

GEOLOGIA E GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS AO MACIÇO ITAOCA, VALE DO RIBEIRA, SP e PR

IVAN SERGIO DE CAVALCANTI MELLO * & JORGE SILVA BETTENCOURT **

ABSTRACT *GEOLOGY AND GENESIS OF MINERALIZATIONS RELATED TO THE ITAOCA MASSIF, RIBEIRA VALLEY, SP AND PR* The Itaoca granitoid massif covers an area above 200 km and is believed to be part of the Ribeira Folded Belt being confined to the Ribeira Valley, which occupies the south-southeast part of the State of São Paulo, southern Brazil.

The batholith is intrusive and circumscribed in character and also emplaced into metasedimentary rocks of the Lajeado Subgroup, partially referred 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 massif consists mainly of high potassium calc-alkaline monzonitic granitoids, a composite of multiple granitoid igneous units considered to be cogenetic injections derived from a deep seated crust. Field relations, petrography, mineralogy, chemical compositions, isotopic signatures and related metallogeny suggest a similarity of Itaoca with I type granitoid, magnetite plutons. The truncated discordant contact relationships, aureoles, internal facies distribution 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 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 (CaSiO₃) and scheelite-powellite [Ca(W,Mo)O₄] which were formed by magma interaction (thermal metamorphism) with surrounding *roof pendant* carbonate 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 contact 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 overprint of a sulphide assemblage containing pyrite, pyrrotyte, arsenopyrite, molybdenite, sphalerite, and chalcopyrite which might be related to slightly falling temperatures accompanied by reduced conditions and hydration of the skarn mineral assemblages. Malaquite, azurite and gold are also present being final products generated at low temperatures conditions. The oxidation state of the magma, the amount of initial water, the depth of emplacement of the batholith, the types of mineralization, the δ¹³C and δ¹⁸O skarn isotopic signatures suggest a magmatic origin for the tungsten 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. The Água Clara Formation marble horizons might favor the generation of stratabound skarn bodies whereas the source and relative abundance of metasomatic fluids might reflect and be subordinate to the nature and evolution of the granitoid intrusion.

Keywords: Ribeira Belt, Itaoca Massif, W-Mo-Cu Skarn, Wollastonite, Scheelite-Powellite Mineralization.

RESUMO O maciço granitóide Itaoca possui área superior a 200 km² 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 são rochas metassedimentares do Subgrupo Lajeado (parcialmente equivalente ao Grupo Açungui), cuja estratigrafia é revisada, e parcialmente correlacionada com a Formação Água Clara, considerada basal à unidade Lajeado.

Foram reconhecidas e mapeadas no maciço, intrusivo e circunscrito, fácies e associações de fácies granitóides calcioalcalinas monzoníticas de alto potássio, a magnetita, do tipo I.

A natureza do batólito e de suas encaixantes, a relação de contato das ígneas com rochas metassedimentares, a distribuição das fácies intrusivas no maciço e os parâmetros físico-químicos de formação dos depósitos minerais da área permitem considerá-lo posicionado entre a epizona e mesozona crustais, entre 6 a 7 km de profundidade, e formado por várias injeções cogenéticas, por *balloning*, a partir de magma precursor gerado na base da crosta.

