980).

Modelos utilizando a tectônica de placas litosféricas foram propostos diferentemente por Porada (1979), Chiodi Filho (1984), Batola JR. *et al.* (1981), Hasui & Oliveira (1984), Hasui (1986), Kaul (1984, 1985), Theodorovicz *et al.* (1986, 1988), Campanha *et al.* (1987, 1988), Soares (1987, 1988) e Campanha (1991).

Mesmo os resultados das teorias mais recentes, já enriquecidas por dados geológicos semidetalhados a detalhados, são ainda bastante divergentes, com aspectos litológicos, estruturais, geocronológicos e geofísicos sendo, em geral, interpretados de maneiras distintas e muitas vezes conflitantes.

Em seguida, dois desses modelos evolutivos mais recentes serão resumidos, tendo em vista o seu detalhamento em relação às unidades encaixantes mais diretamente relacionadas ao Itaoca e às características metalogenéticas do maciço.

Campanha *et al.* (1987, 1988), baseados em reconstruções paleogeográficas e na análise das estruturas regionais, formulam teoria evolutiva envolvendo a subducção, iniciada no Paleoproterozóico, de uma crosta oceânica, de SE para NO, e posterior colisão continental para o Cinturão de Dobramentos Apiaí. No caso, as antigas margens continentais seriam delineadas pelas seqüências plataformais de águas rasas representadas pelo Grupo Itaiacoca, a nordeste, e a Formação Capiru, a sudeste, que estariam assentadas sobre áreas estáveis correspondentes ao *Cráton* do Paraná e o Maciço de Joinvile. O Maciço Catas Altas (Hasui *et al.* 1984b) é interpretado como arco magmático, associado à fusão da crosta oceânica subductada. A zona de sutura seria delineada pelas Formações Iporanga e Perau; a primeira corresponderia depósitos turbidíticos de talude, possivelmente associados à fossa tectônica, e a segunda a sedimentos pelágicos, com intensa intercalação de básicas e vulcânicas, pressupostas como representantes do assoalho oceânico (*melange* tectônica). Nesse contexto, o Subgrupo Lajeado corresponderia a uma plataforma rasa mais distal em relação ao Itaiacoca, e dela seria separado pela ascensão do arco magmático. Alternativamente, a deposição do Subgrupo Lajeado poderia ser atribuída ao desenvolvimento de uma bacia associada ao arco externo. Durante esse evento tectônico ter-se-iam instalado intrusivas calcioalcalinas sin a tardi colisionais, correspondentes aos granitóides porfiróides de Melcher *et al.* (1973). As Formações Setuva e Água Clara teriam natureza mais duvidosa, podendo equivaler a *eugeossinclíneos*, ou seqüências mais antigas, dissociadas da evolução da Faixa Apiaí, hipótese que seria reforçada pelo fato da Formação Setuva assentar-se, em grande parte, sobre área estável durante o Brasiliano, correspondente ao Maciço Joinvile. As fases molassóides (bacias *pull-apart*), intrusões granitóides pós-tectônicas e anorogênicas (tipos equigranulares e pórfiros de Melcher *et al.* 1973), sistemas de cisalhamento transcorrente e eventual instalação de *nappes* estariam, em conjunto, associados aos processos finais de colisão. Campanha (1991) modifica em parte o modelo anterior, relacionando as formações Itaiacoca, Água Clara Perau e Capiru como fácies diferenciadas de uma mesma bacia (Figura 31). O Subgrupo Lajeado é apontado como bacia de antearco, pouco mais jovem que as unidades anteriores. De qualquer modo, o evento geodinâmico permanece restrito ao Mesoproterozóico, a partir das idades atribuídas às mineralizações de chumbo presentes na Formação Perau (singenéticas) e Subgrupo Lajeado (epigenéticas), datadas por Tassinari *et al.* (1990), respectivamente, entre 1700-1600 Ma e 1100-1400 Ma (embora concentradas entre 1100-1200 Ma). A intrusão do Gabro de Apiaí e a granitogênese brasiliana são eventos dissociados do registro sedimentar.



Modelo de evolução para a "bacia" do Açungui em termos atualísticos como um Ciclo de Wilson completo. I – Estiramento crustal, com instalação de rifte e início de formação de fundo oceânico; II – Instalação de margem continental passiva; III – Rompimento da margem passiva; IV – Instalação de margem ativa. V – Colisão continental com outra margem, (fora de escala).

Figura 31 – Modelo evolutivo para a Faixa Açungui, baseado em um único ciclo geotectônico meso a neoproterozóico.

Soares (1987), com base em dados estruturais, litológicos e de tipologia de jazimentos minerais, pressupõe, para os terrenos proterozóicos do centro-oeste do escudo paranaense, evolução a partir de um megaciclo, transcorrido do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico. Neste modelo, a bacia Setuva (parcialmente correspondente às unidades Setuva, Água Clara e Perau de Campanha *et al.* 1987, 1988 e Campanha 1991) é apontada como bacia retroarco instalada no Mesoproterozóico sobre crosta litosférica superatenuada, associada a evento de subducção de uma crosta oceânica de NO para SE, com zona de colisão situada sobre a atual Bacia do Paraná.

Conforme ilustrado na Figura 32, a bacia Setuva teria sido deformada por compressão do arco magmático contra o continente, e sofrido intrusões gabróicas e manifestações vulcânicas básicas e intermediárias, em parte responsáveis pela Formação de depósitos vulcanogênicos polimetálicos tipo Ba-Pb-Cu-Zn-Ag-Au (*i.e.* Mina do Perau). Durante esse evento colisional, desenvolver-se-iam zonas conjuntas de cisalhamento dúctil e cavalgamentos tectônicos. A bacia Açungui (Formação Votuverava, Subgrupo Lajeado e Formação Iporanga, de Campanha *et al.* 1987 e Campanha 1991) ter-se-ia instalado em novo sistema de riftes marginais, correspondentes a novo evento de estiramento retroarco da litosfera continental atenuada, durante evento colisional tipo cordilherano. Nesse evento de rifteamento, ocorreria a formação de mineralizações sin-sedimentares de Pb-Zn-Ag na base do Açungui. Manifestar-se-iam, em seguida, deformação intensa e imbricamentos tectônicos decorrentes do desenvolvimento de cinturão de cavalgamento dúctil-rúptil associado à colisão continente-arco-continente (colisão tipo *A*), com sentido sudoeste, entre 750 Ma a 650 Ma. Esta seria supostamente a idade de formação dos batólitos sintectônicos Cunhaporanga e Três Córregos, que são considerados em seu todo. As seqüências vulcânicas dos arcos magmáticos teriam sido erodidas a partir deste evento colisional, sendo expostos seus núcleos granítico-granodioríticos, equivalentes àqueles complexos batolíticos. Exemplos da preservação dessas vulcânicas seriam os registros de vulcanismo bimodal basalto-andesito-dacito-riolítico registrado por Trein *et al.* (1985),na seqüência Abapã, no Paraná, e Theodorovicz *et al.* (1986) no Grupo Itaiacoca, em São Paulo. Bacias como as de Camarinha e Antinha são interpretadas como depósitos de antepaís de retroarco, formados nesta fase. A subsidência da borda litosférica espessada tectonicamente daria origem à fusão parcial da crosta e geração dos granitos tardi-orogênicos, de idades da ordem de 600 Ma. No estágio final da colisão teria ocorrido o ajuste das saliências e reentrâncias dos blocos continentais colidentes, o que se processaria através de falhas transcorrentes e/ou rotação de blocos, com movimentos horizontalizados nas zonas paralelas às suturas. A falha de Lancinha é apresentada como a principal zona dessas transcorrências, com rejeitos superiores a 200 km. A esses movimentos estariam associados a formação de sinclinórios e anticlinórios, com exposição de núcleos granitóides batolíticos, e fenômenos de ascensão de isotermas e núcleos de descompressão, que dariam origem a magmas mantélicos e da crosta inferior correspondentes a granitos alcalinos eo-paleozóicos (550 Ma).

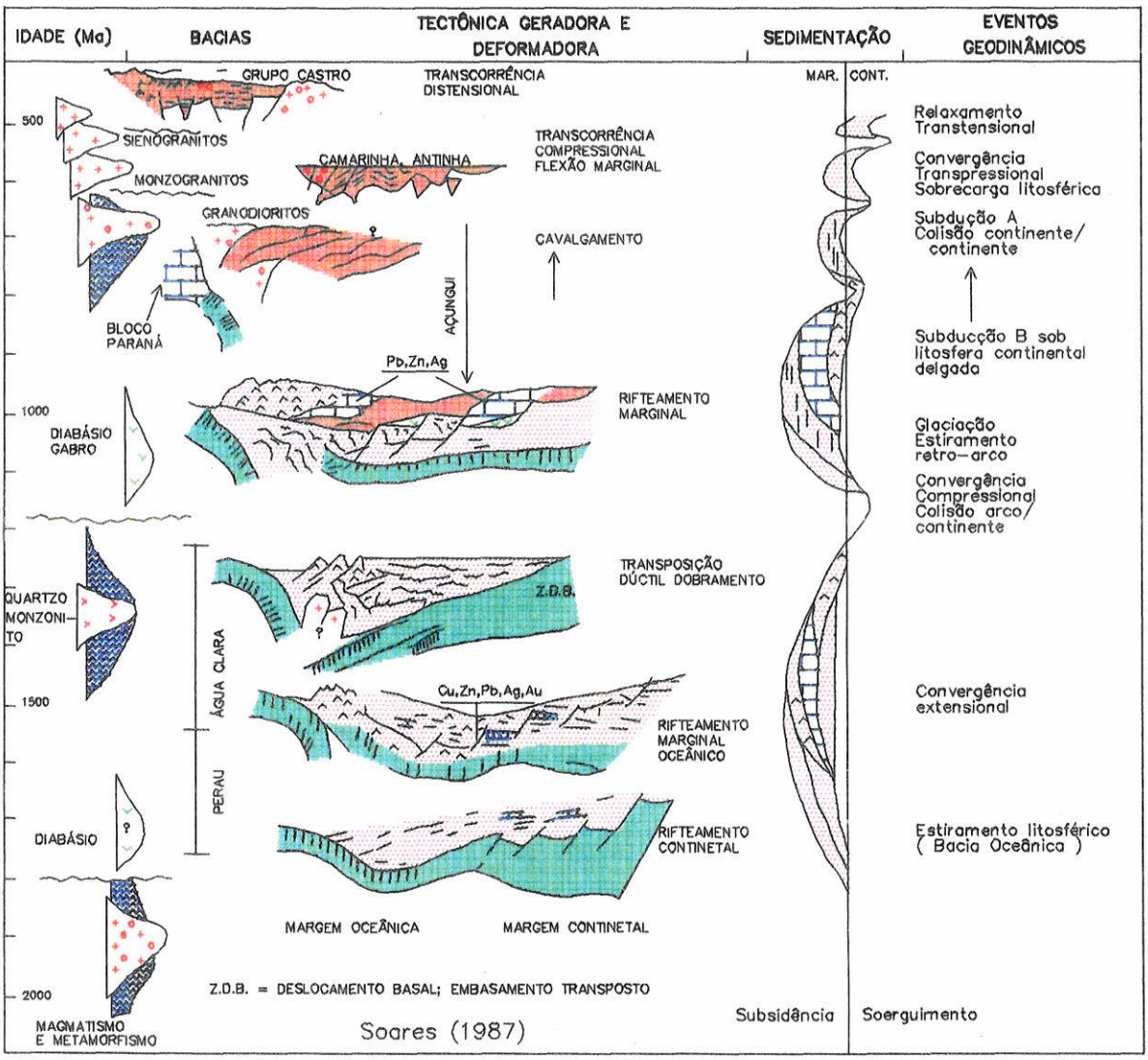


Figura 32 – Síntese da sedimentação, tectônica deformadora, magmatismo e eventos geodinâmicos meso a neoproterozóicos envolvendo o nordeste do Paraná.

Estes eventos teriam completado a fase colisional. A fase pós-colisional é apontada como a de reversão do movimento da Falha de Lancinha, formação da bacia transtensional do Grupo Castro, vulcanismo riolítico e provavelmente intrusões graníticas alcalinas pós-orogênicas ou anorogênicas, alcalinas, intraplacas.

Soares (1988) apresenta modelo para a tectônica colisional em torno do Bloco Paraná que amplia à escala continental o modelo anterior, mantendo para a região evolução policíclica decorrente num megaciclo meso-neoproterozóico-eopaleozóico, a partir da ruptura de um megacontinente paleoproterozóico em vários blocos continentais. Em conseqüência, o núcleo cratônico do Bloco Paraná teria sido envolvido em colisão com blocos continentais e microcontinentais diversos, em processo iniciado por volta de 1300 Ma e que prosseguiria em novos eventos colisionais registrados em 1000 Ma, 750-800 Ma e 600 Ma, correspondentes ao fechamento dos oceanos formados.

Quanto ao modelos anteriores, deve ser observado que o processo de abertura oceânica e posterior colisão de bordas continentais, durante o Neoproterozóico, questão bastante polêmica até o final da última década, vem sendo reconhecida por diversos autores (*i. e.* Juliani 1993, Ebert *et al.* 1994, Campos Neto & Figueiredo 1995) em setores do Cinturão Ribeira adjacentes à região do Vale do Ribeira, propriamente dita.

Deste modo, torna-se plausível interpretar o Itaoca e suas encaixantes também em relação a um ciclo geodinâmico equivalente. Neste caso, modelos como os de Soares (1987, 1988), apesar de ainda bastante hipotéticos, parecem ser mais apropriados para entendimento da história geológica regional.

Neste sentido, Wernick (1990) cita estes modelos como compatíveis com o zoneamento magmático verificado por ele para os granitóides brasilianos no Sudeste e Sul do Brasil. A este tipo de análise, entretanto, Janasi & Ulbrich (1991) contrapõem objeções, à medida em que o zoneamento magmático, como apontado nos modelos para a tectônica de margens continentais ativas, seria de difícil observação, considerando a forte aloctonia de blocos crustais nos cinturões de dobramentos do sul-sudeste brasileiro, com a conseqüente superposição espacial (geográfica) de linhagens granitóides diferenciadas nos modelos tectonomagmáticos tradicionais. Por outro lado, no Cinturão Ribeira, a superposição de tipos *incompatíveis* ocorreria até mesmo na escala de maciços individuais (*i. e.* maciço Morungaba), o que é atribuído à atuação de mecanismos genéticos semelhantes sobre áreas-fonte distintas, em condições físico-químicas diferenciadas (Vlach & Janasi 1991).

Por sua vez, o significado das datações Pb/Pb de Tassinari *et al.* (1990), em galenas das unidades Perau e Lajeado, que já haviam sido consideradas por Campanha *et al.* (1987, 1988) e Campanha (1991) como parâmetro importante, e talvez determinante, para a idade dos eventos de seus modelos evolutivos, e que vem servindo de referência para outros autores, na interpretação da história geológica de setores do Vale do Ribeira (*i. e.* Gimenez Filho 1993, Reis Neto 1994), pode ser questionado pelo estudo feito no Itaoca.

Quanto a isto, as idades Pb/Pb das galenas filonares do Itaoca, da ordem de 1400 Ma (Capítulo 5, item 5.1), situam-se na faixa de datação das mineralizações epigenéticas de chumbo alojadas nos metassedimentos carbonáticos do Subgrupo Lajeado (minas de Furnas e Panelas, por exemplo).

Destituídas de significado temporal, por serem muito mais antigas que o Itaoca, as idades registradas nos veios do maciço poderiam ser explicadas pela remobilização da mineralização a partir das encaixantes, posteriormente ao posicionamento da intrusão, incorporação imediata do chumbo nas novas ocorrências da área granitóide, e preservação das assinaturas isotópicas anteriores (Tassinari *et al.* 1994).

Prefere-se aqui, no entanto, fazer inferência distinta. Para tanto, considera-se também o fato das galenas do Itaoca ocuparem campo algo distinto das mineralizações tipo Panelas, no diagrama de Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981), visto na Figura 33, em que se mostram até mesmo mais próximo das mineralizações singenéticas tipo Mina do Perau (Formação Perau, no PR), entre as curvas do orógeno e da crosta superior, o que indicaria a participação de chumbo proveniente de reservatórios essencialmente crustais, porém com alguma inflência mantélica, na formação destas mineralizações.

Assim sendo, julga-se possível que as mineralizações epigenéticas de chumbo do Vale do Ribeira, concentradas nos metacalcários do Subgrupo Lajeado, tenham idades mais jovens do que lhes atribuem os estudos geocronológicos. Neste caso, estas ocorrências resultariam de remobilizações termotectônicas, durante o Neoproterozóico (Brasiliano), das mineralizações tipo Perau, formadas em evento geodinâmico mais antigo. Deste modo, por razões a ser investigadas, as datações das mineralizações epigenéticas, independentemente da natureza das encaixantes (ver o caso do Itaoca), estariam registrando valores intermediários entre a idade das mineralizações vulcanossedimentares primárias (Perau), e a idade dos eventos remobilizantes brasilianos.

Esta hipótese mostra-se também como alternativa para compreensão da origem das ocorrências tipo Panelas, já que estes depósitos, pelo menos quanto à ambiência (poderia se alegar que as demais características ausentes estariam mascaradas pelo metamorfismo regional), parecem não se enquadrar nos modelos metalogenéticos clássicos para depósitos sedimentares de chumbo em rochas carbonáticas, seja os do tipo *Mississipi Valley*, seja os do tipo *Irlanda*, como descritos, por exemplo, por Badham (1981). Além disso, não se registra, no Subgrupo Lajeado, a presença de vulcânicas, ou ocorrências vulcanossedimentares de chumbo, que pudessem ser apontadas como fontes para a remobilização metamórfica do metal e formação dos depósitos considerados.