A sistemática Rb/Sr, aplicada em rochas totais, atribui ao batólito Itaoca idade isocrônica de 626 Ma. Dentro da evolução geológica do Vale do Ribeira, o maciço 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 batólito há ocorrências minerais diversas, dentre as quais se destacam as de wollastonita (CaSiO₃) e scheelita-powellita [Ca(W,Mo)O₄], em escarnitos formados por metamorfismo térmico de contato da intrusão sobre mármore de pendentes do teto, no centro do batólito. A wollastonita foi gerada por processos de descarbonatação das matrizes marmóreas dos escarnitos, durante o metamorfismo de contato. Quanto aos depósitos metálicos, os corpos mineralizados do maciço Itaoca são representantes clássicos dos W-Mo-Cu escarnitos de contato presentes em diversas partes do mundo. Estes corpos e as mineralizações associadas formaram-se em estágios metasomáticos e hidrotermais, a partir dos 600 °C e pressão em torno de 2 kbar. A mineralização de wollastonita e scheelita-powellita se superpõem sulfetos diversos (pirita, pirrotita, arsenopirita, molibdenita, esfalerita, calcopirita, bornita), minerais supérgenos de cobre (malaquita e azurita), e ouro, gerados em temperaturas sucessivamente mais baixas. A partir da linhagem granitóide do Itaoca, a tipologia dos depósitos e as assinaturas isotópicas de estrôncio, carbono e oxigênio dos escarnitos, sugere-se uma origem magmática para o conteúdo metálico do estágio metasomático destes corpos.

Com base em correlações entre as matrizes marmóreas dos escarnitos e os litótipos associados dos pendentes do teto do batólito Itaoca, as rochas metassedimentares da borda do maciço e as unidades rochosas regionais, formula-se modelo para a geração de escarnitos de contato no Vale do Ribeira, que seriam corpos *stratabound*, associados aos horizontes de mármore da Formação Água Clara, basal ao Subgrupo Lajeado, enquanto que os principais conteúdos metálicos desses corpos metasomáticos estariam subordinados à natureza das intrusivas granitóides envolvidas na formação dos escarnitos.

Palavras-chave: Cinturão Ribeira, Maciço Itaoca, W-Mo-Cu Escarnito, Wollastonite, Scheelite-Powellite.

INTRODUÇÃO O Maciço Itaoca localiza-se na divisa dos Estados de São Paulo e Paraná, no vale do rio Ribeira de Iguape (Fig. 1). Possui natureza granitóide e é uma intrusão integrante dos terrenos pré-cambrianos daquela faixa.

O maciço foi abordado em sínteses sobre a geologia regional (*i.e.* Melchere/*al.* 1973, Morgental *et al.* 1975, JICA 1981, 1982, 1983), caracterização e classificação de corpos granitóides paulistas (Hasui *et al.* 1978, Vlach *et al.* 1990, Janasi & Ulbrich 1991), em estudos dos granitóides do Vale do Ribeira (Gomes *et al.* 1975a,b, Wernick & Gomes 1974, 1977, Wernick 1979), e em estudos metalogenéticos sobre a 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 90, o maciço foi estudado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, quando foram descobertos e estudados os principais recursos minerais da área. Desses trabalhos resultou um grande número de dados, reunidos em relatórios técnicos e resumidos em Mello *et al.* (1981), Mello & Silva (1984), Mello *et al.* (1985), Mello & Bettencourt (1992) e Tassinari & Mello (1994). Com a exploração mineral, foram identificados escarnitos mineralizados, formados a partir de mármore de pendentes do teto da intrusão. As mineralizações mais importantes são de wollastonita (CaSiO₃) e scheelita-powellita [Ca(W,Mo)O₄]. Os conhecimentos acumulados com a prospecção mineral ensejaram teses sobre a petrogênese dos escarnitos de Itaoca (Ens 1990) e sobre a

geologia e gênese dos depósitos minerais associados ao maciço (Mello 1995), esta última resumida neste trabalho.

CONTEXTO GEOLÓGICO O Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.* 1975), na divisa entre São Paulo e Paraná, é constituído por unidades arqueanas a neoproterozóicas que compreendem núcleos de alto grau metamórfico, faixas milonito-gináissicas, seqüências

metavulcanossedimentares, alguns corpos metabásicos e diversos maciços granitóides. Estas unidades estão estruturadas de modo complexo e sua evolução é ainda controversa.

GEOLOGIA DO MACIÇO O batólito Itaoca está em contato direto com quartzitos, xistos e mármore do Subgrupo Lajeado, de Campanha *et al.* (1986, 1987), unidade em parte equivalente ao Grupo Açungui de Hasui *et al.* (1984), e admitida pelos primeiros autores como do Mesoproterozóico (Fig. 2).