Supondo que o Vale do Ribeira registre a manifestação de evento geodinâmico Neoproterozóico, similar a um Ciclo de Wilson, da tectônica de terrenos fanerozóicos, o Maciço Itaoca se caracterizaria como um conjunto intrusivo sin a tardi tectônico, em relação ao fechamento e deformação da *Bacia Açungui*, e tardio ao desenvolvimento de arco

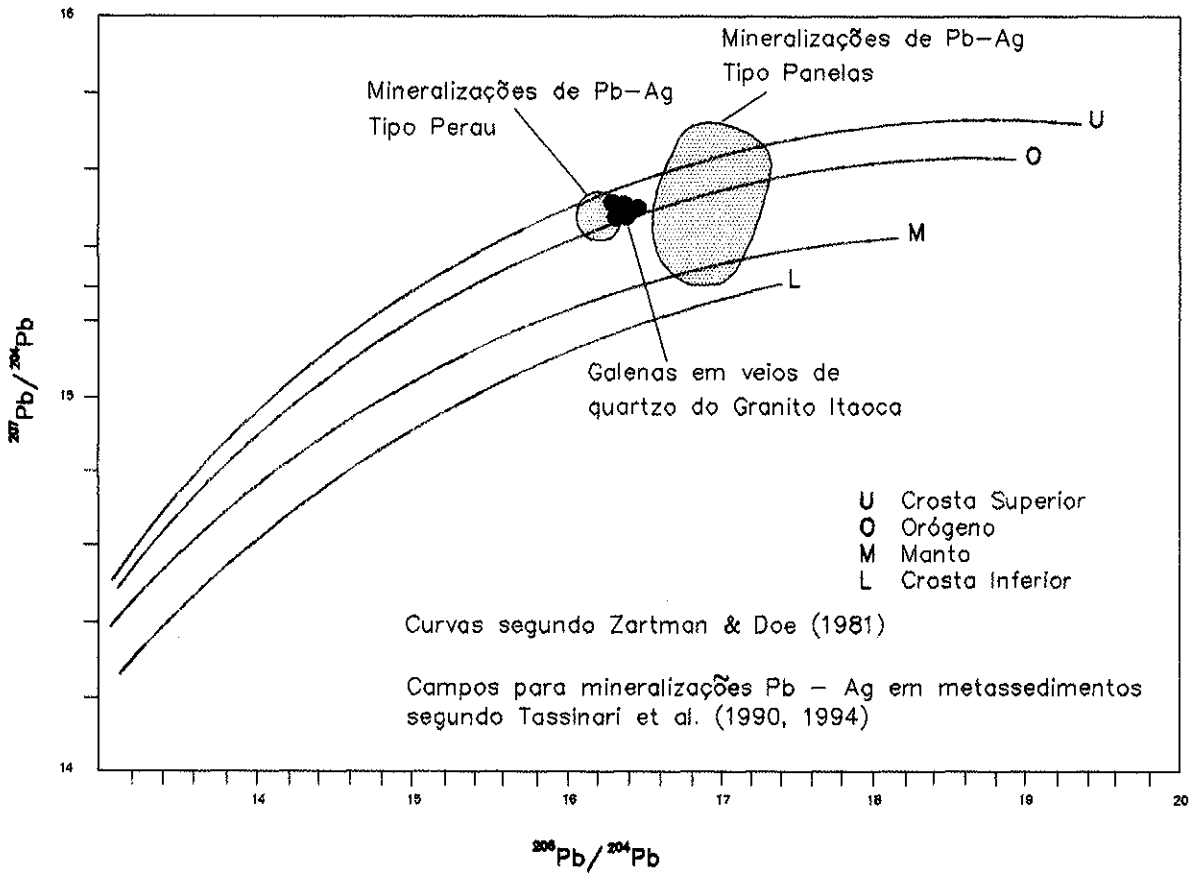


Figura 33 – Diagrama da evolução isotópica de chumbo, em amostras de galena do Itaoca e encaixantes regionais, segundo o modelo de plumbo–tectônica.

magmático tipo *andino*, possivelmente representado, na região, pelos maciços Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes.

Desse modo, o Itaoca seria contemporâneo e de natureza semelhante a outros granitóides da região, como os corpos da *Suíte Porfiróide* (*i. e.* granitos Barra do Chapéu, Saival, Paiol de Telha), definida por Gimenez Filho (1993), no Complexo Três Córregos (rever figuras 20 e 28). Seria também comparável com os granitóides do tipo *calcioalcalinos sin a tardi-orogênicos*, de Janasi & Ulbrich (1991), porém não com a característica *caledoniana* a ele atribuída (Vlach *et al.* 1990) e sua classificação como representante *tardi a pós-orogênico*, algo diferenciado da categoria anterior, como fizeram esses autores.

Deve ser salientado que, mais recentemente, alguns autores têm sugerido modelos alternativos para evolução neoproterozóica dos terrenos pré-cambrianos paulistas e a geração de intrusivas granitóides. Neste sentido, Ebert *et al.* (1994) imaginam que pouca crosta juvenil foi gerada durante o brasiliano. Eventos colisionais envolveriam o fechamento de oceanos restritos. Neste caso, ocorreria fusão parcial do manto superior durante espessamento transpressional dos blocos colididos, delimitados por zonas de cisalhamento profundas. Regimes compressionais, atuando em raízes orogênicas, condicionariam migração de rochas plutônicas de níveis crustais profundos até rasos, através das zonas de cisalhamento.

Nestes termos, o balizamento de granitóides por zonas de cizalhamento, freqüente na Faixa Ribeira, teria significado genético muito mais importante que o previsto nos modelos evolutivos tradicionais.

Estudando os maciços São Roque, Sorocaba e São Francisco sob ótica semelhante, Hackspacher & Godoy (1995) correlacionam estas intrusivas com a ação transtensiva/transpressiva das zonas de cisalhamento Itu-Jundiuvira e Taxaquara.

Este tipo de abordagem, ainda mais considerando algumas semelhanças do Itaoca com os maciços Sorocaba e São Roque, e a colocação do Itaoca entre duas importantes zonas de transcorrência, representadas pelos lineamentos Ribeira e Quarenta-Oitava, indica um campo de investigação interessante para o estudo do mecanismo de posicionamento e a inserção do Itaoca no contexto evolutivo do Vale do Ribeira, muito embora haja, neste caso, questões a serem resolvidas, como a compatibilização entre as idades da granitogênese e do evento dínamo-termal.

CAPÍTULO 7 - ANÁLISE METALOGENÉTICA

Do conjunto de ocorrências minerais do Maciço Itaoca, ou seja: a) mineralizações filonares de cobre, ou ainda, chumbo e flúor, em fraturas e zonas de cisalhamento do maciço; b) disseminações de cobre, molibdênio e associados, nos granitóides da Fácies Cinza 3; c) as mineralizações de scheelita-powelita e wollastonita em escarnitos, as últimas são, de longe, as mais importantes, e nortearão a análise metalogenética formulada neste capítulo. As demais mineralizações serão tratadas apenas na medida em que contribuírem para a definição da assinatura metalogenética do Itaoca.

Como será demonstrado, das ocorrências em escarnitos, os depósitos de wollastonita são os únicos a possuírem viabilidade econômica. No entanto, como sua formação pode ser interpretada de modo relativamente simples, grande parte da análise metalogenética estará voltada às mineralizações metálicas da área. Embora dissociada de sentido prático, no caso do Itaoca, a abordagem dos metálicos é condizente com a natureza acadêmica deste estudo e com o objetivo de se apresentar modelo metalogenético aplicável em situações geológicas similares, em que estes bens minerais poderão apresentar maior significado econômico.

7.1 METALOGÊNESE GRANITÓIDE

À exceção dos modelos para depósitos da classe de Sn (W, Mo, Nb. Ta, Y), relacionados a sistemas de albita granito e *greisens* , estudos da tipologia de jazimentos metálicos associados a rochas granitóides, expostos na literatura internacional, raramente são abrangentes ao ponto de correlacionar os depósitos tratados com as várias linhagens granitóides. Deste modo, e também por seu detalhamento e possibilidade de comparação com as ocorrências minerais do Itaoca, mostram-se interessantes os estudos de Kequin *et al.* (1984), realizados nos granitóides dos cinturões de dobramento do sul da China.

Estes autores relacionam às linhagens granitóides daquela região, tratadas no Capítulo 6 (Item 6.1), a tipos de depósitos diferenciados. No caso, granitóides crustais da *Série Transformação*, correlacionáveis ao tipo *S* (ou *A*) de Pitcher (1982, 1987), estão associados a ocorrências de Sn, W, Nb, Ta, Be, U e TR; por sua vez, granitóides de origem mista, mantélico-crustal, da Série Sintexia, similares ao Itaoca, e correlacionáveis aos tipos *I*, de Pitcher (1982, 1987), apresentam mineralizações de Fe, Cu, Mo, Pb, Zn, Au e Ag (W, Sn). Nos primeiros, são formados depósitos periféricos dos tipos escarnitos, *greisens* e veios hidrotermais, enquanto que, no segundo caso, ocorrem disseminações apicais do tipo pórfiro e escarnitos mineralizados em Cu, Mo, W e Sn. Nessa segunda situação, há ainda veios hidrotermais e concentrações estratiformes exalativo-sedimentares de Fe, Cu, pirita, Pb, Zn (Au e Ag) ligadas a rochas intrusivas subvulcânicas e suas correspondentes extrusivas (Quadro 20).

Kequin *et al.* (1984) fazem ainda distinção entre duas classes de granitóides da *Série Sintexia*, uma com depósitos de Fe e Cu, e outra com depósitos de W. Os granitóides de cada uma destas classes mostram características geoquímicas distintas, balizadas pela menor e maior influência crustal na granitogênese. Desse modo, granitóides relacionados a depósitos de Fe são ricos em Na, subsaturados em alumínio, e têm razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} próximas a 0,705. Granitóides associados a depósitos de cobre são ricos em potássio, em parte peraluminosos e possuem razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} da ordem de 0,707. Já os granitóides com depósitos de W são geralmente ricos em potássio, saturados em alumínio e com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,707 e 0,709. Comparando-se esses parâmetros com as características do Itaoca (Capítulos 4, 5 e 6), percebe-se nítida similaridade entre o Itaoca e os granitóides chineses relacionados com mineralizações de wolfrâmio.

Características	Tipo *Transformação*	Tipo *Sintexia*
Principais Depósitos	W, Sn, Be, Nb, Ta, U, Au, Bi, Y, (Mo).	Fe, Cu, S, Mo, Pb, Zn, Au, Ag, (U, W, Sn).
Tipos de Depósitos	Veios hipotermais, escarnitos, depósitos de alteração.	Tipo "pórfiro", vulcanossedimentares, veios hidrotermais vulcânicos.
Fontes das Mineralizações	Crustais.	Crosta-mantélicas.
Ambiente Geológico	Cúpulas de pequenas intrusões, zonas de contato.	Áreas vulcânicas, contatos intrusivos hipabissais.
Zonas de Alterações Associadas	Feldspatização potássica, albitização, greisenização; metassomatismo escarnítico, normalmente associado à greisenização.	Feldspatização alcalina; alterações ferromagnesianas (Fe-Mg escarnitos, cloritização, etc.); alterações "ácidas" (silicificação, argilização,alunitização, etc.).
Principais Constituintes Voláteis	Principalmente F	Principalmente Cl, S, CO_2
Distribuição Regional	Áreas amplas: W, Be, Y (Sn) em zonas soerguidas; Sn, (W), Pb, Zn em zonas deprimidas.	Faixas lineares: Cu, S, Au, Mo, em zonas soerguidas, Fe em zonas deprimidas.

(extraído de Kequin *et al.* (1984)

Quadro 20 - Comparação entre características de algumas das séries granitóides do Sul da China.

7.2 CLASSES DE DEPÓSITOS METÁLICOS EM ESCARNITOS: DEPÓSITOS DE WOLFRÂMIO

Escarnitos são litotipos constituídos essencialmente por granadas, piroxênios, anfibólios e epidotos. A nomenclatura foi primeiro utizada na Suécia, para designação de gangas silicáticas em depósitos de ferro e sulfetos, associados a rochas carbonáticas (Kwak 1987).

Sua natureza possibilita que sejam formados a partir da interação metamórfico-metassomática entre rochas silicáticas e carbonáticas (Kerrick 1977). Desse modo, a geração de escarnitos pode ocorrer pela ação direta ou indireta de intrusivas sobre seqüências carbonáticas e calciossilicáticas ou, mais raramente, pelo metamorfismo regional manifestado em condições apropriadas de pressão, temperatura e composição de fluidos, dissociado de intrusivas ígneas. Na primeira categoria, estão os *escarnitos de contato magmático* (*i. e.* Kwak & White 1982, Kwak 1987), como o Itaoca, enquanto que a segunda abrange os *escarnitos*

regionais (*i. e.* Kwak 1987), dissociados de zonas de contato ígneo, com são exemplos ocorrências da Austrália e do Nordeste Brasileiro.

As dimensões e formas de escarnitos magmáticos são bastante variáveis e dependentes das relações de contato entre intrusivas e encaixantes, em geral carbonáticas, sendo tabém subordinadas aos ambientes e à natureza magmática envovidos em sua formação (Bateman 1965, Smirnov 1982).

A Figura 34 idealiza o processo de formação de escarnitos de contato magmático em cúpulas intrusivas.

A ocorrência desses escarnitos, compativelmente com os ambientes de geração das intrusivas granitóides, sienitóides e gabróides que lhes dão origem, é mais comum em cinturões orogênicos instalados na borda de margens continentais ativas e nas áreas vizinhas, pericontinentais e continentais.

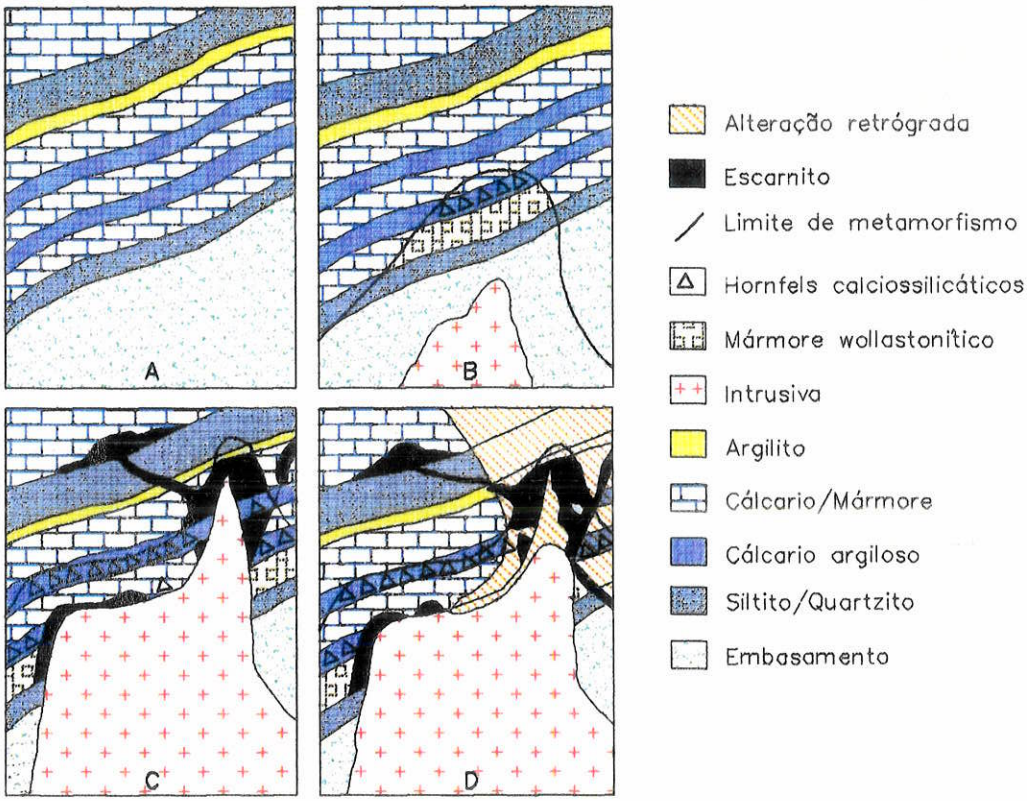
Escarnitos são importantes fontes mundiais de wolfrâmio, estanho, molibdênio, cobre, zinco e ferro, além de minerais industriais.

As idades dos depósitos minerais em escarnitos são, em geral, mesozóicas ou cenozóicas, enquanto depósitos paleozóicos ou pré-cambrianos tendem a se restringir a escarnitos mineralizados em W e, mais raramente, Cu, Mo, Zn e Pb (*i. e.* Biondi 1986). Imaginando-se a inexistência de razões para alteração dos processos genéticos envolvidos ao longo do tempo, a ocorrência mais comum de escarnitos em terrenos jovens é atribuída a fatores como a abundância diminuída de rochas carbonáticas proterozóicas e arqueanas; níveis erosivos mais aprofundados nos terrenos antigos, com escassez de cúpulas intrusivas preservadas; e efeitos tectono-metamórficos mascaradores de escarnitos pré-cambrianos (Kwak 1987).

Os escarnitos podem ser classificados com base em seu conteúdo metálico predominante (*i. e.* Einaudi *et al.* 1981, Meinert 1992), conforme resumido no Quadro 21.

Escarnitos wolfrâmicos, exemplificados no Quadro 22, se relacionam com granitóides contemporâneos a tardios em relação ao desenvolvimento de arcos magmáticos em margens continentais (Figura 35). Isto acaba por condicionar a distribuição mundial deste tipo de depósito, conforme mostrado na Figura 36. Nesta última ilustração não é feita, no entanto, distinção entre escarnitos de contato magmático e os regionais, que deverão corresponder às jazidas situadas em terrenos cratônicos (escudos e plataformas).

A disposição das intrusivas, da faixa pericontinental à zona continental retroarco, além de possuir conotação temporal, recebe influência crustal progressivamente aumentada. De modo compatível, Kwak & White (1982) dividem depósitos escarníticos de wolfrâmio em duas classes distintas (Quadros 23 e 24). A primeira refere-se a mineralizações de W-Mo-Cu, e se relacionaria com granitóides do tipo *I*, exemplificada por depósitos como Pine Creek, na Califórnia (EUA), Mactung, Yukon, Canadá e King Island, na Tasmânia; já a segunda corresponde a escarnitos mineralizados em W-Sn-F associados a granitóides do tipo *A*, a exemplo de depósitos em Nevada (EUA), no Alasca e na Austrália. Estes autores registram



Modificado de Meinert (1983)

Estágios de desenvolvimento de escarnitos e depósitos associados: A) Pré-intrusivo; B) Ígneo; C) Metassomático (escarnitos e depósitos proximais e distais); D) Alteração retrógrada.

Figura 34 – Síntese dos estágios de formação de escarnitos de contato magmático.

Características		Ferro	Wolfrâmio	Cobre	Zinco-Chumbo	Estanho-Wolfrâmio
Dimensão Típica do Depósito		5 - 200 mt	0,1 - 2 mt	1 - 100 mt	0,2 - 3 mt	0,1 - 3 mt
Teor Comum		40% Fe	0,7% de WO_3	1-2% Cu	9% Zn, 6% Pb, 150 ppm de Ag	0,1 - 0,7% Sn
Metais Associados		Fe, (Cu, Co, Au)	W, Mo, Cu (Zn, Bi)	Cu (Mo, Zn, W)	Zn, Pb, Ag (Cu, W)	Sn, F, W (Be, Zn)
Ambiente TecTônico		Arcos de ilhas; *rifts* de margens continentais.	Margens continentais (sin a tardi-orogênese).	Margens continentais (sin a tardi-orogênese).	Margens continentais (sin a tardi-orogênese).	Intraplaca (tardi a pós- orogênese).
Associação de Rochas Ígneas		Gabros a sienitos; dioritos comuns com algum diabásio.	Quartzodioritos a quartzomonzonitos (raramente alasquitos.).	Granodioritos a quartzomonzonito	Granodioritos a granitos, dioritos a sienitos.	Granitos
Vucânicas Cogenéticas Associadas		Basaltos, andesitos	Ausentes	Raras: andesitos, quartzolatitos.	Ausentes	Ausentes
Morfologia da Intrusiva		Grandes e pequenos *stocks*, diques.	Grandes plútons e batólitos.	Pequenos *stocks*, diques e *breccia pipes*.	Caso presentes, *stocks* e diques.	*Stocks*, batólitos.
Alterações nas Ígneas	Endoescarnitos	Expressivos, a epidoto e piroxênio.	Muito localizados, a piroxênio e plagioclásio.	Localizados, a epidoto, piroxênio e granada.	Localizados, po-rém intensos, a epidoto, piroxênio e granada.	Muito raras
	Outras	Silicatos sódicos	Localizadamente, biotita, muscovita, sulfetos.	Podem ser bastante extensivas (p. ex. depósitos tipo cobre-pórfiro): biotita, ortoclásio, quartzo, sericita, pirita.	Localizadas: argilização, propilitização.	Greisenização extensiva.
Composição Química do Exoescarnito		Alto Fe; baixo S e Mn.	Alto Al e Fe; baixo S.	Alto Fe e S; baixo Al e Mn.	Alto Fe, Mn e S; baixo Al.	Alto Al e F; baixo Fe e S.
Minerais Precoces		Ferrosalita, andradita, epidoto, magnetita.	Ferrosalita-Hedenbergita, andradita, idiocrásio, wollastonita.	Andradita, diopsídio, wollastonita..	Mangano hedenbergita, andradita, bustamita, rodonita	Idiocrásio, esperssatita, andradita estanífera, malaiaíta, datolita.
Minerais Tardios		Anfibólio, clorita, ilvaíta.	Esperssatita, almandina, andradita, biotita, hornblenda, plagioclásio.	Actinolita (clorita, montmorilonita).	Actinolita manganesífera, ilvaíta, clorita, rodocrosita	Anfibólios, micas, cloritas, turmalina, fluorita.
Minerais de Minério		Magnetita (calcopirita, cobaltita, pirrotita).	Scheelita, molibdenita, calcopirita (esfalerita, pirrotita, magnetita, pirita, bismuto).	Calcopirita, pirita, hematita, magnetita (bornita, pirrotita, molibdenita, tenantita).	Esfalerita, galena, pirrotita, pirita, magnetita (calcopirita, arsenopirita)	Cassiterita (scheelita, esfalerita, pirrotita, magnetita, pirita, arsenopirita)
Observação: **mt** = milhões de toneladas						

(Extraído de Einaudi & Burt 1982)

Quadro 21 - Características das principais classes de depósitos metálicos em escarnitos.