Os contatos do maciço com as encaixantes são discordantes a parcialmente concordantes, condições em que as unidades da borda do batólito mostram-se vergadas ou basculadas. Tais relações de contato, aliadas ao metamorfismo termal sobre as unidades regionais e pendentes do teto do maciço, configuram a intrusão como circunscrita, nos termos de Raguin (1976).

O mapeamento das fácies do maciço permitiu reconhecer três domínios principais, respectivamente de granitóides cinzentos, róseos e miloníticos, respectivamente designados como unidades Itaoca, Saltinho e Milonítica (Fig. 3 e Tabela 1). Na Figura 3, a representação das unidades encaixantes ao maciço Itaoca foi parcialmente modificada de MMAJ/JICA (1981, 1982, 1983), Campanha *et al.* (1988) e Campanha (1991). Já a descrição das unidades litoestratigráficas encaixantes constantes da Tabela 1 baseia-se em MMAJ/JICA (1982, 1983), e Campanha *et al.* (1988, 1991).

O maciço abrange, pelo menos, seis fácies intrusivas mais comuns (Cinza 1 e 2, Rósea 1, 2, 3 e 4), e ainda uma fácies (Cinza 3) e uma associação de fácies (Róseas 5), ambas balizadas por falhas ou zonas de cisalhamento, interpretadas como produtos autometassomáticos resultantes de alterações tardi a pós-magmáticas. Além dessas, ocorre uma associação de tectonofácies (Miloníticas) resultante de deformação das fácies intrusivas. As características petrográficas, modais e químicas das fácies identificadas estão resumidas nas Tabelas 2 a 4, e na Figura 4.

A Unidade Itaoca perfaz cerca de 70% da área do batólito, e ocorre nas partes central, norte e leste da intrusão. É constituída pelas fácies

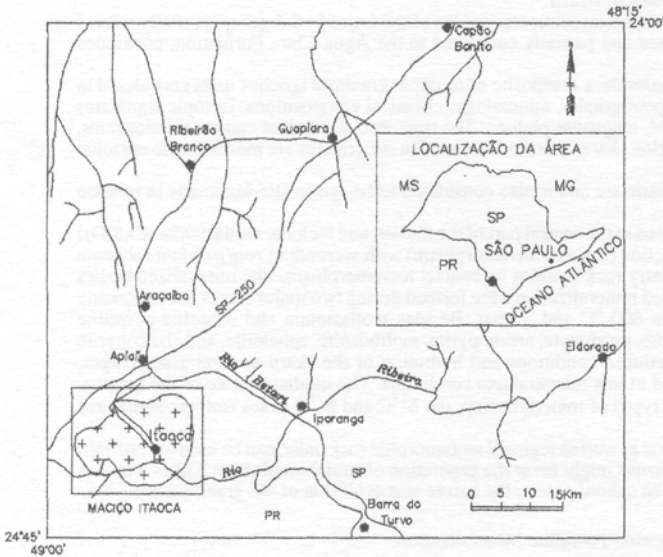


Figura 1 - Localização do maciço Itaoca.

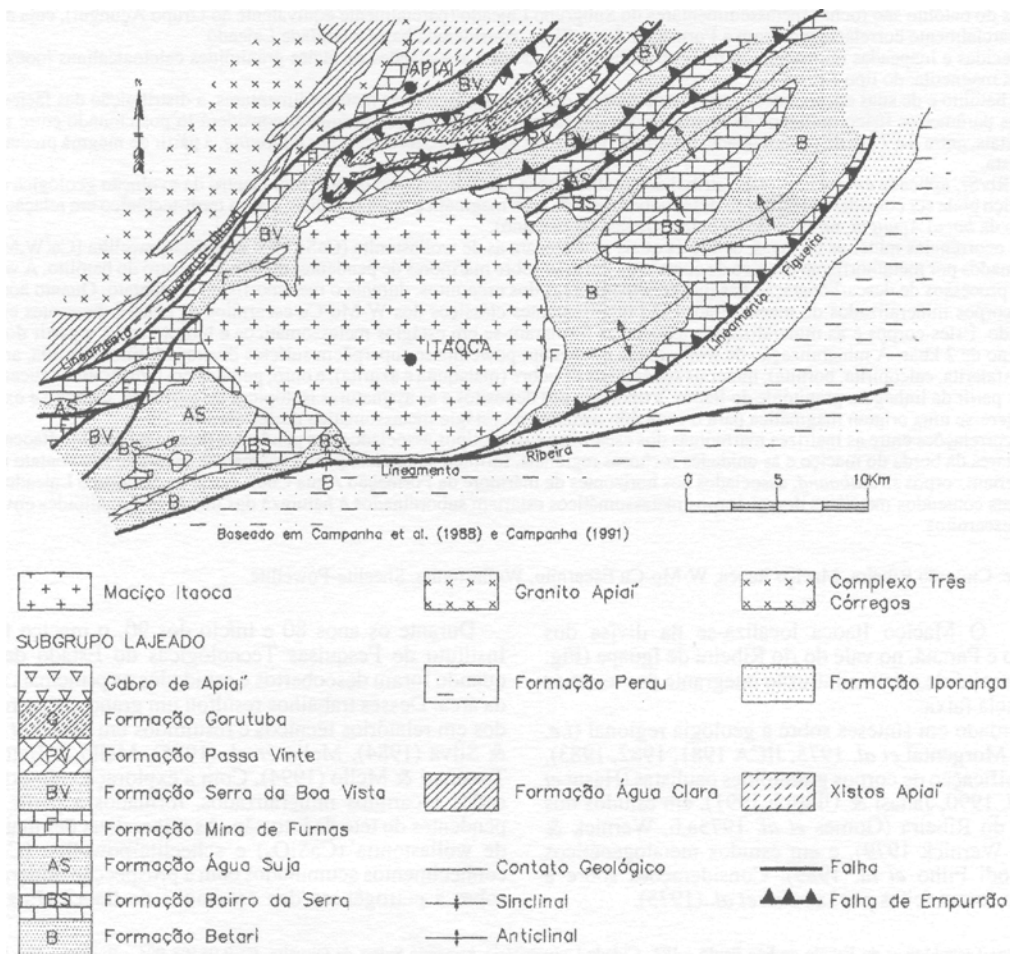


Figura 2 - Geologia das encaixantes do maciço Itaoca.

porfiróides Cinza 1, e subordinadamente Cinza 2, e é constituída de monzogranitos, quartzo-monzonitos e, localmente, quartzo-sienitos cinzentos, todos com variações melanocráticas. De modo restrito, ocorrem rochas submetidas a alterações tardi a pós-magmáticas, designadas como Fácies Cinza 3, mineralizada com sulfetos diversos e compreendentes a monzogranitos hololeucocráticos cinza porfiróides.

A Unidade Saltinho constitui cerca de 20% da área do maciço, e se concentra a leste do batólito. Corta a Unidade Itaoca como um *stock* e diversas apófises. É formada por duas fácies e uma associação de duas fácies intrusivas e consiste de monzogranitos e quartzo-sienitos róseos, porfiróides a equigranulares, com variações melanocráticas. Assim como a Unidade Itaoca, na Unidade Saltinho também ocorrem litotipos subordinados decorrentes de alterações tardi a pós-magmáticas, agrupados na Fácies Rósea 5, equivalentes a monzogranitos e quartzo-monzonitos róseos, porfiróides, inequigranulares ou equigranulares.

A Unidade Milonítica formou-se às custas de monzogranitos e sienogranitos, geralmente porfiróides, cinzentos a róseos. Concentra-se na borda sul da intrusão, onde ocupa por volta de 10% da área do batólito.