Depósito/Metal	Tonelagem e teor	Rochas Hospedeiras	Morfologia do Escarnito	Rochas Intrusivas	Alterações nas Intrusivas	Paragênese Escarnítica	Minerais de Alteração	Minerais Metálicos	Condições de Formação
Macmillian Pass (Canadá) W	63 mt / 0,95% WO_3	Calcários e folhelhos cambrianos a silurianos.	Estratiforme	Quartzomonzonitos (90 m.a.).	Não relatadas.	Piroxênios, granadas e wollastonita.	Hornblenda, biotita, plagioclásio, clinozoisita, clorita, apatita e titanita.	Pirrotita e calcopirita (pirita, molibdenita).	P > 1 kb $X_{CO2} \leq 0,1$
Emerald Mine (Canadá) W	> 0,5 mt / 1,3% WO3	Calcários e folhelhos cambrianos.	Escarnitos de contato; lentes estratiformes.	Quartzomonzonitos e granitos (Jurássico Superior).	Epidoto; muscovita-pirita-turmalina (calcita).	Hedenbergita e granadas.	Biotita, hornblenda, plagioclásio e apatita.	Pirrotita, calcopirita, esfalerita e pirita (molibdenita).	
Pine Creek (EUA) W (Mo,Cu)	> 6 mt / 0,5% WO3	Folhelhos, calcários e quartzitos do Paleozóico Superior.	Estratiforme; ocasionalmente veios.	Quartzomonzonitos pórfiros (Juro-Cretáceo).	Piroxênio-plagioclásio-granada endoescarnitos; biotita-sulfetos.	Granadas, piroxênios, idiocrásio e wollastonita.	Hornblenda, biotita, clorita, epidoto, plagiocásio, fluorita, apatita, titanita e zeólitas.	Calcopirita, molibdenita, magnetita e pirita (pirrotita, esfalerita).	P > 1,5 kb T_f = 550-450 °C T_a = 450 - 350 °C X_{CO2} = 0,2-0,03
Black Rock (EUA) W	> 0,6 mt / 0,5% WO3	Margas, folhelhos, calcários e conglomerados paleozóicos.	Estratiforme	Quartzomonzonitos pórfiros (207-210 m.a.).	Quartzo-feldspato; e muscovita-quartzo-pirita-pirrotita.	Granadas, piroxênios e wollastonita (pagioclásios).	Biotita, hornblenda, clorita, epidoto, apatita e muscovita.	Pirrotita, magnetita, pirita e esfalerita (calcopirita, marcassita, galena).	
Strawberry (EUA) W	0,5 mt / 0,9% WO3	Margas, folhelhos, riolitos, arenitos e calcários permianos a triássicos.	Estratiforme; ocasionalmente veios.	Granodioritos e quartzomonzonitos (95 m.a.).	Piroxênio-plagioclásio-epidoto-granada endoescarnitos.	Granadas, piroxênios, plagiocásios e wollastonita.	Hornblenda, epidoto, biotita, clorita e zeólitas.	Magnetita, pirita (pirrotita, calcopirita, molibdenita).	T_f > 550 °C
Tungsten Jim (EUA) W	> 0,1 mt / 1,3% WO3	Folhelhos carbonosos e calcários do Carbonífero.	Estatiforme	Granodioritos e quartzomonzonitos (88 m.a.).	Endoescarnitos; biotita-sulfetos.	Granadas, piroxênios e wollastonita.	Biotita, plagioclásio, wolframita, fluorita, clorita e apatita.	Pirrotita, pirita e calcopirita (bismuto, bismutinita, molibdenita, esfalerita).	T_f = 450 - 520 °C T_a = 350 - 400 °C
Fujigatani (Japão) W	Moderada (?)	Calcários e pelitos carboníferos.	Estratiforme	Ganodioritos (92 m.a.).	Endoescarnitos	Granada, wollastonita, idiocrásio.	Hornblenda, clinozoisita, clorita e muscovita.	Pirrotita, calcopirita e esfalerita	T_f > 500 °C T_a = 370 - 460 °C
Seven Rila (Bulgária) W (Bi)	Moderada (?)	Xistos, gnaisses e mármores proterozóicos.	Estratiforme	Granitos e pegmatitos hercinianos.	?	Piroxênios, granadas, idiocrásio e plagioclásio.	Anfibólios, epidoto, flogopita e clorita.	Pirita, pirrotita, magnetita, esfalerita, calcopirita e galena.	
Choruh-Darion (ex-URSS) . W (Mo, Cu)	Grande (?)	Calcários devonianos.	Estratiforme	Granodioritos, e quartzomonzonitos (Paleozóico Superior).	Escapolita; biotita-feldspato.	Granadas, piroxênios e escapolita.	Hornblenda, epidoto, plagioclásio, fluorita e zeólitas.	Pirita, calcopirita e molibdenita (esfalerita, galena).	P = 1,6 kb T_f = 550 - 470 °C T_a = 450 - 400 °C
Tem Piute (USA) W (Zn)	> 0,5 mt / 0,5% WO3 0,2% Zn	Calcários e folhelhos devoniano-carboníferos.	Estratiforme; ocasionalmente discordante.	Quartzomonzonitos (Cretáceo Superior).	Epidoto endoescarnitos; muscovita-quartzo-calcita-pirita.	Granadas e piroxênios.	Actnolita, clorita, fluorita e epidoto.	Pirita, pirrotita, magnetita, esfalerita e molibdenita (calcopirita, bismutinita, galena).	
Tyrny-Auz (ex-URSS) Mo (W)	Muito Grande (?)	Calcários e quartzitos argilosos carboníferos.	Estratiforme	Quartzomonzonitos porfiríticos (Paleozóico Superior).	Endoescarnitos; mica-sulfetos.	Piroxênios, granadas, wollastonita e idiocrásio.	Clorita, epidoto, albita, fluorita e titanita.	Molibdenita, magnetita, calcopirita, esfalerita, pirita e arsenopirita.	T_f = 580 - 470 °C T_a = 330 - 460 °C

Observações: mt = milhões de toneladas; T_f = temperatura de formação; T_a = temperatura de alteração hidrotermal; X_{CO2} = Fração molar de CO_2 na fase fluida

(A partir de Einaudi *et al.* 1981)

Quadro 22 - Características de alguns depósitos mundiais de wolfrâmio em escarnitos.

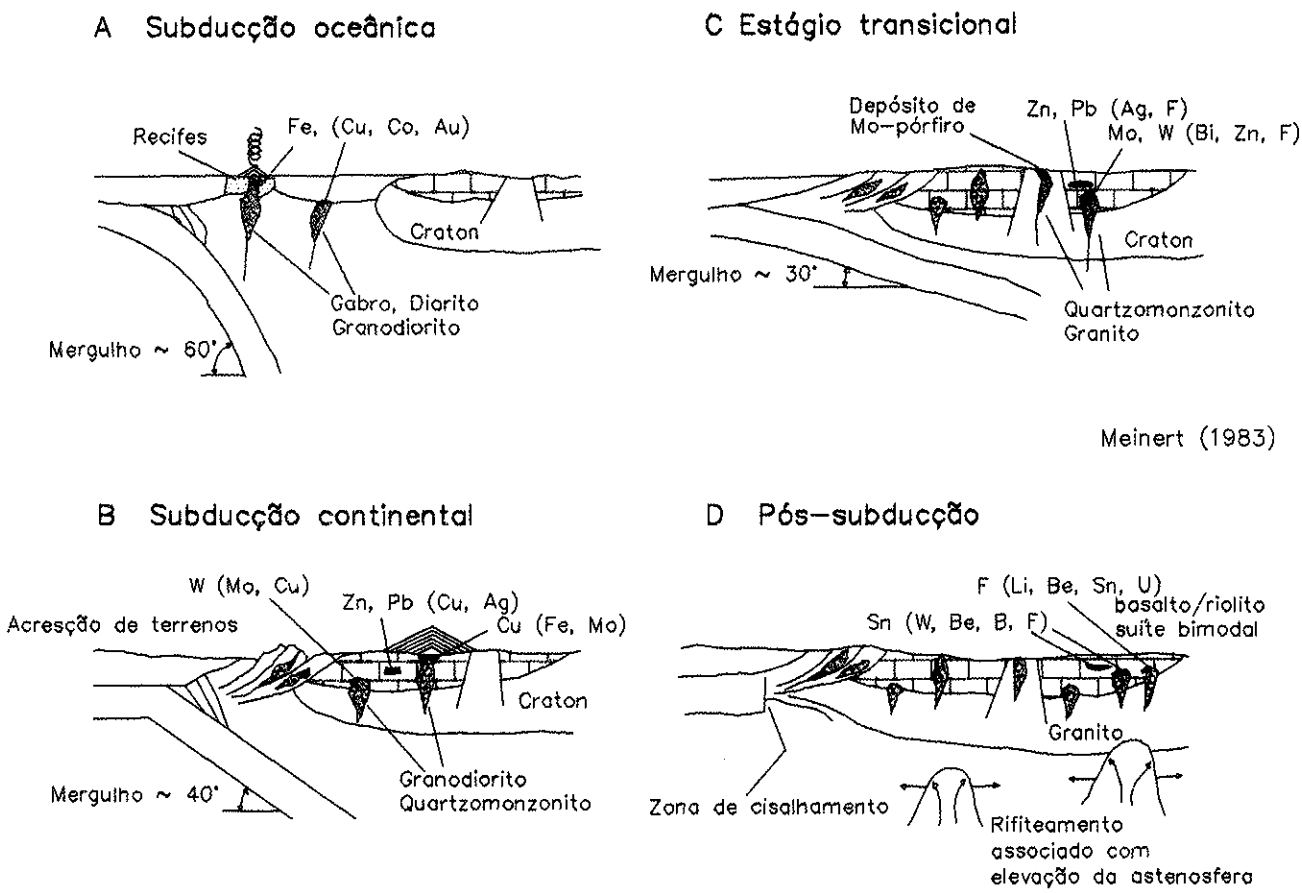


Figura 35 – Situação de depósitos metálicos relacionados a escarnitos, em margens continentais ativas fanerozóicas.

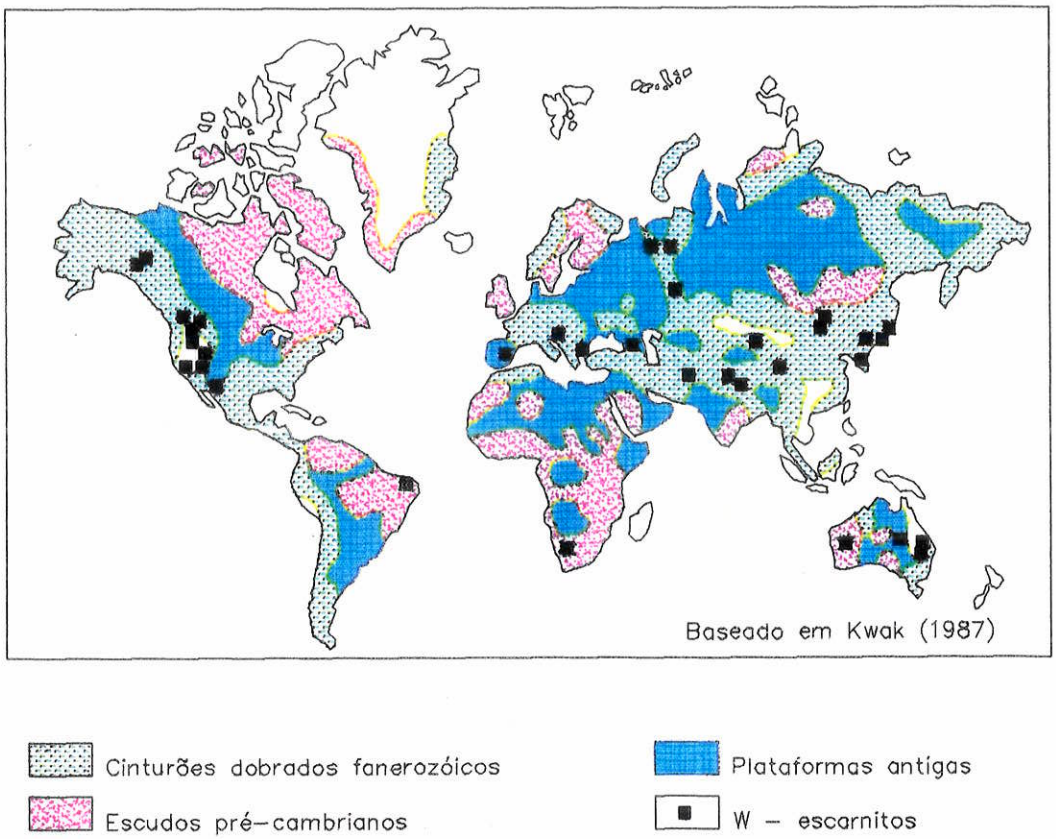


Figura 36 - Distribuição dos principais depósitos mundiais de wolfrâmio em escarnitos.

Tipo de Escarnito	W - Mo - Cu	W - Sn
Textura	Granular a maciça	Granular
Mineralogia Primária (Estágio IA)	Granadas (andradita-grossulária) + piroxênios (hedenbergita-diopsídio) + quartzo + scheelita (rica em Mo); magnetita (rara); wollastonita em geral ausente; alta Fe^{3+}/Fe^{2+} (> 1).	Magnetita + fluorita + vesuvianita (rica em Fe) ± ilmenita ± scheelita (pobre em Mo) ± cassiterita ± quartzo ± feldepato potássico ± siderita ± danalita-helvita ± esfalerita ± turmalina azul; baixa Fe^{3+}/Fe^{2+} (<<1).
Mineralogia Primária (Estágio IB)	Wollastonita + vesuvianita + scheelita (rica em Mo) + granada ± fluorita ± diopsídio e grossulária pré-metassomática); moderada a alta Fe^{3+}/Fe^{2+}.	Sn + andradita titanífera + piroxênio (rico em Fe) + vesuvianita (rica em Fe) ± titanita ± schhelita; quartzo normalmente ausente; alta Fe^{3+}/Fe^{2+} (> 1).
Mineralogia Secundária (Estágio IIA) Alta T ~ 350-450 °C	Ferrohastingsita + epidoto +calcita + quartzo + pirrotita + calcopirita ± titanita ± pirita + scheelita (pobre em Mo) + molibdenita ± óxidos de Fe ± bismutinita ± galena ± esfalerita; baixa Fe^{3+}/Fe^{2+} (<<1).	Ferrohastingsita (alto Fe e Sn) + epidoto + calcita + titanita (rica em Sn) + esfalerita + fluorita + pirrotita ± pirita ± calcita ± babbingtonita (rica em Sn) ± calcopirita ± bismutinita; baixa Fe^{3+}/Fe^{2+} (<<1).
Mineralogia Secundária (Estágio IIB) T Moderada	Biotita (rica em Fe) ± pirita ± plagioclásio ± calcita ± pirrotita ± scheelita (baixo Mo) ± epidoto.	Biotita (rica em Fe) + fluorita ± ilmenita ± calcita.
Mineralogia Secundária (Estágio IIC) T Baixa	Stilplomelano (raro) + clorita ± hematita.	Stilplomelano (rico em Fe) + clorita ± hematita.
Mineralogia Secundária (Estágio IID) T Muito Baixa	Zeólitas cálcicas.	Zeólitas cálcicas e ferruginosas, apofilita.
Zonalidade Mineral Primária	Paragênese IA —> Paragênese IB na interface mármore-escarnito (quando o estágio IB está presente).	Paragêneses do estágio IA são substituídas pelas do estágio IB.
Zonalidade Mineral Secundária	Várias combinações das paragêneses dos estágios II substituem a paragêneses dos estágios I; muitas vezes, para fora do contato *plúton*–escarnito ou ao longo de contatos escarnito–mármore afastados do *plúton*, alternam-se as paragêneses do estágio IID —> estágio IIA.	Zonalidade como nos escarnitos tipo W-Mo-Cu; minerais de metais-base + Au, Ag sempre na borda externa (ao contato) de escarnitos ou fraturas relacionadas.
Minerais de Wolfrâmio	Scheelita em escarnitos e veios correlatos; scheelita em escarnitos do estágio I e scheelita (pobre em Mo) em escarnitos do estágio II.	Principalmente scheelita em escarnitos, e wolframita (com alguma scheelita) em veios associados, *greisens*, etc.; geralmente a scheelita é pobre em Mo.

(A partir de Kwak & White 1982)

Quadro 23 - Associações minerais distintivas entre classes de escarnitos mineralizados a wolfrâmio.

Tipo de Escarnito	W - Mo - Cu	W - Sn
Elementos Diagnósticos	Mo, Cu, (Au), (Bi), (Pb), (Zn).	Sn, F, Be, U, ETR, Zn, Mo, Cd, In, Pb, (Au), (Ag).
Razão entre W e Outros Elementos	W:Cu ≥ 7:1; W:Mo > 3:1; razões entre W e outros metais muito pequenas.	Razões metálicas muito variáveis.
Principais Elementos em Fluidos Hidrotermais	NaCl > KCl; $CaCl_2$ ≅ NaCl (provavelmente alto); $CaSO_4$ < KCl; cloretos de Fe raros.	KCl > NaCl; $CaCl_2$ alto em escarnitos, provavelmente baixo em depósitos correlatos.
Permeabilidade Durante a Geração	Inicialmente através de falhas, maiores e menores; soluções de $CaCO_3$, decorrentes da dissolução de minerais calciomagnesianos, produzem também porosidade importante.	Principalmente falhas e fraturas maiores e menores; refraturamento destas descontinuidades, a partir da pressão fluida e cristalização de minerais de flúor (principalmente), em depósitos do tipo "wrigglito".
Profundidade de Formação	> 2 Km	Sempre rasos (>3 Km)
Granitóides Associados	Granodioritos ou quartzomonzonitos (alto Ca); granitóides tipo "I" ou "a magnetita".	Leucoadamelitos ou granitos (baixo Ca); granitóides do tipo "S" ou "a ilmenita".
Alteração nos Granitóides	Greisenização quase sempre ausente; endoescarnitos (normalmente com larguras de 2m) com carbonato + quartzo + feldspato potássico + diopsídio ± escapolita (turmalina rara, topázio ausente).	Vários graus de greisenização sempre presentes, com turmalina azul, topázio e fluorfengita; possíveis endoescarnitos com carbonato + fluorita ± pirita + fluorfengita; turmalinização das rochas regionais.
Estilos da Mineralização Associada ao Escarnito	Mineralizações de W-Mo-Cu em escarnitos; raros pegmatitos com mineralizão de W; ocorrem veios de quartzo discordantes com mineralizações de scheelita rica em Mo.	Mineralizações de W-Sn-F podem ocorrer em veios, massas de silexitos, *pipes* enriquecidos em quartzo e fluorita, *stockworcks* quartzosos, *greisens* e brechas com sulfetos maciços.
Natureza dos Veios Associados aos Escarnitos (quando presentes)	Veios, em geral, com mais de 0,5 m de largura, contendo scheelita (rica em Mo), feldspato potássico, molibdenita e pirita.	Veios com 2 m de largura, contendo wolframita ± scheelita (pobre em Mo) ± esfalerita ± galena ± pirita ± berilo ± bismutinita ± bismuto ± topázio ± Pb-sulfosais ± molibdenita ± fluorita.
Natureza da Rocha-Mãe	Normalmente mármores calcíticos (mármores dolomíticos são raros).	Mármores calcíticos ou dolomíticos.
Hornfels Associados	Rochas piroxeníticas e granada-piroxeníticas, com teores anômalos de W e Mo.	Hornfels com piroxênio ± granada ± vesuvianita, contendo teores anômalos de F, Sn, W, etc.
(*) Escarnito de granulação fina, rítmica e irregular, composto por fluorita + magnetita + vesuvianita + (cassiterita, scheelita, adulária).		