O conjunto de granitóides do maciço Itaoca foi submetido a processos pervasivos de feldspatizações potássica e sódica, que se intensificam nas fácies mais evoluídas do batólito. Localmente ocorrem greisens associados a zonas de cisalhamento que cortam o maciço. Alterações associadas aos greisens locais envolvem feldspatização, silicificação, turmalinização, argilização e saussuritização. Já na Unidade Milonítica, as alterações mais comuns parecem ser feldspatização e silicificação.

Natureza e evolução do maciço A composição mineral e química das fácies do maciço Itaoca as classificam como essencialmente metaluminosas, com saturação de alumínio em parte crescente nas fácies mais tardias ou submetidas a alterações tardi a pós-magmáticas (Fig. 5). O conjunto de fácies pode ser também considerado como da série calcio-alcalina de alto potássio de Lameyre & Bowden (1982).

Diagramas litogeoquímicos sugerem que o maciço Itaoca abrange uma única linhagem de granitóides (Figs. 6 a 8). A Unidade Itaoca parece ser a mais precoce, e teria sido injetada pelos granitóides da Unidade Saltinho. A formação do maciço parece ter ocorrido pela sucessiva intrusão da Fácies Cinza 1 e Fácies Cinza 2, seguidas pelas fácies Rósea 1, Rósea 2, Rósea 3 e Rósea 4. As características petrográficas, geoquímicas, radiométricas e as relações de campo entre as fácies indicam que o batólito teria sido formado a partir de injeções cogenéticas de magma do tipo I (Pitcher 1982, 1987), gerado na base da crosta. As fácies foram possivelmente diferenciadas por cristalização fracionada, como sugere o aumento gradual das razões Rb/Sr e a diminuição das razões Ba/Rb das fácies menos evoluídas para as mais evoluídas. A fusão original pode ter recebido contribuição de material mantélico, possibilidade sugerida por enclaves dioríticos possivelmente equivalentes a *enclaves microgranulares escuros ou básicos*, como definidos por (Didier 1987).

A disposição das fácies do maciço e as feições de deformação das encaixantes pelo batólito sugerem um posicionamento do mesmo por *balloning* (Ramsey 1981). A natureza do maciço e de suas encaixantes, aliadas à pressão de 2 kbar calculada por Ens (1990) para a formação dos escarnitos, sugerem um posicionamento a cerca de 6-7 km de profundidade. A raridade de pendentes do teto na Unidade Saltinho sugere que sua intrusão foi mais rasa, e que estaria mais erodida que as demais.

Em diagramas clássicos, discriminantes da natureza tectono-magmática de composições, o maciço Itaoca se classifica como *pós-orogênico* pelos critérios de Pearce *et al.* (1984), *tardi-orogênico* (Batchelor & Bowden 1985), do *Grupo 1* (Harris *et al.* 1986), e da *Série Sintexia* (Kequin *et al.* 1984).

Aspectos estruturais O maciço Itaoca aflora entre os lineamentos Quarenta Oitava, a noroeste, e Ribeira, a sul, ambos de natureza predominantemente dúctil (Fig. 3). Estes lineamentos pertencem às principais zonas de cisalhamento transcorrente regionais do final do Neoproterozóico (Campanha *et al.* 1994).

O maciço é cortado por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, de médio a alto ângulo, condicionantes da formação de cataclastos e milonitos.

Todas as fácies intrusivas do maciço envolvem, além de granitóides isotropos, rochas com orientação mineral incipiente. Devido à má qualidade das exposições, a origem desta orientação é ainda incerta, podendo ser resultante de fluxo magmático ou de deformação por cisalhamento.

Na Unidade Milonítica, a deformação é mais intensa a sudoeste e a sul do maciço. A sua ocorrência apenas nas proximidades do Lineamento Ribeira indica que a unidade resulta da movimentação transcorrente ao longo desta feição.

Além disso, o padrão das falhas e zonas de cisalhamento nas encaixantes das bordas sul e sudeste do batólito, sugere a presença de um sistema de falhas *em leque* associados ao Lineamento Ribeira, que condicionaria as relações de contato entre as encaixantes do maciço e, parcialmente, entre elas e a intrusão.

Pendentes do teto Na área do plúton ocorrem corpos de rochas metassedimentares, subordinadamente metabásicas. Em todos corpos, os litotipos correspondem a rochas comuns das encaixantes ao maciço. Não há evidências de que esses corpos, expostos por centenas de metros a alguns quilômetros quadrados, tenham sido totalmente englobadas pelo magma, muito embora em pelo menos uma situação, no centro do batólito, ocorra o envolvimento parcial de massa considerável de metassedimentos por granitóides. Em vista disto, esses corpos podem ser interpretados como pendentes do teto da intrusão, em vez de mega-xenólitos.

Os litotipos dos pendentes são xistos, quartzitos, metarrilitos calcissilicáticos, mármore mais e menos puros, e restos de metabasitos derivados de intrusões de gabbro no pacote metas sedimentar. Pela efeito térmico do granitóide, os restos de encaixantes estão, em maior ou menor grau, transformados em xistos mosqueados, hornfels e, ocasionalmente, escarnitos, o conjunto constituindo o que foi chamado Unidade Termometamórfica Indiferenciada.

Ens (1990), embora tenha estudado mais 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 atingida a saturação em H₂O na massa ígnea, soluções aquosas iniciaram os processos metassomáticos responsáveis pela formação dos escarnitos, e pelas paragéneses retrógradas (moscovita poiquiloblástica nos xistos mosqueados e nos hornfels e com tremolita e clinozoisita poiquiloblásticas nos mármore).

Na borda do maciço, o metamorfismo termal é denunciado pela textura mosqueada dada por poiquiloblastos de moscovita ou andaluzita, em metapelitos, e pela recristalização de metacalcários.

Os pendentes de teto estão, em geral, mal expostos, impossibilitando melhor caracterização estrutural. Os trechos sondados mostram dobras com amplitude decamétrica a hectamétrica, fechadas a isoclinais, com mergulhos de camadas superiores a 50°. Localmente ocorrem feições de deformação intensa, tais como dobras intrafoliais, foliação plano-paralela ao bandamento composicional e transposição de camadas. A variação da direção das camadas e do bandamento composicional nos vários pendentes de teto indicam que os corpos foram afetados de modo distinto pela ação mecânica associada à ascensão dos pulsos magmáticos que constituíram o batólito. A direção geral N30-40° E das unidades encaixantes contrasta com as direções NNW e E-W dos pendentes, mesmo nas margens do batólito, sugerindo rotação generalizada, própria para cada bloco.

Escarnitos Ao norte da vila Itaoca (área Gorutuba, Fig. 3) ocorre um pendente de teto com aproximadamente 600 m por 400 m (Fig. 9), alongado segundo, a direção geral das camadas rochosas (N20-25°W). Em profundidade, a sua extensão é superior a 200 m, o limite das sondagens. O corpo está estruturado em uma antifórme ligeiramente assimétrica, com plano axial segundo a direção das camadas e com flancos que mergulham 60-70° para NE e 70-80° para SW. Do núcleo para as bordas a estrutura consiste, sucessivamente, de quartzito, moscovita-sillimanita hornfels, mármore, e uma seqüência rítmica de hornfels calcissilicáticos e pelíticos.

Da ação de contato dos granitóides sobre os mármore resultou na formação de dois tipos de escarnitos.

Um ocorre no contato dos granitóides com mármore (corpos Gorutuba 2 e 3, Figs. 9 e 10) e é um escarnito escuro (Elliot 1982), ou piroxênio-granadífero (Smirnov 1982), denominado de granada-piroxênio escarnitos por Ens (1990). É de aparência maciça e compacta, verde-escura a marrom, de matriz fina a média, e constituído por agregados granoblásticos de salita/ferrosalita e granada (grossulária-andradita), a qual também ocorre em porfiroblastos dispersos na matriz piroxenítica. O escarnito forma faixas decimétricas e métricas mais ou menos contínuas, que aumentam de volume e resultam em boi soes métricos a decamétricos intercamadas no interior do mármore original.