(A partir de Kwak & White 1982)

Quadro 24 - Parâmetros geológicos distintivos entre classes de escarnitos mineralizados em wolfrâmio.

que a associação W-Mo-Cu é característica de depósitos formados além dos 2 km de profundidade, enquanto que a associação W-Sn-F, normalmente é gerada em profundidades menores que 3 km. A formação em níveis crustais aprofundados, no primeiro caso, entre 5 e 15 km, como observado no sudoeste americano, seria a principal razão para preservação desse tipo de escarnitos em terrenos paleozóicos e pré-cambrianos, ao contrário das demais classes de escanitos(Einaudi *et al.* 1981).

Os escarnitos wolfrâmicos da associação W-Mo-Cu são predominantemente estratiformes. Em geral, associam-se com seqüências de rochas carbonáticas calcítico-argilosas intercaladas com horizontes pelito-carbonáticos ou carbonático-vulcânicas, metamorfisadas ou não (Newberry 1987). O minério é constituído por scheelita (ou scheelita-powellita), normalmente associada a molibdenita, pirita, calcopirita, esfalerita e pirrotita (+ bismuto nativo e ouro). A scheelita pode formar-se em mais de um estágio, e as mineralizações subordinadas estão sempre ligadas a alterações hidrotermais superimpostas à fase metassomática de formação da ganga silicática e da mineralização de W.

7.3 ANÁLISE METALOGENÉTICA PARA O ITAOCA E A QUESTÃO DA FORMAÇÃO DE ESCARNITOS NO VALE DO RIBEIRA

No Capítulo 3, foram descritas as várias ocorrências minerais existentes no Itaoca, que podem ser sintetizadas do seguinte modo: sulfetos de cobre, molibdênio e chumbo (± pirita ± pirrotita) em veios de quartzo; fluorita em veios de quartzo ou filões de *greisens*; sulfetos de cobre e molibdênio (± pirita ± pirrotita ± marcassita) em granitóides; wollastonita e sheelita-powellita (± sulfetos de molibdênio, cobre e ferro ±carbonatos de cobre ± ouro).

Dentre os elementos metálicos das mineralizações hidrotermais, o cobre e o molibdênio são compatíveis com a natureza do Itaoca, conforme antes demonstrado. Isto sugere que tenham sido concentrados por soluções residuais, durante processos de alteração tardi a pós-magmáticos (caso das disseminações de Mo-Cu nas Fácies Cinza 3) ou remobilizados dos próprio conjunto granitóide, durante eventos superimpostos dínamo-termais (Cu em brechas, zonas de cisalhamento e granitóides miloníticos).

Já o Pb e o F são elementos estranhos à tipologia do maciço. Neste caso, considera-se que as mineralizações desta natureza decorram da migração, para zonas permeáveis do Itaoca, de elementos carreados fundamentalmente das encaixantes, por correntes convectivas que podem ter envolvido desde águas magmáticas e metamórficas até águas meteóricas, em consonância com modelos consagrados (*i.e.* Plant *et al.*1983), durante os eventos dínamo-termais citados. Quanto a isto, deve ser lembrada a existência de depósitos de fluorita e chumbo nas encaixantes do maciço e a indicação da contaminação dos granitóides do Itaoca por digestão das rochas regionais, como sugerido pelas relações de campo, pelos teores anômalos de flúor e alumínio, e pelas razões iniciais $^{86}Sr/^{87}Sr$ aumentadas nestas rochas, em relação a granitóides Tipo *I* (Capítulo 6, Item 6.1).

Indicação conclusiva neste sentido é dada pelas razões inciais $^{86}Sr/^{87}Sr$ medidas nos granitóides hidrotermalizados encaixantes dos veios mineralizados em fluorita do Pavão (Capítulo 5, Item 5.1). Sendo bastante elevadas (0,719) em relação aos granitóides não alterados (0,710-0,711), indicam a participação de fluidos das encaixantes no processo de alteração dessas rochas. As fluoritas, no entanto, têm razões iniciais $^{86}Sr/^{87}Sr$ entre 0,711 e 0,712, menores que os granitóides alterados e as fluoritas singenéticas da borda ígnea (0,714). Isto indica que não houve incorporação do flúor diretamente das encaixantes para a zona de cisalhamento, o que comprova a contaminação do sistema granítico por assimilação de horizontes das encaixantes e o modelo genético proposto para estas mineralizações.

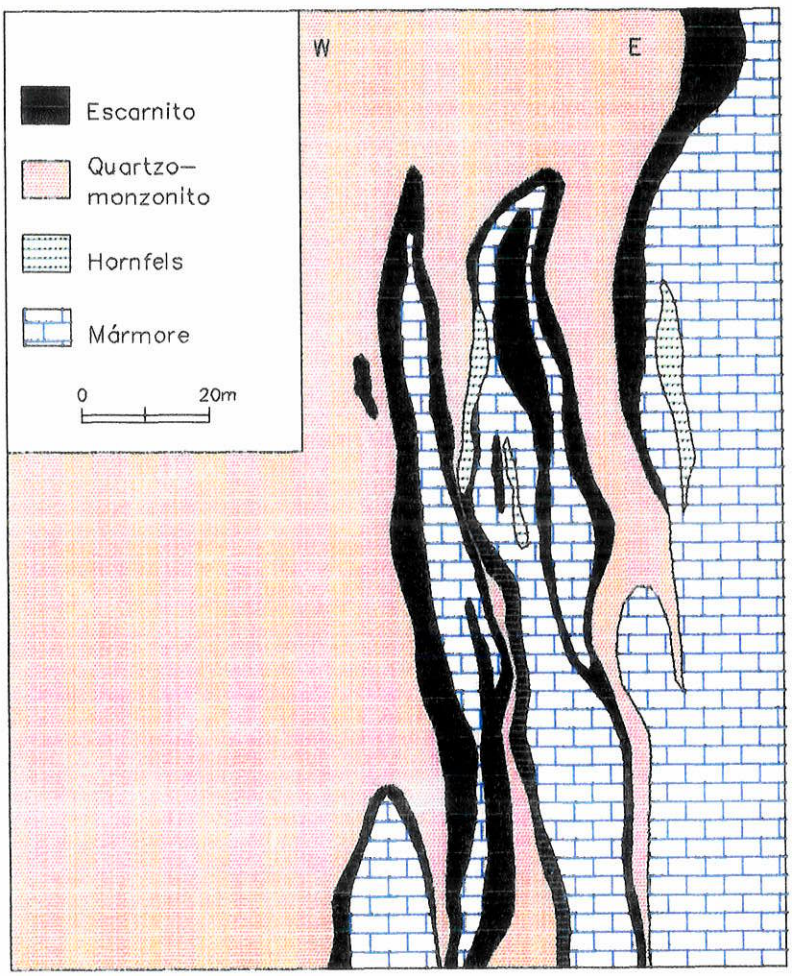
Como os modos de ocorrência de galenas e fluoritas, no Itaoca, mostram similaridades entre si, o mecanismo apontado para a formação das mineralizações de flúor pode estar corroborando para a argumentação contrária à incorporação do chumbo das galenas diretamente a partir das mineralizações da borda do maciço, o que reforçaria o questionamento das idades atribuídas às ocorrências de chumbo dos metacalcários encaixantes (Capítulo 6, Item 6.2).

Quanto às mineralizações metálicas dos escarnitos, a partir das características das ocorrências do Itaoca (Capítulo 3, Item 3.3) e da tipologia granitóide do maciço (Capítulos 2, 4 e 6), torna-se possível classificá-las como exemplo clássico dos escarnitos wolfrâmicos de contato magmático, da classe W-Mo-Cu de Kwak & White (1982). Caso houvesse dúvida, indicação neste sentido seria dada pela semelhança entre o modo de ocorrência, estágios e estilo de mineralizazões do depósito de Pine Creek, na Califórnia (Newberry 1982), durante muito tempo uma importante produtora de wolfrâmio nos EUA, e considerada como exemplo típico desta classe de depósitos, e os escarnitos do Itaoca. O modo de ocorrência dos escarnitos das duas áreas pode ser constatado pela comparação entre a geologia dos escarnitos Gorutuba 2 e 3 (Capítulo 2, figuras 6 e 7) e a geologia da mina de Pine Creek (Figura 37).

Como esta categoria de depósitos é característica do contato de granitóides da fase sincolisional da tectônica de margens continentais (rever Figura 35), fica reforçada a tese de inserção do Itaoca no contexto evolutivo do Cinturão Ribeira, do modo indicado no Capítulo 6.

Quanto aos escarnitos do Itaoca, com base nas associações de campo, o estudo ao microscópico de suas mineralizações metálicas, e tendo em vista os parâmetros determinados por Ens (1990) para a gênese da matriz silicática destas rochas e os mármores encaixantes, aqui parcialmente reinterpretados, os estágios de formação podem ser definidos e ordenados da forma colocada no Quadro 25.

Ainda quanto à gênese desses corpos metassomáticos, as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ verificadas nos granitóides, escarnitos e mármores do Itaoca, oscilam no mesmo intervalo, entre 0,709 e 0,711, o que mostra ter ocorrido a homogeneização das composições isotópicas de estrôncio durante o metamorfismo térmico de contato.



Newberry (1982)

Figura 37 – Geologia dos escarnitos wolfrâmicos de Pine Creek, Serra Nevada, EUA.

Estágio		Magmático	Metassomático	Hidrotermal Hipogênico		Hidrotermal Supergênico
		1 (> 650 - 600 °C)	2 (600 - 550 °C)	3 (550 - 450 °C)	4 (450 - 80 °C ?)	5 (< 80 °C ?)
Mármore		calcita + diopsídio ± quartzo		tremolita ± flogopita		
Escarnito	**Granada-salita (Tipo Gorutuba 3)**		salita + granada 1 (andradita-grossulária)	granada 2 (andradita-grossulária ± pirita 1 (?)± magnetita ± quartzo	epidoto ± albita ± actinolita ± calcita ± pirita 1 ± esfalerita ± arsenopirita ± pirrotita ± calcopirita	pirita 2 + marcassita
	Granada-wollastonita (Tipo Gorutuba 1 e Mina do Juca)		wollastonita 1 + granada 1 (grossulária-andradita) + diopsídio ± scheelita-powellita	wollastonita 2 (?) + granada 1 (grossulária-andradita) + granada 2 (grossulária-andradita	vesuvianita ± albita ± albita ± calcita ± quartzo ± apofilita ± prehnita ± pirita ± calcopirita ± bornita ± covelita ± calcocita	malaquita ± azurita ± hidróxidos ferruginosos ± ouro

Quadro 25- Estágios evolutivos das associaçoes minerais das matrizes marmóreas e escarnitos do Maciço Itaoca.

Se consideradas as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$, entre 0,707 e 0,708, atribuídas por Faure (1986) às rochas carbonáticas mundiais durante o Neoproterozóico, a homogeneização isotópica teria sido alcançada no nível ditado pelos granitóides, ocorrendo aporte de Sr a partir de fluidos provenientes das intrusivas. Mecanismo semelhante, fora verificado por estudos isotópicos sistemáticos em exemplos japoneses de escarnitos wolfrâmicos de contato magmático (Nakano *et al.* 1990).

Por outro lado, a Figura 38 exibe os campos de variação $\delta\ ^{13}C$ e $\delta\ ^{18}O$ para os representantes rochosos e minerais analisados. Nela está igualmente também demarcado o campo de variação isotópica carbono-oxigênio estabelecido para rochas carbonáticas do meso a neoproterozóico por Veizer & Hoefs (1976). Está delimitado ainda campo para calcitas magmáticas, correspondente `a composição isotópica teórica de calcitas em equilíbrio, a 600 °C, com as intrusivas calcioalcalinas formadoras dos escarnitos de Pine Creek, EUA (Brown *et al.* 1985) e à composição de calcitas primárias, de granitos analisados por Deines & Gold (1969) na região de Montreal, Canadá. Foi também considerada uma análise para $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, retirada de Bettencourt *et al.* (1992), referente ao metacalcário da Formação Mina de Furnas, que se mostra compatível com os resultados agora obtidos para os metacalcários amostrados na borda do Itaoca e integra o campo demarcado para estas rochas.

A partir disto, podem ser definidos dois *trends* de fracionamento isotópico. Um deles relaciona os *protolitos* metacalcários da borda do Maciço Itaoca, os mármores do Gorutuba 1 e as calcitas tardias destes escarnitos. Um segundo envolve as encaixantes e os mármores da faixa dos Gorutuba 2 e 3 e mostra fracionamento mais abrupto que o anterior, com valores menores nos escarnitos. Ambas as rotas de fracionamento isotópico se mantêm afastadas do campo das calcitas magmáticas, embora mostrem tendência a evoluírem em seu sentido.

Considerada a geologia da área Gorutuba, torna-se factível a suposição que o principal condicionante da diferença de fracionamento entre duas faixas marmóreas e seus escarnitos seja a distância em relação ao contato ígneo, maior no caso dos mármores do Gorutuba 1 que no caso dos mármores do Gorutuba 3 (Capítulo 2, Item 2.2.1.6).

Assim, parece repertir-se , no Itaoca, o padrão observado em auréolas de contato granitóide, ou seja, maior empobrecimento em $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ à medida que é mais intensa a ação termal da intrusiva (Valley *et al.* 1986), em decorrência de processos diferenciados de volatização (descarbonatação, desidratação), infiltração e mistura de fluidos, e desequilíbrios nas condições de pressão e temperatura durante os estágios do metamorfismo de contato (*i.e.* Layne *et al.* 1991, Valley *et al.* 1986).

Por outro lado, a partir do fracionamento diferenciado de um tipo e outro de escarnitos e da dispersão generalizada de valores $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, não há evidências de equilíbrio fluidal nos

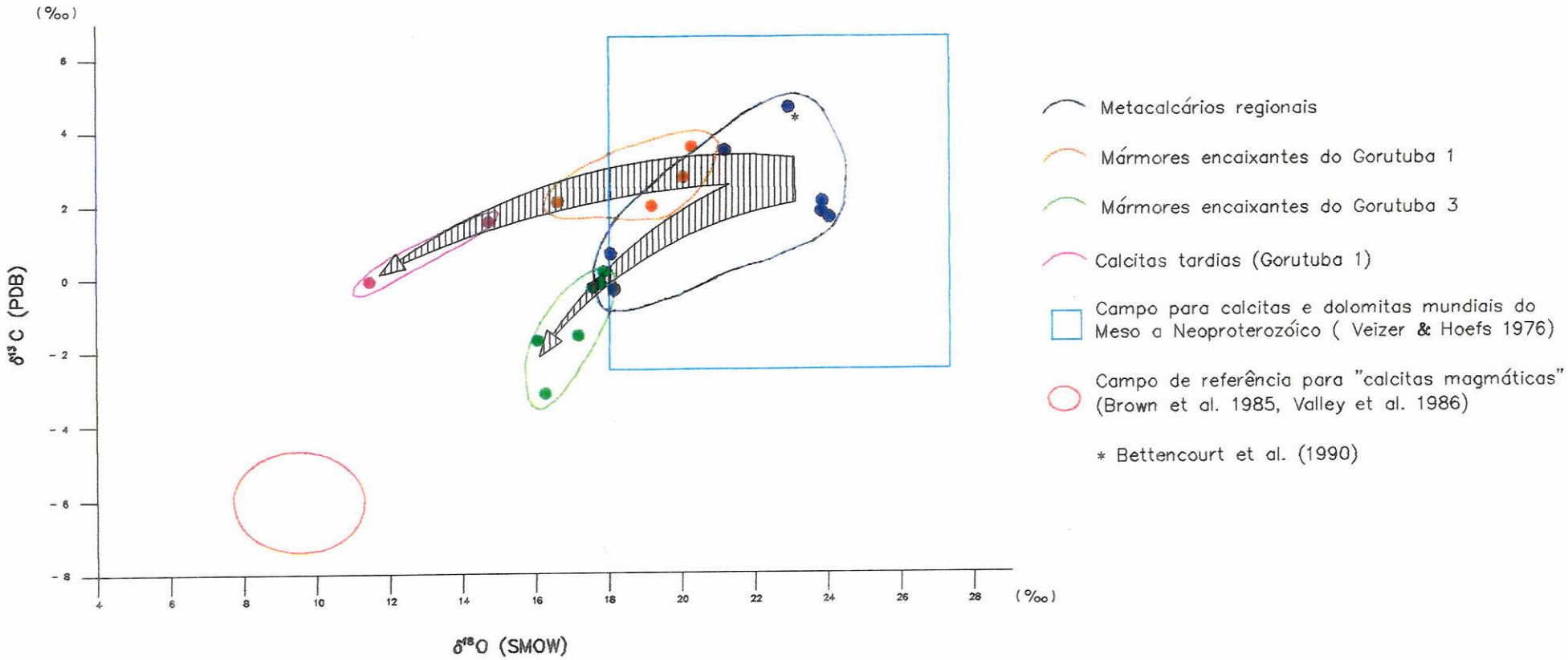


Figura 38 – Campos de variação $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e "trends" de fracionamento isotópico nas encaixantes metacalcárias e escarnitos do macico Itaoca.

sistemas granitóides-mármores-escarnitos. Este equilíbrio poderá ter sido alcançado apenas localmente, dentro das linhagens isotópicas individuais, como sugerem, por exemplo, alguns resultados próximos, registrados nos mármores do Gorutuba 3. Isto também é indicado por valores uniformes de $\delta^{18}O$, registrados nos silicatos da área Gorutuba e da Mina do Juca (Capítulo 5, Item 5.2)

O distanciamento dos extremos isotópicos mais empobrecidos em relação ao campo das calcitas magmáticas, aponta a forte predominância, no processo metassomático de formação de escarnitos do Itaoca, de águas metamórficas pré-existentes nos pacotes metassedimentares. O empobrecimento isotópico no sentido do campo ígneo, no entanto, sugere a participação subordinada de águas magmáticas no processo genético escarnítico, o que se coaduna com a hipótese de homogeneização isotópica de estrôncio do sistema granitóides-escarnitos-mármores no nível ditado pelas intrusivas. Em Pine Creek (EUA), o decréscimo, nos escarnitos, de valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, em relação aos *protolitos* metacalcários é atribuído a processo semelhante (Valley *et al.* 1986).