Tabela 1 - Legenda do mapa geológico do maciço Itaoca.

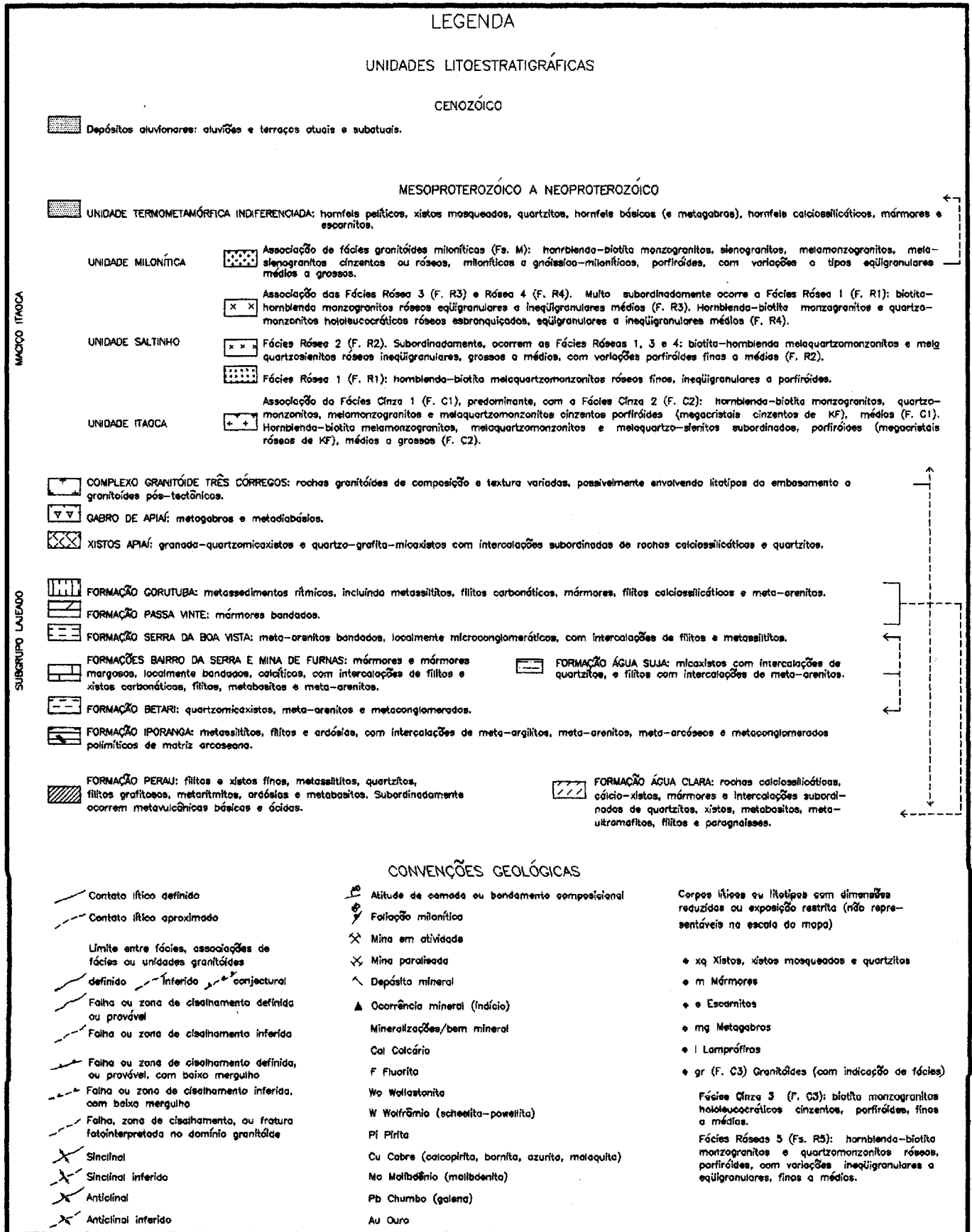




Figura 3 - Geologia do maciço Itaoca.