A participação de águas meteóricas não parece ter ocorrido nas fases ígnea, metassomática e hidrotermal (de alta temperatura) definidas para a formação dos escarnitos do Itaoca (Quadro 25), tendo em vista os elevados valores de $\delta^{18}O$ nos carbonatos analisados. No entanto, a presença dessas águas não pode ser plenamente descartada, antes de serem obtidos e avaliados resultados isotópicos de deutério (δD) em minerais silicáticos hidratados dos sistemas mármores-escarnitos.

A questão da fonte dos elementos metálicos concentrados em escarnitos de contato magmáticos é, em geral, bastante complexa (Kwak 1987). No caso do Itaoca, considera-se que há dados suficientes para comprovação da tese de origem magmática para as mineralizações metassomáticas do maciço. São eles:

1°) verifica-se perfeita coincidência entre a natureza do batólito, sua vocação metalogenética e o tipo de mineralizações dos escarnitos da área;

2°) para que o wolfrâmio fosse apenas remobilizado pela intrusão, a partir de conteúdos metálicos previamente existentes nas encaixantes, estas mineralizações teriam que existir nos terrenos regionais e seriam de natureza vulcano-sedimentar. Hool (1977) restringe a ocorrência mais comum deste tipo de depósitos às associações de W (scheelita)-Hg-Sb, em terrenos fanerozóicos, e de W (wolframita, scheelita)-Au, em terrenos pré-cambrianos, embora registre a ocorrência esporádica de scheelita, estibinita e cinábrio em metavulcânicas de *greenstone belts* arqueanos. Em ambos os casos mais comuns, trata-se de depósitos *stratabound* com tipologias estabelecidas em Laznicka (1981, 1985) e Denisenko & Rundkvist (1978), os primeiros ocorrendo em países como Áustria, Tchecoslováquia, Iugoslávia, Itália e Turquia, e os segundos na África do Sul, Rodésia, Uganda e URSS. Em linhas gerais, ocorre

associação marcante com vulcanismo máfico, em geral subaquático, sendo formados depósitos com dimensões consideráveis. No caso dos exemplos pré-cambrianos, há relacionamento estreito com zonas de alteração hidrotermal (silicificação, turmalinização). Depósitos como os descritos são desconhecidos no Vale do Ribeira, não havendo o registro da presença de mineralizações de scheelita-powellita dissociada do contato com granitóides. Na área próxima ao Itaoca, campanhas sistemáticas de observação, amostragem e análise dos litotipos encaixantes, mostraram-nos desprovidos de mineralizações de wolfrâmio e estéreis quimicamente quanto a este elemento;

3°) a repetida e, por vezes significativa, ocorrência de mineralizações hidrotermais relacionadas à autometassomatitos e zonas de cisalhamento do Itaoca atesta sua capacidade mineralizante;

4°) o fracionanto de isótopos de Sr, O e C nos sistemas granitóides-escarnitos-mármores do Itaoca sugerem que ocorreu a migração de fluidos das intrusivas às encaixantes, como necessário para que tenha havido o aporte metálico a partir dos granitóides;

5°) estudos sistemáticos (*i.e.* Einaudi et al. 1981, Valley et al. 1986) mostram que , em geral, escarnitos são formados por interação rocha-fluidos envolvendo águas magmáticas, magmático-metamórficas, magmático-meteóricas, *profundas* ou *não sedimentares*. Deste modo, a presença quase que constante de fluidos de natureza ígnea é sugestiva de origem predominantemente magmática para os conteúdos metálicos deste tipo de depósitos.

Aceitando-se a origem magmática para as mineralizações de W-Mo-Cu do Maciço Itaoca, abre-se a possibilidade para a existência de depósitos disseminados destes elementos em cúpulas granitóides não-erodidas, talvez preservadas abaixo das raízes dos pendentes do teto da intrusão, na parte central do batólito, do mesmo modo que poderiam ocorrer concentrações de wolfrâmio, em *greisens* eventualmente preservados nesses locais.

Por sua vez, a formação da wollastonita ($CaSiO_3$) é tipicamente resultante do processo metamórfico de descarbonatação das matrizes marmóreas dos escarnitos do Itaoca, processo comum em situações que envolvem o contato térmico entre intrusivas silicáticas e encaixantes carbonáticas. No caso dos mármores calcíticos da área, a wollastonita se forma pela seguinte reação:

$$\text{calcita} + \text{quartzo} = \text{wollastonita} + CO_2$$

No Itaoca, considerada a pressão da ordem de 2 kbar para a formação dos escarnitos, com fração de CO_2 na fase fluida em torno de 0,5, como definido por Ens (1990) para a fase inicial do processo metassomático, aqui correspondente ao Estágio 2 do Quadro 25, a wollastonita deve ter sido formada em torno dos 600 °C, conforme indicado pelas curvas de condições físico-químicas de estabilidade do mineral (Winkler 1977).

Caso matidos os demais fatores, a formação da wollastonita é favorecida pela diminuição da pressão de CO_2 na fase fluida (*i.e.* Winkler 1977). Deste modo, seja pelo

aumento do conteúdo de água volátil, seja pelo escape facilitado de CO_2, poderiam ser criadas condições localizadas mais propícias à formação do mineral. Isto talvez explique a existência de escarnitos enriquecidos, tipo *Mina do Juca*, muito mais raros que o escarnito mais comum, tipo *Gorutuba*. Quanto a isto, a existência, na Mina do Juca, de uma possível falha balizando bolsões enriquecidos, ladeados por granada-wolastonita escarnitos comuns (Capítulo 2, Figura 8), é sugestiva de que essa feição geológica condicione a diminuição da pressão de CO_2 e a geração dos bolsões de wolllastonita maciça, em um segundo estágio de formação (wollastonita 2). Isto explicaria, também, a presença de filões centimétricos de wollastonita em algumas fraturas dos escarnitos da área Gorutuba.

Por outro lado, os pendentes do teto que abrigam os escarnitos do Itaoca são semelhantes, em constituição rochosa e estruturação, à parte da coluna estratigráfica das encaixantes da borda do batólito. Deste modo, a associação de metarritmitos calciossilicáticos e pelíticos com mármores, e mesmo hornfels básicos (e metagabros), sempre próximos, é perfeitamente correlacionável com as formações Passa Vinte, Gorutuba e o Gabro de Apiaí, aflorantes a norte da intrusão (Anexo B), e compatível com a Idade de 850 Ma atribuída a essa intrusiva gabróide (Daitx *et al.* 1990).

Além disso, na descrição da geologia do batólito e suas encaixantes próximas (Capítulo 2, Item 2.2), com base na semelhança de litotipos e suposta tectônica envolvendo aloctonia de blocos por cavalgamento, foi feita correlação das formações Passa Vinte e Gorutuba com a Formação Água Clara, considerada, a exemplo de Pontes (1982), Hasui *et al.* (1984a) e Soares (1987), como embasamento do Subgrupo Lajeado.

Os dois últimos aspectos podem ser utilizados na formulação de modelo hipotético para a formação de escarnitos no Vale do Ribeira. Desse modo, imagina-se, por razões a serem investigadas, que as seqüências calciossilicático-marmóreas da Formação Água Clara, similares àquelas existentes no Itaoca, se constituam em horizontes determinantes para a formação de escarnitos e, portanto, guias para a prospecção desses corpos. Isso se daria possivelmente a partir das características químicas destas rochas e talvez por aspectos da petrotrama que facilitem a ação de fluidos metassomáticos durante o metamorfismo térmico do contato.

Esta hipótese é apoiada por dois argumentos julgados consistentes:

1°) não foram encontrados escarnitos desenvolvidos no contato da borda do Itaoca com metacalcários das formações Bairro da Serra e Minas de Furnas. Isto se repetiu em pendentes carbonáticos da parte leste do maciço, próximos e possivelmene correlatos a esses horizontes marmóreos;

2°) em pelo menos duas situações, na região, uma delas envolvendo o granitóide São Sebastião, na barra do rio Açungui (PR), e outra o Santa Blandina, na região de Itapeva (SP), formam-se escarnitos no contato das intrusivas com seqüências calciossilicáticas e marmóreas semelhantes às do Itaoca e, naqueles locais, admitidas como sendo da Formação Água Clara. Em ambas as situações estão formados escarnitos idênticos aos da Mina do Juca, e com conteúdo de cobre também igual.

Aceito o modelo proposto, os escarnitos de contato magmático do Vale do Ribeira seriam corpos *stratabound*, relacionados com os horizontes marmóreos da Formação Água Clara. Neste caso, a tipologia dos principais depósitos escarníticos estaria subordinada à especialização metalogenética dos granitóides envolvidos na formação desses corpos metassomáticos. Ainda quanto a isto, mesmo sendo os mármores as matrizes dos escarnitos, parece oportuno que se investigue a participação das calciossilicáticas associadas (*gorutubitos*) na gênese desses corpos, tendo em vista o estreito relacionamento deste último horizonte com os escarnitos regionais.

7.3 Aproveitamento Econômico

O wolfrâmio tem emprego na indústria metalúrgica, elétrica e química.

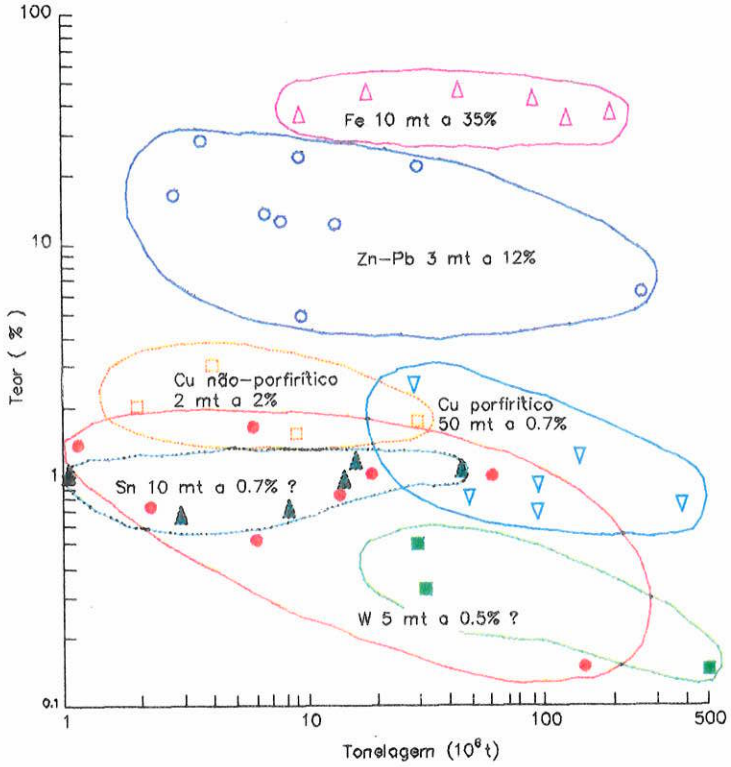
Nos últimos anos, por razões diversas (substituição de matérias-primas, recessão mundial, atuação da China no mercado internacional, etc.), o setor produtivo de wolfrâmio tem vivenciado uma persistente crise. Neste período, verificaram-se quedas acentuadas na produção, consumo e preços dos concentrados do metal. Os preços, apesar de certa recuperação após o recorde negativo de 1993 (US$ 30-40/tonelada), atigem atualmente apenas os valores do início da década de 70, US$ 45-55/tonelada, bem distantes dos cerca de US$ 180/tonelada alcançados no início dos anos 80 (Bunting 1995).

Na segunda metade da década de 80, depósitos de wolfrâmio em escarnitos eram responsáveis por 70% da produção mundial deste elemento metálico (Kwak 1987).

Na Figura 39 podem ser vistas as tonelagens e teores mínimos econômicos para jazimentos de wolfrâmio em escarnitos, válidos para essa época. Constata-se que o patamar de 5 milhões de toneladas de minério, com teor médio de 0,5% de WO_3, já então necessário à explotação econômica, situa-se muito distante das reservas cubadas nos escarnitos de Itaoca (corpos Gorutuba 2 e 3 da área Gorutuba, Capítulo 3 , Item 3.3). Estas últimas reservas, da ordem de 100 a 150 mil toneladas de minério, com 0,3% de WO_3, possuem dimensões assemelhadas apenas com reservas exploradas no passado, em outras partes do mundo (Einaudi *et al.* 1981).

As características mercadológicas, as reservas e os teores dimensionados, e a baixa recuperação do conteúdo de scheelita-powellita dos escarnitos de Itaoca, verificada nos ensaios de beneficiamento destas rochas (Souza *et al.* 1990), destituem estes depósitos, nas circunstâncias atuais, de significado econômico.

A wolllastonita, por sua vez, começou a ser utilizada em maior escala a partir da década de 70, como *filler* mineral de alto desempenho, reduzindo o consumo de derivados de petróleo na indústria de plásticos, tintas e revestimentos térmicos. A crise energética da época também conduziu ao seu emprego em técnicas de queima rápida da indústria cerâmica, setor hoje majoritário na utilização desta matéria-prima. É utilizada também como substituto do amianto.



Teores e tonelagens econômicas para depósitos minerais em escarnitos. Estimativas de tonelagens e teores mínimos indicados (parâmetros variáveis com o tempo).

- △ Fe escarnitos
- ○ Zn–Pb (Ag) escarnitos
- □ Cu escarnitos (ambientes não porfiríticos)
- ▽ Cu escarnitos (ambientes porfiríticos)
- ▲ Sn escarnitos (distais)
- ● W escarnitos
- ■ Sn escarnitos (proximais)

Mt = milhão de toneladas

Kwak (1987)

Figura 39 – Parâmetros de economicidade para os principais tipos de depósitos metálicos relacionados a escarnitos.

Nas duas últimas décadas, a produção internacional de wollastonita, concentrada nos EUA, Finlandia, Índia, China, países da antiga URSS, México e Quênia, tem mostrado crescimento intenso, atingindo 385 000 toneladas/ano, em 1990 (Andrews 1993).

Quanto aos preços, verifica-se grande variação, em decorrência dos tipos e graus em que o concentrado de wollastonita é comercializado. Em geral, entretanto, esta matéria-prima é vendida no Exterior entre US$ 160/tonelada e US$ 400/tonelada (Industrial Minerals 1993).

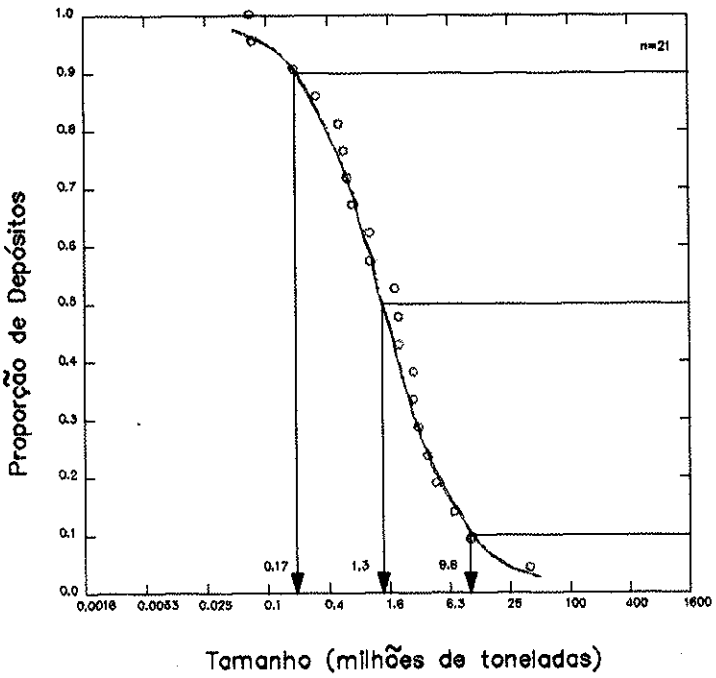
No Brasil, o emprego da wollastonita é ainda bastante reduzido, já que não se conheciam jazidas do mineral. Toda a wollastonita consumida é importada ou sintética, havendo grande dificuldade, pela escassez de dados, para estabelecimento dos parâmetros de comercialização do produto. Há, no entanto, grande potencial de consumo, uma vez que apenas o setor cerâmico seria capaz de utilizar, pelo menos, 100 000 tonelada/ano de wollastonita (IPT 1992).

As reservas medidas em Itaoca são da ordem de 400 000 toneladas e 50 000 toneladas de wollastonita contida, respectivamente nos escarnitos tipo Gorutuba (corpo Gorutuba 1) e Mina do Juca (Capítulo 3, Item 3.3). Comparadas estas reservas com as dimensões dos depósitos lavrados no mundo (Figura 40), pode ser constatado que a dimensão dos depósitos já cubados são de mesma ordem das jazidas mundiais, situando-se na média quanto ao teor do minério e mostrando-se com volume pequeno a moderado ante as jazidas de maior porte.

Ensaios preliminares de caracterização tecnológica e estudos exploratórios de concentração apontam a existência de processos econômicos de beneficiamento e lavra da wollastonita do Itaoca (Souza *et al.* 1990). O beneficiamento considera os minério tipo Gorutuba e Mina do Juca, diferenciados com base no teor médio e tamanho dos cristais de wollastonita. O processo de beneficiamento testado permite a obtenção de concentrados com as características físicas e químicas ilustradas no Quadro 26, além de granada, diopsídio e scheelita como subprodutos (Figura 41).

Estudos da viabilidade econômica de lavra indicam a possibilidade de produção da wollastonita de Itaoca ao custo de aproximadamente US$ 100/tonelada, bastante competitivos ante os preços de produção da wollastonita sintética, ao redor de US$ 900/tonelada, e o preço do produto importado, que é da ordem de US$ 500/tonelada (IPT 1992).

O conjunto de aspectos anteriores indica que a wollastonita de Itaoca poderá vir a se constituir em nova matéria-prima nacional para o parque industrial brasileiro.



Orris & Bliss (1992)

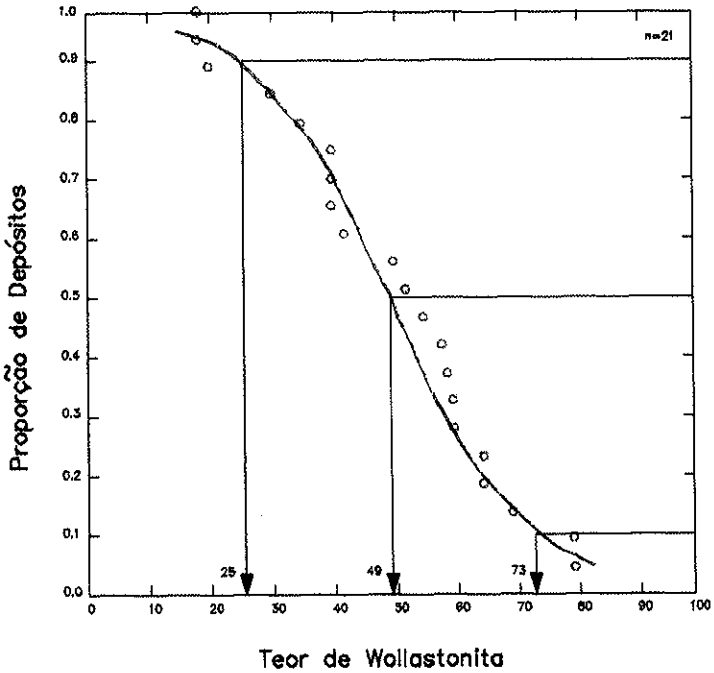


Figura 40 – Dimensões e teores dos depósitos mundiais de wollastonita em escarnitos.

Material		Minério Tipo Mina do Juca		Minério Tipo Gorutuba	
		Amostra Bruta	Amostra Beneficiada	Amostra Bruta	Amostra Beneficiada
Composição Química (%)	Ponto de Fusão	1,81	2,33	1,23	1,27
	SiO_2	44,53	48,10	45,11	49,79
	CaO	41,95	46,70	35,45	39,43
	Fe_t	3,38	0,70	2,14	0,97
	Al_2O_3	2,93	0,74	7,07	3,79
	MgO	1,63	0,59	1,52	1,02
	Na_2O	0,01	--	1,15	0,94
Composição Mineralógica (%)	Wollastonita	66,6	87,0	47,8	71,0
	Granada	12,9	3,3	22,8	9,9
	Diopsídio	8,8	3,2	8,2	5,5
	Plagioclásio	--	--	9,8	7,9
	Outros	11,70	6,5	11,4	5,8
Características/Observações		Teor médio de 55%. Wollastonita em prismas de 0,8 cm a 10 cm. Relação comprimento/base de prismas igual a 15:1.	Rendimento ao beneficiamento de 58,7%. Moabilidade de 10,5 kwh/t. Wollastonita em prismas de 0,4 mm a 1 cm. Relação comprimento/base de prismas igual a 6:1.	Teor médio de 45% Wollastonita em prismas de 0,5 mm a 2 mm. Relação comprimento/base de prismas igual a 5:1.	Rendimento ao beneficiamento de 31,0%. Moabilidade de 12,6 kwh/t. Wollastonita em prismas de 0,2 mm a 0,4 mm. Relação comprimento/base de prismas igual a 2:1.

Modificado de Mello & Motta (1994)

Quadro 26 - Características dos escarnitos enriquecidos em wollastonita de Itaoca.

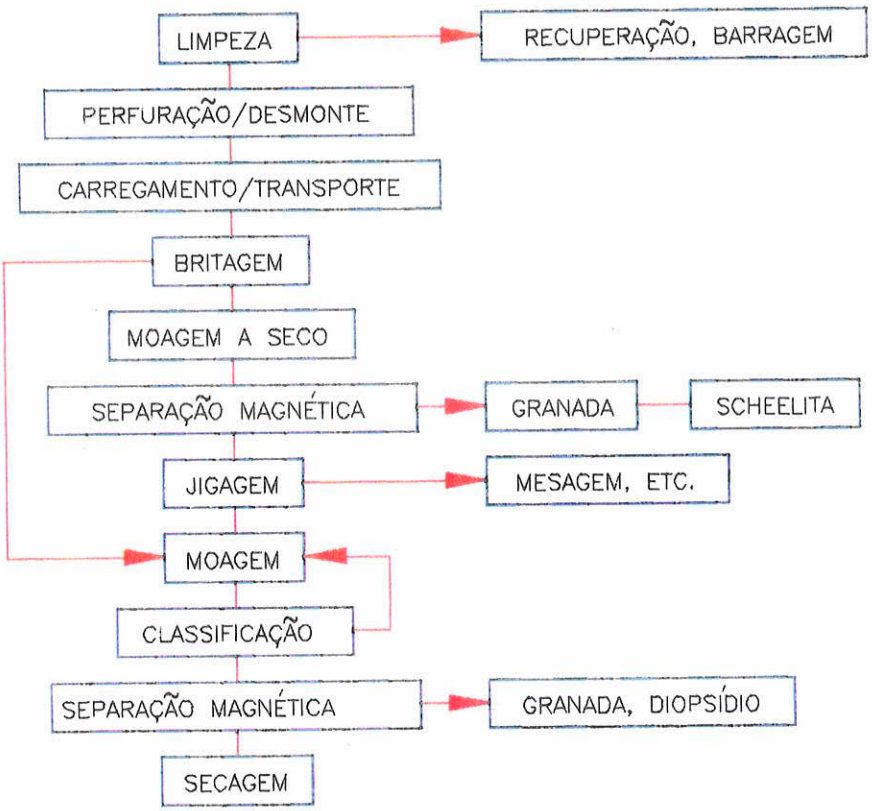


Figura 41 – Esquema preliminar para beneficiamento de wollastonita (granada, diopsídio, scheelita) nos escarnitos do Itaoca.

CAPÍTULO 8 - SÍNTESE E CONCLUSÃO

O Itaoca se constitui em corpo ígneo granitóide instalado nos terrenos pré-cambrianos que afloram no sul-sudeste paulista e nordeste do Paraná, no Cinturão Ribeira (Hasui *et al.* 1973). Estes terrenos são constituídos por unidades arqueanas a neoproterozóicas equivalentes a núcleos de alto grau metamórfico, faixas milonítico-gnáissico-granitóides, seqüências metavulcanossedimentares, alguns corpos metabásicos e maciços granitóides de linhagens diversas. Estas unidades mostram-se estruturadas de modo complexo e sua evolução permanece sujeita a controvérsias.

O Itaoca faz contato direto com quartzitos, xistos e metacalcários do Subgrupo Lajeado (Campanha *et al.* 1985, 1986), unidade em parte equivalente ao Grupo Açungui de Hasui *et al.* (1984a), aqui admitida, ao contrário do primeiro autor, como do Neoproterozóico (Brasiliano). A intrusão mantém com as encaixantes contatos discordantes a parcialmente concordantes, condição em que as unidades da borda do batólito se mostram vergadas ou basculadas. As relações de contato, aliadas ao termometamorfismo impresso nas encaixantes e em pendentes do teto intrusivo abatidos sobre o maciço, configuram a intrusão como nitidamente circunscrita (Raguin 1976).

Com base na semelhança de litotipos, e considerando a faixa de ocorrência do Itaoca submetida a uma tectônica de cavalgamentos sucessivos e aloctonia de blocos das encaixantes, torna-se possível relacionar as formações Passa Vinte e Gorutuba, do topo do Subgrupo Lajeado, com a Formação Água Clara, do embasamento desta unidade. Este estilo tectônico permite também que se admitam correlatas as formações Betari, Água Suja e Serra da Boa Vista. Assim, o empilhamento dessas unidades em horizontes estratigráficos aparentemente distintos resultaria de imbricamentos tectônicos, o que se coaduna com a semelhança de constituição lítica e ordenação estratigráfica interna assinaladas para essas formações por Hasui *et al.* (1984a). Esta hipótese de cavalgamentos sucessivos repetiria, em escala reduzida, a concepção de Ebert (1971) para a tectônica geral do *geossinclíneo* Açungui, que previa a relação entre as unidades consideradas componentes da faixa (Água Clara, Votuverava, com o Subgrupo Lajeado incluso, e Capiru) estabelecida de modo essencialmente estrutural, através de *nappes*. Além disso, a hipótese mostra-se compatível com feições de cavalgamento mapeadas por Campanha (1991) no contato entre algumas das unidades do Subgrupo Lajeado, e o estilo tectônico proposto por Soares (1987) e Fiori *et al.* (1987) para escudo paranaense exposto ao sul do Itaoca. Mais ainda, a partir da continuidade física, verificada na borda sudoeste do batólito, entre as formações Mina de Furnas e Bairro da Serra, e da assinatura metalognética conferida a estas unidades pela existência de depósitos similares e singenéticos de fluorita, respectivamente, o de Sete Barras, PR, e o de Saltinho-Mato Dentro, SP, nas bordas sul e oeste do maciço, sugere-se que essas formações sejam também correlatas. Isto já fora defendido por Campos Neto (1983b) e Pires (1990) com base em outros argumentos;

estruturais e paleoambientais, e retoma antiga concepção de Barbosa (1941) para as duas unidades.

Foram caracterizadas no maciço seis fácies magmáticas intrusivas (as fácies Cinza 1 e 2, e as fácies Rósea 1, 2, 3 e 4); uma fácies e uma associação de fácies (respectivamente a Fácies Cinza 3 e as fácies Róseas 5), com ocorrências restritas e balizadas por falhas ou zonas de cisalhamento, interpretadas como produtos de autometassomatismo das fácies intrusivas, a partir de processos de alteração tardi a pós-magmáticos; e uma associação de fácies (as fácies Miloníticas) abrangente de tipos intrusivos deformados desenvolvidos pela ação transcorrente do Lineamento Ribeira sobre o maciço (associação de tectonofácies).

O mapeamento faciológico configura a existência de três domínios principais, respectivamente de ocorrência de granitóides cinzentos, róseos e miloníticos, distinguidos sob a designação das unidades Itaoca, Saltinho e Milonítica, abrangentes das várias fácies e associações de fácies do maciço. A Unidade Itaoca perfaz cerca de 70% da área do batólito, e se dispõe nas partes central, norte e leste da intrusão. É constituída pela associação das fácies porfiróides Cinza 1 (predominante) e Cinza 2, equivalentes a monzogranitos, quartzomonzonitos e, subordinadamente, quartzo-sienitos, todos estes com variações *melanocráticas*. Muito restritamente, ocorrem nesta unidade rochas submetidas a alterações tardi a pós-magmáticas destacadas como a Fácies Cinza 3, mineralizada em sulfetos diversos, correspondentes a monzogranitos hololeucocráticos cinzentos, igualmente porfiróides. A Unidade Saltinho constitui por volta de 20% da área do maciço, e se concentra a leste do batólito; corta ainda a Unidade Itaoca na forma de, pelo menos, um *stock*, e apófises diversas, e é formada por duas fácies e uma associação de duas fácies intrusivas. Equivale a monzogranitos e quartzo-sienitos róseos diversos, porfiróides a eqüigranulares, com variações *melanocráticas*. De modo similar à Unidade Itaoca, na Unidade Saltinho ocorrem litotipos sobordinados submetidos a alterações tardi a pós-magmáticas, só que agora mais variados, agrupados sob a designação de Fácies Róseas 5, equivalentes a monzogranitos e quartzomonzonitos róseos, porfiróides, ineqüigranulares ou eqüigranulares. A Unidade Milonítica abrange granitóides correspondentes a monzogranitos e sienogranitos miloníticos a gnáissico-miloníticos, geralmente porfiróides, cinzentos a róseos, concentrados na borda sul da intrusão, onde constituem aproximadamente 10% da área do batólito.

Ocorrem no maciço pendentes do teto intrusivo com centenas de m^2 a alguns km^2, constituídos por quartzitos, xistos mosqueados, hornfels básicos, hornfels calciossilicáticos, hornfels pelíticos, mármores e escarnitos. Os escarnitos decorrem da ação do contato térmico de granitóides da Unidade Itaoca sobre mármores das seqüências abatidas na parte central do maciço. Segundo Ens (1990), formaram-se, fundamentalmente, pelo aporte de Fe, Mg, Si e Al a partir das intrusivas, ao mesmo tempo em que estas se enriqueciam em Ca. Correspondem a rochas granada-piroxeníticas geradas sob temperaturas iniciais, no contato, da ordem de 600 °C.

O Itaoca aflora entre duas importantes zonas de cisalhamento, os lineamentos Quarenta Oitava, a noroeste , e Ribeira, a sul, ambas com natureza essencialmente dúctil. Estas feições

tectônicas se alinham entre as principais zonas de cisalhamento transcorrente que enfeixaram os blocos regionais ao final do Neoproterozóico (*i. e.* Campanha *et al.* 1994).

No batólito, podem ser identificadas zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, de médio a alto ângulo, às quais se relacionam cataclasitos e milonitos responsáveis pelo desenvolvimento de faixas com granitóides cataclásticos e miloníticos, similares às rochas da Unidade Milonítica. Na Unidade Milonítica a deformação não é homogênea, estando intensificada a sudoeste e a sul de sua área de ocorrência. Estando balizados pelo Lineamento Ribeira, estes granitóides decorrem da ação dínamo-termal do cisalhamento sobre a borda sul do maciço. Por outro lado, verifica-se em todas as fácies intrusivas do Itaoca a presença de granitóides com orientação mineral incipiente associados a tipos equivalentes, isótropos. Não se conseguindo a definição do padrão desta orientação mineral, tarefa dificultada pela qualidade de exposição rochosa no maciço, permanece em aberta a questão de sua origem, já que tanto poderá decorrer de fluxo magmático, durante a instalação das intrusivas, quanto de deformação impressa nos granitóides por eventos tectônicos superimpostos. A partir do modo de afloramento e do padrão das falhas e zonas de cisalhamento das encaixantes das bordas sul e sudeste do Itaoca, considera-se a presença de um sistema de falhas *em leque*, associados ao Lineamento Ribeira, condicionando as relacões de contato entre as encaixantes do batólito e, ao menos parcialmente, entre elas e o maciço.

Análises radiométricas em rochas totais granitóides da Unidade Itaoca e da Unidade Saltinho possibilitaram a obtenção de idades para as fácies intrusiva Rósea 2 e a fácies metassomática Cinza 3, respectivamente de 626 ± 27 Ma e 588 ± 51 Ma, e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,710 e 0,711. A primeira destas idades é considerada como a do Maciço Itaoca. Datação Sm/Nd, altamente imprecisa, obtida em minerais dos escarnitos da área, atribui a estes corpos 520 Ma. Embora coincidente com a idade estimada para o cisalhamento do maciço, esta datação foi descartada, já que não há elementos para se admitir reequilíbrio isotópico nas fases minerais datadas, e a idade dos escarnitos deverá ser coincidente com a idade do Itaoca.

A partir da relação entre teores de Rb, Ba, Sr, as fácies granitóides do Itaoca podem ser classificadas como pouco evoluídas, pelos critérios de El Bousely & El Sokkary (1975).

A petrografia e a composição modal das fácies do Itaoca as indicam metaluminosas, e relacionáveis à série calcioalcalina monzonítica de alto potássio, de Lameyre & Bowden (1982). No entanto, a aluminosidade das fácies, atestada por razões ANKC sempre maiores de 1,0, com extremos de 1,6, as indicam como peraluminosas. Este aspecto, aliado aos teores de flúor, aumentados em relação à tipologia do maciço, à natureza das encaixantes e a aspectos da geologia do Itaoca, como a ocorrência de xenólitos metassedimentares digeridos em maior ou menor grau, são interpretados como decorrentes da contaminação crustal do batólito durante a ascenção das fácies granitóides intrusivas.

Essas fácies mostram o resultado da manifestação de processos pervasivos de feldspatizações potássica e sódica precoces, descritos em modelos clássicos sobre alterações

tardi a pós-magmáticas de cúpulas garnitóides (*i. e.* Scherba 1970). Estas alterações se concentram nas fácies mais evoluídas do batólito e no substrato granitóide dos pendentes do teto intrusivo da área. Mais restritamente, ocorre greisenização fissural, em zona de cisalhamento do maciço mineralizada em fluorita. O padrão e modo de ocorrência destas alterações são compatíveis com o nível erosivo aprofundado no maciço. Nas zonas de cisalhamento da área plutônica, alterações dínamo-termais correspondem a processos mais e menos associados de feldspatização, silicificação, turmalinização, argilização e saussuritização, enquanto que seus equivalentes, na Unidade Milonítica, parecem ser a feldspatização e a silificação dessas rochas.

Vários diagramas geoquímicos configuram no Itaoca a presença de uma única linhagem granitóide. A unidade Itaoca é a mais precoce do batólito, sendo injetada por fácies da Unidade Saltinho. A formação do maciço parece ter ocorrido pela intrusão das Fácies Cinza 1, Fácies Cinza 2, nesta ordem, seguidas pelas fácies Róseas 1 a 4, esta a mais tardia. Desse modo, consideradas suas caraterísticas petrográficas, as assinaturas geoquímicas e radiométricas e as relações entre as fácies do maciço, o Itaoca teria sido formado a partir de injeções granitóides cogenéticas, possivelmente diferenciadas por cristalização fracionada de magma gerado na base da crosta. Este magma precursor teria composição diorítica, se cosiderados como autólitos os enclaves com esta composição existentes na área. Estes enclaves poderão estar assinalando a participação, na gênese do Itaoca, de material mantélico agregado à base da crosta, desde que se correlacionem os autólitos a *enclaves microgranulares escuros ou básicos*, descritos por Didier (1987).

Considerada a disposição das fácies do maciço e as feições de deformação impressas pelo batólito nas encaixantes, sugere-se o mecanismo de *balloning* (Ramsey 1981) para o posicionamento das intrusivas. A natureza do maciço e de suas encaixantes, aliadas à pressão de 2 kbar calculada por Ens (1990) para a formação dos escarnitos da área são sugestivas de posicionamento próximo aos 6-7 km de profundidade, entre a epizona e a mesozona crustais. Pode ser suposto que a Unidade Saltinho tenha-se alojado em nível pouco menos profundo em relação à Unidade Itaoca, sendo mais erodida, como indica a quase inexistência de pendentes do teto neste último domínio.

As assinaturas geoquímicas do Itaoca, utilizadas para indicação da natureza tectono-magmática do maciço, classificam-no como *pós-orogênico*, pelos critérios de Pearce *et al.* (1984); *tardi-orogênico*, a partir de Batchelor & Bowden (1985); do Tipo *I Cordilherano*, de Pitcher (1982, 1987); do *Grupo I (sincolisional)*, segundo Harris *et al.* (1986); e da *Série Sintexia*, de Kequin *et al.* (1984).

O Itaoca mostra características petrológicas e assinaturas metalogenéticas que permitem sua comparação com os granitóides calcioalcalinos *cordilheranos* dos cinturões Andinos e do sudoeste americano.

Por sua vez, as idades Pb/Pb obtidas em galenas de veios de quartzo alojados em fraturas do maciço apresentam idades da ordem de 1400 Ma, destituídas de significado

temporal, por serem mais antigas que o Itaoca. Estas idades são de mesma ordem que as idades atribuídas por Tassinari *et al.* (1990) às ocorrências epigenéticas de chumbo alojadas nos horizontes metacalcários do Subgrupo Lajeado.

Essa coincidência permite que se questione a consideração das últimas datações como a idade do metamorfismo das encaixantes do Itaoca que,em decorrência, ter-se-iam depositado no Mesoproterozóico. Isto vem sendo feito em vários trabalhos, mais ou menos amplos, interpretativos da evolução do Vale do Ribeira (*i. e.* Tassinari *et al.* 1990, Campanha 1991, Gimenez Filho 1993).

Os dois aspectos anteriores e a correlação da evolução geologia do Vale do Ribeira com modelos postulados para regiões adjacentes (*i. e.* Giuliani 1993) permitem que se entenda o Itaoca como intrusão tardia em relação ao desenvolvimento de arco magmático *tipo andino*, durante o fechamento da *bacia Açungui*, possivelmente representado pelos complexos granitóides Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes. Isto possibilita também a correlação do Itaoca com outros granitóides da região, como os *granitos porfiróides* caracterizados por Gimenez Filho na área do Três Córregos. A partir disto, modelos evolutivos regionais como os de Soares (1987, 1988) passam a ser referências importantes, como já fora o de Soares (1988), para Wernick (1990), no estudo do zoneamento magmático do Sul e Sudeste do Brasil.

Hipótese alternativa para entendimento da evolução do Itaoca e sua inserção no contexto geológico regional, seria correlacioná-lo mais diretamente com a ação das zonas de cisalhamento transcorrente que ladeiam o maciço, os lineamentos Quarenta-Oitava e Ribeira, a exemplo das proposições de Ebert *et al.* (1984) e Hacksparker & Godoy (1995) para granitóides de outros setores do pré-cambriano paulista. No momento, no entanto, não se conta com elementos suficientes, até porque há vários aspectos a serem questionados, para que se correlacione a geração do Itaoca com regimes transtensivos ou transpressivos da transcorrência neoproterozóica do Cinturão Ribeira.

As várias ocorrências minerais existentes no Itaoca podem ser sintetizadas do seguinte modo: sulfetos de cobre, molibdênio e chumbo (± pirita ± pirrotita) em veios de quartzo; fluorita em veios de quartzo ou filões de *greisens*; sulfetos de cobre e molibdênio (± pirita ± pirrotita ± marcassita) em granitóides, e wollastonita e scheelita-powellita e (± calcopirita ± bornita ± molibdenita ± pirita ± pirrotita ± malaquita ± azurita ± ouro) em escarnitos.

Dentre os elementos metálicos das mineralizações hidrotermais, o cobre e o molibdênio são compatíveis com a natureza do Itaoca, o que sugere que tenham sido concentrados por soluções residuais, durante processos de alteração tardi a pós-magmáticos (caso das disseminações de Mo-Cu nas Fácies Cinza 3), ou remobilizados dos granitóides, durante eventos superimpostos dínamo-termais (Cu em brechas, zonas de cisalhamento e granitóides miloníticos).

Já o Pb e o F são elementos estranhos à tipologia do maciço. Estas mineralizações devem ser decorrentes da migração, para zonas permeáveis da área plutônica, de elementos carreados das encaixantes, em processo de convecções hidrotermais, como modelados por Plant *et al.* (1983), durante eventos dínamo-termais. Isto é indicado também pela ocorrência de depósitos de fluorita e chumbo nas encaixantes do maciço, pela comprovada contaminação crustal dos granitóides do Itaoca e pelas razões iniciais $^{86}Sr/^{87}Sr$ no sistemas mineralizados em fluorita, que comprovam a participação de fluidos das encaixantes no processo de mineralização.

O modo de ocorrência das mineralizações metálicas dos escarnitos torna possível classificá-los como escarnitos wolfrâmicos clássicos de contato magmático, da classe escarnitos a W-Mo-Cu, de Kwak & White (1982), e semelhantes a depósitos do sudoeste americano, Alaska e Sul da China, por exemplo. A mineralização escarnítica pode ser ordenada em quatro estágios: um metassomático, correspondente à geração do conteúdo principal da ganga silicática e às mineralizações de wollastonita e scheelita-powellita; e três hidrotermais, responsáveis pela superposição de paragêneses silicáticas tardias e a formação de mineralizações sulfetadas, carbonatos de cobre e ouro.

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ verificadas nos sistemas granitóides-escarnitos-mármores do Itaoca oscilam no mesmo intervalo, entre 0,709 e 0,711, indicando que ocorreu homogeneização das composições isotópicas de estrôncio durante o metamorfismo térmico de contato no nível ditado pelos granitóides, ocorrendo aporte de Sr a partir de fluidos das intrusivas, em processo semelhante ao verificado em exemplos de escarnito wolfrâmicos japoneses (Nakano *et al.* 1990).

Os *trends* de fracionamento isotópico de carbono e oxigênio, verificados entre as encaixantes metacalcárias do Itaoca, as matrizes marmóreas dos escarnitos e calcitas tardias destes corpos, apontam a forte predominância, nas interações rocha-fluidos, durante o processo de formação dos escarnitos do maciço, de água metamórfica pré-existente nos pacotes metassedimentares, porém com a possibilidade de participação subordinada de águas magmáticas, o que se coaduna com os aspecto de homogeneização isotópica de estrôncio a partir do afluxo de fluidos dos granitóides.

As intrusivas podem ser apontadas como fonte do conteúdo de W, Mo e Cu dos escarnitos do Itaoca, devido ao seguinte: a) há perfeita coincidência entre a natureza do batólito, sua vocação metalogenética e o tipo de mineralizações dos escarnitos da área; b) inexistem, na região, depósitos vulcanossedimentares de W. Além disto, verificou-se a ausência, nas encaixantes do Itaoca, de litotipos portadores de mineralizações de wolfrâmio ou, ao menos, dotados de teores químicos deste elemento; c) a capacidade mineralizante do Itaoca é atestada pelas mineralizações de cobre e molibdênio em metassomatitos e milonitos granitóides; d) embora não definitiva, há indicação isotópica de participação fluidal magmática na formação dos escarnitos da área.

Este modelo metalogenético torna possível a existência de depósitos disseminados de Mo e Cu, em cúpulas granitóides não-erodidas, e concentrações de W, em *greisens*, abaixo das raízes dos pendentes do teto da intrusão, em trechos preservados da cúpula granitóide.

A formação da wollastonita ($CaSiO_3$) é resultante da descarbonatação das matrizes marmóreas dos escarnitos, a partir da ação térmica do contato granitóide. No Itaoca, isto ocorreria por volta dos 600 °C.

A formação de escanitos particulares, enriquecidos em wollastonita, pode ser atribuída a fenômenos localizados de diminuição da pressão de CO_2 na fase fluida. No Maciço Itaoca há a associação de corpos com maior teor de wollastonita com fraturas ou zonas de falha, feições que podem ter determinado a ocorrência de condições mais favoráveis à formação do mineral.

Os pendentes do teto que abrigam os escarnitos do Itaoca são semelhantes, em constituição rochosa e estruturação, à parte da coluna estratigráfica dos metassedimentos da borda do maciço. Isto permite a correlação dos hornfels calciossilicáticos, pelíticos, mármores e hornfels básicos desses enclaves às formações Passa Vinte, Gorutuba e ao Gabro de Apiaí, aflorantes a norte do maciço.

Considerando, por sua vez, que as formações Passa Vinte e Gorutuba foram correlacionadas à Formação Água Clara, pode ser formulado modelo hipotético para a geração de escarnitos no Vale do Ribeira.

Desse modo, julga-se que as seqüências calciossilicático-marmóreas da Formação Água Clara, similares àquelas existentes no Itaoca, se constituam em horizontes determinantes para a formação de escarnitos e, portanto, guias para a prospecção desses corpos.

Isto é condizente com o fato de não ter sido encontrados escarnitos no contato da borda do Itaoca com metacalcários das formações Bairro da Serra e Minas de Furnas. Além disto, em pelo menos dois locais da região, um deles no granitóide São Sebastião, na barra do rio Açungui, PR, e outro no Santa Blandina, na região de Itapeva, SP, formam-se escarnitos no contato das intrusivas com seqüências calciossilicáticas e marmóreas semelhante às do Itaoca e, naqueles locais, admitidas como sendo da Formação Água Clara. Em ambas as situações, formam-se escarnitos idênticos, em constituição e mineralização cuprífera, aos da Mina do Juca.

Aceito o modelo proposto, os escarnitos de contato magmático do Vale do Ribeira seriam corpos *stratabound*, relacionados com os horizontes marmóreos da Formação Água Clara, embora seus principais conteúdos metálicos estivessem subordinados à especialização metalogenética dos granitóides envolvidos na formação desses corpos.

Características mercadológicas, reservas, teores dimensionados e ensaios de beneficiamento indicam que, no Itaoca, a mineralização de wolfrâmio não possui significado econômico. Os mesmos parâmetros, no entanto, assinalam que as reservas de wollastonita do maciço poderão vir a se constituir em uma nova matéria-prima nacional para o parque industrial brasileiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. de. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGRM. p. 1-36. (Boletim 241).

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. *In*: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. eds. *The ocean basins and margins*. New York, Plenum. v.1, p. 411-446.

ALONSO, M. T. A. 1977. Vegetação. *In*: FUNDAÇÃO INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. ed. *Geografia do Brasil, região sudeste*. Rio de Janeiro. v.3.

ANDREWS, P. R A. 1993. Wollastonite. Ottawa, CAMNET. p. 1-30.(Sumary Report, 18).

BADHAN, J. P. N. 1981. The origins of ore deposit in sedimentary rocks. *In*: TAIRLING, D. H. ed. *Economic Geology and Geotectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Publication. p. 156-191.

BARBOSA, O. 1941. *Geologia e petrologia na região de Apiaí, Estado de São Paulo*. São Paulo. 76 p. (USP, Escola Politécnica. Tese de Doutoramento).

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**: 43-55.

BATEMAN, P. C. 1965. *Geology and tungsten mineralization of the Bishop District, California*. Washington. 208 p. (USGS. Profissional Paper, 450).

BATEMAN, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent, and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, **110**: 211-231.

BATOLLA JUNIOR, F.; SILVA, A. T. S. F.; ALGARTE, J. P. 1981. O Pré-Cambriano da Região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. *In*: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba, 1981. *Atas*... Curitiba, SBG. v.1, p. 94-108.

BETTENCOURT, J. S.; DAITX, E. C.; MOREIRA, M. Z.; MATSUI, E. M. 1990. *Estudo Isotópico pelos métodos $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, δD e $^{34}S/^{32}S$ dos depósitos de chumbo-zinco-prata do Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. 45 p. (FAPESP. Relatório de Projeto de Pesquisa).

BIONDI, J. C. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. São Paulo, T.A. Queiroz. 602 p.

BISTRICHI, C.A; ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P. 1985. *Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-X-B-II-3), Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. 3v. (IPT. Relatório, 22 150).

BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; DANTAS, A. S. L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G. A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P.; MELO, M. S. de; CREMONINI. O. A. 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo. IPT/PRÓ-MINÉRIO. 2v.

BROWN, P. E.; BOWMAN. J. R.; KELLY, W. C. 1985. Petrology and Stable Isotope Constraints on the Source and Evolution of Skarn-Forming Fluids at Pine Creek, California. *Econ. Geol.*, **80**: 72-95.

BUNTING, R. M. 1995. Tungsten. *Engeneering and Mining Journal*, **193** (3): p. 47-50.

CAMPANHA, G. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná.* São Paulo. 2v. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

CAMPANHA, G. A. da C.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tetônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In*: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba , 1987. *Atas*... Curitiba, SBG. v.2, p. 725-742.

CAMPANHA, G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWISKI. G. R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 38. Florianópolis, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*... Florianópolis, SBG. v.1, p. 271-272.

CAMPANHA, G. A. da. C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S. L. V.; PIRES, F. A.; DANTAS, A. S. L.; TEIXEIRA, A. L.; DEHIRA, L, K. 1985. *Geologia das Folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG-22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo.* São Paulo. 3v. (IPT. Relatório, 22 352).

CAMPANHA, G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S. L. V.; PIRES, F. A.; DANTAS, A. S. L.; TEIXEIRA, A. L.; DEHIRA, L. K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais*... Goiânia, SBG. v.2, p. 1058-1073.

CAMPANHA, G. da C.; MACHADO JÚNIOR, D. de L.; NAGATA N.; DANTAS, A. S. L.; ENS, H. H.; GIMENEZ FILHO, A.; BISTRICHI, C. A.; FERREIRA, F. J.; MONMA, R.; ECHEBEHERE, M. L. de C.; RONDINELLI, D.; STEIN, D. P.; MAEYAMA, O.; DEHIRA, L. K.; BORDIGNON, J. L. 1988. *Avaliação preliminar da geologia da Folhas (em 1:50 000), Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo), Vale do Ribeira, SP.* São Paulo. 4v. (IPT. Relatório, 26 863).

CAMPOS NETO, M. da C. 1983a. Os gnaisses do alto rio Jacupiranguinha e os xistos Cajati: relações estruturais e estratigráficas. *In*: SIMP. REG. GEOL., 4. São Paulo, 1983,. *Atas*... São Paulo, SBG. p. 91-102.

CAMPOS NETO, M. da. C. 1983b. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. *In*: SIMP. REG. GEOL., 4. São Paulo, 1983. *Atas*... São Paulo, SBG. p. 103-112.

CAMPOS NETO, M. da. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1995 The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8** (2): 143-162.

CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geolog. Rundsch.*, **76** (1): 101-124.

CHIODI FILHO, C. 1984. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranense, grupos Açungui e Setuva. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG. v.5, p. 2394-2406.

CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A. T.; SILVA, C. R. da; FERREIRA, J. C. G. 1983. *Projeto Capão Bonito: relatório final.* São Paulo: CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v.

CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J. F.; SOARES, P. C.; MORETZSOHN, J. S. 1989. Estudo de elementos terras-raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo paranaense. *In*: CONG. BRAS. GEOQ., 2. Rio de Janeiro, 1989. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG. p. 487-498.

CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extration of oxigen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**. p. 43-52.

COCHERIE, A. 1984. *Interation manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques*. Paris. 245 p. (BRGM. Serie Documents, 90).

CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui *In*: CONG. BRAS. DE GEOL., 25. São Paulo, 1971. *Anais* ... São Paulo, SBG. v.1, p. 105-110.

COX, K. G.; BELL; J. D., PANKHURST, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin. 450 p.

DAITX, E. C.; TEIXEIRA, W.; ZANARDO, A. 1990. Geologia e geocronologia do metagabro de Apiaí, Vale do Ribeira, São Paulo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Bol. Res* ... Natal, SBG. p. 341.

DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, S. L; FRASCÁ, M, H, de O. 1987. *Geologia das Folhas Juquiá (SG.23-V-A-I-4) e Miracatu (SG.23-V-A-II-3), Estado de São Paulo*. São Paulo. 5v. (IPT. Relatório, 25 371).

DEINES, P. & GOLD, D. P. 1969. The change in C and O isotopic compositions during contact metamorphism of the Trenton Limestone by the Mount Royal pluton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**: 421-424.

DE LA ROCHE; H., LETERRIER, J.; GRAND CLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.

DENISENKO, V. K. & RUNDKVIST, D. W. 1978. New prospective tipes of stratiform tungsten mineralization. *Inst. Geol. Rev.*, **20**: 575-586.

DIDIER, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Amsterdan, Elsevier. 393 p. (Developments in Petrology, 3).

DIDIER, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geolog. Rundsch.*, **76** (1): 41-50.

DUTRA, C. V. 1984. Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras em rochas por espectometria de Plasma (ICP). *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG. v.6, p. 4792-4805.

EBERT, M. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tetônica geral do "Geossinclíneo Açungui". *In*: CONG. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, 1971. *Anais*... São Paulo, SBG. p. 131-146.

EBERT, H. D.; ARTHUR, A. C.; CHEMALE JUNIOR, F.; BABINSKY, M.; SCHMUS, W. R. VAN. 1994. Regimes tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da Faixa Ribeira: um exemplo de magmatismo compressivo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 38. Florianópolis, 1994. *Anais*... Florianópolis, SBG. v.1, p. 260-261.

EDWARDS, A. B. 1954. *Textures of ore minerals and their significance*. Melbourne, The Australasian Institute of Mining and Mettalurgy. 242 p.

EINAUDI, M. T. & BURT, D. M. 1982. Terminology, classification and composition of skarn deposits. *Econ. Geol.*, 77: 745-754.

EINAUDI, M. T.; MEINERT, L. D.; NEWBERRY, R. J. 1981. Skarn deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume: 317-391.

EL BOUSELY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, **16**: 207-219.

ELLIOT, J. E. 1982. Model for contact metassomatic tungsten/cooper/gold deposits. *In: Caracteristics of mineral deposits ocorrences*. Washington. (USGS. Open-file Report, 795)

ENS, H. H. 1990. *Petrogênese dos escarnitos de Itaoca-Vale do Ribeira-SP*. São Paulo. 172p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado).

ENS, H. H. & YAMAMOTO, J. K. 1992. Petroplot: sistema para obtenção de diagramas petrológicos e geoquímicos auxiliados por computador. *An. Acad. Bras. Ci.* 64 (2): 8. (Resumo de Comunicações).

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**: 1199-1212.

FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, Jonh Willey & Sons. 589 p.

FIORI, A. P.; FASSBINTER, E.; GOIS, J. R.; FUMAGALLI, C. E. 1987. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba: *In*: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. *Atas* ... Curitiba, SBG. v. 1, p. 183-196.

FRITZONS JUNIOR, O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). *In*: CONG. BRAS. DE GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais*... Salvador, SBG. v.3, p. 987-1001.

GARLICK, D. G. & EPSTEIN, S. 1967. Oxigen isotopes ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 1214-1238.

GIMENEZ FILHO, A. 1993. *Evolução do Complexo Granítico Três Córregos, a noroeste de Apiaí - SP*. São Paulo. 118 p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado).

GODOY, A. M. 1989. *Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos maciços Sorocaba e São Francisco-SP*. São Paulo. 220 p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

GOMES, C. B.; ARRUDA, J. R.; BERENHOLC, M.; HYPÓLITO, R. 1975a. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte I: elementos principais. *An. Acad. Bras. Ci.*, **47** (1/2): 113-130.

GOMES, C. B.; ARRUDA, J. R.; BERENHOLC, M.; HYPÓLITO, R. 1975b. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte II; elementos traços. *An. Acad. Bras. Ci.*, **47** (3/4): 459-476.

GORAIEB, C. L. 1995. *Aspectos geológicos e metalogenéticos do maciço Correas. São Paulo*. 145 p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, no prelo).

GORAIEB, C. L.; MELLO, I. S. de C.; SILVA, R. B. da. 1987. Geologia e prospecção da área do bairro dos Correas, município de Ribeirão Branco (SP). *In*: SIMP. REG. GEOL., 6. Rio Claro, 1987. *Atas*... Rio Claro, SBG, v.2, p. 491-502.

HACKSPACHER, P, C. & GODOY, A. M. 1995. Transtensional/Transpressional Tectonic and Plutonic Rock Emplacement: The Calc- to Alkaline Granites of the Ribeira Belt, Brazil. *In*: SYMPOSIUN ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belém, 1995. *Abstracts* ... Belém, IGCP, p. 40-41.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds. *Collision Tectonics*. Geological Society. p. 67-81.(Special Publ., 19).

HASUI, Y. 1986. *Novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo. (IPT. Relatório, 23 742).

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. de. 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. *In*: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 308-344.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5** (4): 254-267.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. 1978. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais*...Recife, SBG. v.6, p. 2594-2608.

HASUI, Y.; CARNEIRO; C. D. R.; BISTRICHI, C. A. 1980. Estruturas e tectônica do pré-cambriano de São Paulo e Paraná. *An. Acad. bras. Ci.*, **52**(1): p. 252-267.

HASUI, Y.; CREMONINI, O. A.; BORN, H. 1984a. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porções adjacentes do Paraná. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1987. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3297-3306.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O "Granito Três Córregos" revisado e o maciço Catas Altas. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3023-3031.

HEINRICH, E. W. 1970. *Identificação microscópica de los minerales*. Bilbao, Ediciones Urmo. 456p.

HIPPERT, J. F. M. 1987. Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augen-gnaisses de Niterói, RJ. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (3): 253-262.

HOLL, R. 1977. Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-W-Hg Formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation. *In*: KLEMM, D.D. & SCHENEIDER, J. eds. *Time and stratabound Ore Deposits*. Heidelberg, Springer. p. 169-198.

HUTCHISON, C. S. 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. New York, Wiley-Interscience Publication. 527 p.

HYNDMAN, D. W. 1972. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. New York, Society of Minining Engineers. 219 p.

IMEOKPARIA, E. G. 1981. Ba/Rb and Rb/Sr ratios as indicators of magmatic fractionation, posmagmatic alteration and mineralization of the Afu younger granitic complex, Northern Nigeria. *Geochem. J.*, **15**: 209-219.

INDUSTRIAL MINERALS. 1993. Industrial Minerals. *Metal Bulletin*, 315.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1992. *Instituto localiza a primeira reserva de wollastonita no País*. São Paulo. (IPT. Pesquisa, Serviços, 29)

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the commun volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.

IUGS - INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES. 1973. Plutonic rocks classification and nomenclature recomended by the IUGS subcomission on the systematics of igneus rocks. *Geotimes*, **18**: 26-30.

JANASI, V. A. & ULBRICH, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *In*: HAAPALA, I. & CONDIE, K. C. eds., *Precambriam Granitoids-Petrogenesis, Geochimistry and Metallogeny. Precanbrian Res.*, **51**: 351-374.

JANASI, V. A. & VLACH, S. R. F. 1991. O magmatismo granitóide pós-orogênico: tipologia e aspectos genéticos. São Paulo, Boletim IG-USP. p. 51-54. (Publicação Especial, 9).

JICA - JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY/ METAL MINING AGENCY OF JAPAN. 1981. *Report geological survey of Anta Gorda; phase 1*. s.l. São Paulo. DNPM.

JICA - JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY/METAL MINING AGENCY OF JAPAN. 1982. *Report geological survey of Anta Gorda; phase 2*. s.l. São Paulo. DNPM.

JICA - JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY/METAL MINING AGENCY OF JAPAN. 1983. *Report geological survey of Anta Gorda; phase 3*. s.l. São Paulo. DNPM.

JIULIANI. C. 1993. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP*. São Paulo. 694 p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

JOHN, B. E. & WOODEN, J. 1990. Petrology and geochemistry of the metaluminous to peraluminous Chemehuevi Moutains plutonic suite, southeastern California. *In*: ANDERSON, J. L. ed. *Nature and origin of Cordilheran Magmatism. Geol. Soc. Amer. Memoir*, **174**: 71-98.

KAUL, P. F. T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG. v.6, p. 2815-2825.

KAUL, P. T. F. 1985. Magmatismo e evolução da crosta no Sul-Sudeste do Brasil durante o Proterozóico Superior-Eopaleozóico. *In*: SIMP. SUL-BRAS. GEOLOGIA, 2. Florianópolis, 1985. *Anais*... Florianópolis, SBG. p. 126-127.

KAUL, P. F. T & 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (1-3): 172-182.

KAUL, P. F. T.; ISLLER, R. S.; FERNANDES, E; BONOW, C de W; COUTINHO, J. B. L. 1982. Suite Intrusiva Serra do Mar. Florianópolis. RADAMBRASIL. 18 p. (Relatório Interno).

KAWASHITA, K. 1972. *O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas*. São Paulo. 111 p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

KAWASHITA, K.; SATO, K.; SONOKI, R. 1983. *Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP)*. São Paulo. 14 p. (USP, Instituto de Geociências. Relatório Interno).

KEQUIN, X.; SUN, N.; DEZI, W.; SHOUXI, H.; YINGJUN, L.; SHOUYAN, J. 1984. Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in south china. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOLOGY OF GRANITED AND THEIR METALLOGENETIC RELATION. Nanjing, 1982. *Proceedings*... Nanjing, Science Press. p.1-31.

KERRICK, D. M. 1977. The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, Califórnia. *Jour. Petrol.*, **18**: 144-181.

KOVALENKO, V.I. & KOVALENKO, N. I. 1984. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitóids. Amsterdan, Elsevier Science Publishers. p.51-62. (Physics of the Earth and Planetary Interior, 35).

KWAK, T. A. P. 1987. *W-Sn skarn deposits and related metamorfic skarns and granitoids* Amsterdan, Elsevier. 451p. (Developments in Economic Geology, 24).

KWAK, T. A. P. & WHITE, A. J. R. 1982. Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn type and related granitoids. *Min. Geol.*, **32** (4): 339-351.

LAMEYRE, J. 1987. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4): 349-359.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**: 169-186.

LANDIM, P. M. B; GOMES, C. B.; ARRUDA, J. R.; FÚLFARO, V. J. 1975. Análise de agrupamentos aplicada ao estudo geoquímico do granito Itaoca. *In*: CONG. BRAS. DE GEOL., 27. Porto Alegre, 1975. *Anais*...Porto Alegre, SBG. Resumo das Comunicações, p. 269-270.

LAYNE, G. D.; LONGSTAFFE. F. J.; SPOONER, E. T. C. 1991. The JC Skarn Deposit, Southern Yukon Territory: II. A carbon, Oxigen, Hidroxen, and Sulphur Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, **86**: 48-65.

LAZNICKA, P. 1981. Data on the word wide distribution of stratiform and strata-bound ore deposits. *In*: WOLLF, K.H. ed. *Handbook of strata-bound and stratiform deposits*. Amsterdam, Elsevier. 16v.

LAZNICKA, P. 1985. *Empirical Mettalogeny*. Amsterdam, Elsevier. 2v.

MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Para. Geoc.*, **23-25**: 43-104.

McCREA, J. M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* **18**: 849.

MEINERT, L. D. 1983. Variability of skarn deposits- Guides to exploration. *In*: BOARDMAN, S. J. ed. *Revolution in the Earth Sciences-Advances in the past half-century*. Kendall-Hunt Publishing. p. 301-316.

MEINERT, L. D. 1992. Meinert, L. 192. Skarns and Skarns Deposits. *Geoscience Canada*, **19** (4): 145-162.

MELCHER G. C.; GOMES, C. B.; CORDANI, U. G.; BETTENCOURT, J. S.; DAMASCENO, E. C.; GIRARDI, V. A. V.; MELFI, A. J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Rev. Bras. Geol.*, **3** (2), p. 97-123.

MELLO, I. S. de C. 1981. *Avaliação preliminar das potencialidades minerais das rochas granitóides do Estado de São Paulo*. São Paulo. v.2. (IPT. Relatório, 15 982).

MELLO, I. S. de C. 1982a. *Avaliação das mineralizações de metais-base no Granito Itaoca.* São Paulo. (IPT. Relatório, 16 698).

MELLO, I. S. de C. 1982b. *Prospecção das ocorrências minerais hidrotermais e metassomáticas e dos depósitos aluvionares dos granitóides de Itaoca.* São Paulo. 3v. (IPT. Relatório, 17 845).

MELLO, I. S. de C. 1984. *Definição das ocorrências de mineralizações em escarnitos (scheelita) nos granitóides de Itaoca. São Paulo.* 4v. (IPT. Relatório, 20 103).

MELLO, I. S. de C. 1985. *Definição da potencialidade mineral dos escarnitos dos granitóides de Itaoca-SP - fase final.* São Paulo. 2v. (IPT. Relatório, 22 453).

MELLO, I. S. de C. 1986. *Avaliação do comportamento da mineralização da área da Mina do Juca, prospecto Itaoca.* São Paulo. (IPT. Relatório, 24 390).

MELLO, I. S. de C. 1988. *Avaliação do prospecto Itaoca através de dados de subsuperfície.* São Paulo. (IPT. Relatório, 26 490).

MELLO, I. S. de C. & SILVA, R. B. da. 1984. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). *In*: CONG. BRAS. GEO., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG. v.6, p. 3001-3011.

MELLO, I. S. de C. & BETTENCOURT, J. S. 1992. Geologia e aspectos metalogenéticos do batólito Itaoca, Vale do Ribeira (São Paulo e PR). *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*...São Paulo, SBG. v.2, p. 209.

MELLO, I. S. de C. & MOTTA, J. F. M. 1994. Geologia e perspectivas de apliavcação industrial dos depósitos de wollastonita de Itaoca, Vale de Ribeira, São Paulo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 38, 1994, Florianópolis. *Boletim de Resumos Expandidos*...Florianópolis, SBG. v.1, p.430-431.

MELLO, I.S. de C.; SILVA, R. B. da; GORAIEB, C. L. 1985. As mineralizações de tungstênio (scheelita) nos granitóides de Itaoca (SP). *In*: SIMP. REG. GEOL., 5. São Paulo, 1985. *Atas*...São Paulo, SBG. v.2, p. 433-444.

MELLO, I. S. de C.; SILVA, J. R. B. da; BOIN, M. N.; SARAGIOTTO, A. J. R.; SILVA, R. B. da. 1981. Geologia dos granitóides de Itaoca (SP). *In*: SIMP. REG. DE GEOL., 3. Curitiba, 1981. *Atas*...Curitiba: SBG, v.1, p. 82-93.

MEHNERT, K. R. 1971. *Migmatites and the origin of granitic.* Amsterdan, Elsevier. 405 p. *rocks.* (Developments in Petrology, 1).

MIYASHIRO, A. 1975. *Metamorphism and Metamorphic belts.* London, George Allem & Unwin. 492p.

MORGENTAL, A.; BATTOLA JÚNIOR, F.; PINTO, G. G.; PAIVA, I. P.; DRUMOND, J. B. V. 1975. *Projeto Sudelpa - relatório final.* São Paulo. SUDELPA/CPRM. 18v.

NAKANO, T.; SHIMAZAKI, H.; SHIMIZU, M. 1990. Stoncium Isotope Systematics and Metallogenesis of Skarn Deposits in Japan. *Econ. Geol.*, **85**: 823-844.

NEWBERRRY, R. J. 1982. Tungsten bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Econ. Geol.*, 77 (44): 823-844.

NEWBERRY, R. J. 1987. The importance of stratigraphy and structure of Sierran metamorphic rocks in the development of economic tungsten deposits. *Geol. Soc. America. Abstracts with Programs,* **11**: 486.

NIMER, E. 1977. Clima. *In*: FUNDAÇÃO INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. ed.. *Geografia do Brasil, região sudeste.*Rio de Janeiro. v.3.

OLIVEIRA, M. C. B. de. 1989. *Petrologia do Maciço Granítico Mandira-SP*. São Paulo. 178p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado).

ORRIS, G. J. & BLISS, J. D. 1992. *Industrial Minerals Deposit Models: Grade and tonnage models.* (USGS. Open-file Report, 437).

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tetonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 956-983.

PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo. USP/DAEE. (Publicação Especial).

PICOT, P. & JOHAN, Z. 1977. *Atlas des mineraux metalliques*. Orleans, BRGM. 405p. (Memoire, 90).

PIEKARZ, G. F. 1984. Geologia e resultados preliminares da pesquisa do Núcleo Betara da Formação Perau (PR). *In*: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais* ... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3682-3696.

PIRES, F. A. 1990. *Análise paleoambiental e estratigráfica de seqüências metassedimentares (Grupo Açungui) na região de Iporanga e Apiaí.* São Paulo. 151p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado).

PITCHER, W. S. 1982. Granite type and tectonic environment. *In:* HSU, J.K. ed. *Moutain Building Process*. London, Academic Press. p.19-40.

PITCHER, W. S. 1987. Granite and yet more granites forty years on. *Geolog. Rundsch.*, **76** (1): 51-79.

PLANT, J.A.; SIMPSON, P. R.; GREEN, P. M.; WATSON, J. V.; FOWLLER, M. B. 1983. Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture in northern Scotland. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **92**: 33-42.

POLLARD, P. J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-elements deposits. *Tras. Inst. Min. Metall.*, 92, p. 1-9.

POLLARD, P. J. 1989. Geochemistry of granites assciated with tantalum and niobium mineralization. *In*: MOLLER, P., CERNY, P., SAUPE, F. eds. *Lanthanides, tantalium and niobium*. Berlin, Springer-Verlag, p.145-168.

POLLARD, P. J; MILBURA, D.; TAYLOR, R. G.; CUFF, C. 1983. Examinations of textural features of a series of granites of the Herberton-Mt.Garmet tinfield, Queensland, Autralia. *In*: PERMIAN CONFERENCE GEOL. SOC. AUSTRALIA. Brisbane. 43.(*Pre-print*).

PONÇANO. W. L.;CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, L. A.; ALMEIDA, F. F. M. de; PRANDINI, F. L. 1981. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo. IPT/PRÓ-MINÉRIO. 2v.

PONTES, J. B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). *In*: CONG. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais*...Salvador, SBG. v.3, p.1002-1016.

PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brazilian cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpretation in terms of continental collision. *Tectonophysics*, **57**: 237-265.

RAGUIN, E. 1976. *Géologie du Granite*. Paris, Masson. 276 p.

RAMDOHR, P. 1976. *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford, Pergamon Press. 2v.

RAMSAY, J. G. 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabue. *In*: COWARD, M. P. ed. *DIAPIRISM AND GRAVITY TECTONICS: REPORT OF A TECTONIC STUDIES GROUP CONFERENCE AT LEEDS UNIVERSITY. Struct. Geol.*, **3**: 93.

REIS NETO, J. M. dos. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico.* São Paulo. 253 p. (USP, Instituto de Geocências. Tese de Doutoramento).

RONCHI, L. H.; TOURAY, A. M.; MICHARD, A.; DARDENNE, M. A. 1993. The Ribeira fluorite district, southern Brazil. Geollogical and geochimical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics. *Mineralium Deposita, 28* (4): 153-165.

ROUBAULT, M. 1969. *Determination des mineraux des roches au microscope polarisant.* Paris, Éditions Lamarre-Poinat. 365 p.

RUIZ, J; JONES, L. M.; KELLY, W. C. 1984. Rubidium-Strontium dating of ores deposits hosted by Rb-rich rocks using calcite and other common Sr bearing minerals. *Geology*, **12**: 259-263.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K; PETRONILHO, L. 1995. Método geocronológico Sm/Nd no IG-USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ci.*, **67** (3): 313-336.

SCHERBA, G. N. 1970. Greisens. *Intern. Geol. Rev.*, **12** (2): 114-149.

SCHOLL, W. V.; SILVA; A. C. G. de A.; MONASTIER, M. S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná: uma revisão crítica. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais*...Salvador, SBG. v.1, p.55-63.

SILVA, A. T. S. F. & ALGARTE, J. P. 1981. Contribuição à geologia da Seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. 1. Litologia e petrografia. *In*: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba, 1981,. *Atas*...Curitiba, SBG. v.1, p. 109-120.

SMIRNOV, V. I. 1982. *Geologia de jacimentos minerales*. Moscow, Ed. Mir. 654p.

SOARES, P. C. 1987. Seqüências tectono-sedimentares e tetônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. *In*: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. *Atas*...Curitiba, SBG. v.2, p. 743-771.

SOARES, P. C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. *In*: CONG. LATINO-AMERICANO GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais*...Belém, SBG. v.1, p. 63-79.

SOUZA, H. R.; CONCEIÇÃO, J. M.; LO RÉ, V. A. M.; BISPO, J. M.; MELLO, I. S. de C. 1990. Caracterização tecnológica,e estudo exploratório de concentração de minérios do Maciço Itaoca, SP: wollastonita e scheelita. São Paulo. (IPT. Relatório, 28 326).

SPRY, A. 1976. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press. 350 p.

STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. 1975. Approximation of lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet Sc. Let.*, **26**: 207-221.

STEIGER, R. H. & JAEGER, E. 1978. Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constante in geochronology and cosmochronology. Contributions to the geologic time scale. *In: STUDIES IN GEOLOGY*. Michigan. **1:** 67-72.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Farth-Science Rev.*, **12**:1-33.

TAKAHASHI, A. T.; FERREIRA, J. C. G.; THEODOROVICKZ, A. 1984. *Projeto Guapiara: relatório final*. São Paulo. 2v. CPRM/PRÓ-MINÉRIO.

TASSINARI, C. C. G. & MELLO, I. S. de C. 1994. A idade e a origem das mineralizações do granitóde de Itaoca. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 38. Florianópolis, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*...São Paulo, SBG. v.1, p. 304-305.

TASSINARI, C. C. G.; MELLO, I. S. de C; GOMES, D. P. 1994. Sr and Pb isotope evidence for the origen of skarn, sulfides and fluor mineralizations of the Itaoca granitoid, southern Brazil. *In*: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 8. Berkeley, 1994. *Abstracts* ... Berkeley, USGS. p. 316.

TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; SCHUMUSS, W. R. VAN; TAYLOR. P. N. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do estado de São Paulo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais*... Belém, SBG. v.3, p.2840-2853.

TASSINARI, C. C. G.; BARBOUR, A. P.; DAITX, E. C.; SATO. K. 1990. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais*... Natal, SBG. v.3, p.1254-1266.

TAYLOR JUNIOR, H. P. & EPSTEIN, S. 1962. Relationship between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part I: Principles and experimental results. Part II: Application to petrological problems. *Geol. Soc. America Bull.*, **73**: 461-480/ 675-694.

TEIXEIRA, W. 1982. Folhas SG.21 - Assuncion, SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos: interpretação e evolução geocronológica. *In*: DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *Projeto Radambrasil*.

THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M. M.; MORAES, S. M.; GODOY, H. K.; TAKAHASHI, A. T. 1986. *Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: relatório final*. São Paulo. CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2 v.

THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M. M.; TAKAHASHI, A. T.; MORAES, S. M.; GODOY, H. K. 1988. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais*...Belém, SBG. v.6, p. 2713-2726.

TORQUATO, J. R. 1974. *Geologia do sw de Moçamedes e suas relações com a evolução tetônica de Angola*. São Paulo. 243p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

TREIN, E.; REIS NETO, J. M. dos; BIONDI, J. C.; MONASTEIR, M. S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma seqüência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). *In*: SIMP. REG. GEOL., 5. São Paulo, 1985, *Atas*...São Paulo, SBG. v.1, p.169-186.

UYTENBOGAART, W. & BURKS, E. A. J. 1971. *Tables for microscopie identification of ore minerals*. Amsterdam, Elsevier. 430p.

VALLEY, J. W.; TAYLOR JUNIOR H. P.; O'NEIL, J. R. 1986. Stable Isotope Geochimistry of metamophic rocks. *Revs. Mineralogy*, **16**: 445-489.

VEIGA, A. T. C. & SALOMÃO, E. P. 1980. A Formação São Sebastião e sua importância econômica. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais*...Camboriú, SBG. v.2, p. 826-831.

VEIZER J. & HOEFS, J. 1976. The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **40**: 1387-1395.

VLACH, S. R. F. 1985. *Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP*. São Paulo. 252p. (USP, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado).

VLACH, S. R. F. 1993. *Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP*. São Paulo. 444 p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutoramento).

VLACH, S. R. F. & CORDANI, V. G. 1976. A sistemática Rb/Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. *Rev. Bras.Geoc.*, **16** (1): 38-53.

VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A.; VASCONÇELOS, A. C. B. C. 1990. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-tupe brasiliano granitoids in the states of Sâo Paulo and Paraná, southern Brasil. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 36. Belém, 1990. *Anais*...Belém SBG, v.4, p. 1700-1711.

VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A.; VASCONCELOS, A. C. B. C. 1991. O magmatismo granitóide tardi a pós-orogênico de idade brasiliana no Estado de São Paulo. São Paulo, Boletim IG-USP.p. 51-54. (Publicação Especial, 9).

WERNICK, E. 1979. Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. *In*: SIMP. REG. GEOL., 2. Rio Claro, 1979. *Anais*...Rio Claro, SBG. v.1, p. 101-116.

WERNICK, E. 1990. Zoneamento magmático regional dos granitóides brasilianos no Sudeste/Sul do Brasil: implicações geotectônicas. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 36. Belém, 1990. *Anais*...Belém: SBG. v.4, p. 1668-1683.

WERNICK, E. & GOMES, C.B. 1974. Granitos e metamorfismo no vale do rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre. *Anais*...Porto Alegre: SBG. v.5, p.145-154.

WERNICK, E & GOMES, C. B. 1977. Geoquímica de Maciços Graníticos da Região do Ribeira. Parte III: Considerações Petrológicas. *An. Acad. Bras. Ci.*, **49** (1): 157-169.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT C.M. 1970. *Petrografia*. São Paulo, Polígono. 445 p.

WILLIANSON, J. H. 1968. Least square fitting of a straight line. *Can. Jour. Physics.*, **46:** 1845-1847.

WINKLER, H. G. F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. São Paulo, Edgard Blücher. 254 p.

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