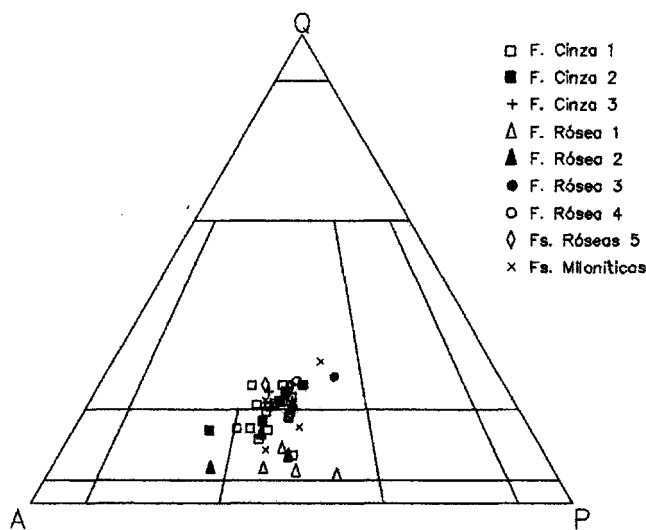


Figura 4 - Diagrama modal QAP para amostras representativas das fades do maciço Itaoca.

Tabela 2 - Composição mineralógica de amostras representativas das fades do maciço Itaoca.

Fácies	Mineral (%)											Classificação Petrográfica (RICKS 1973)	Representação em Mapa	
	Milciferolita	Ortoclásio	Quartzo	Biotita	Hornblenda	Talita	Zircônio	Albita	Albita	Plagioclásio	Diopsídio			Olivina
Cinza 1	32	34	24	7	3	tr	-	tr	tr	-	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Associação com a Fácies Cinza 2, na Unidade Racon
Cinza 2	30	29	21	12	8	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Hornblenda-biotita melanogranito	Associação com a Fácies Cinza 1, na Unidade Racon
Cinza 3	40	32	26	2	tr	tr	tr	-	-	tr	2	tr	Biotita monzogranito biotitoxenítico	Ocorrência pontual, na Unidade Racon
Rósea 1	31	35	15	12	7	tr	-	-	tr	-	tr	tr	Hornblenda-biotita melanogranito	Fácies Rósea 1, na Unidade Saltinho
Rósea 2	32	32	15	4	17	tr	-	-	tr	tr	tr	tr	Biotita-hornblenda melanogranito	Fácies Rósea 2, na Unidade Saltinho
Rósea 3	36	29	24	4	7	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	Biotita-hornblenda monzogranito	Associação com a Fácies Rósea 4, na Unidade Saltinho
Rósea 4	35	35	22	6	2	tr	-	tr	tr	-	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Associação com a Fácies Rósea 3, na Unidade Saltinho
Rósea 5	30	40	22	5	3	tr	tr	-	-	-	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito	Ocorrências pontuais, na Unidade Saltinho
Miloníticas	33	28	26	8	5	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	Hornblenda-biotita monzogranito melanítico	Unidade Milonítica

Observações: microclínio inclui micropertitas e bordas de albita, oligoclásio inclui produtos de alteração e mirronclínio; oporão são basicamente magmatitas, outras se referem a carbonatos, epidotos, clargas e hidroclásios ferruginosos; tr = traços (menor de 1%)

A esses escarnitos se associam litotipos particulares. Um resulta de metassomatismo de contato impresso tanto nos mármore quanto nos granitóides adjacentes. Nesses casos, a biotita e a hornblenda do granitóide foram substituídos por diopsídio, epidoto e, localmente, granada, com mudança da textura porfiróide original para granoblástica. Isto permite classificá-la como endoescarnito (Smirnov 1882). Outro é uma rocha esverdeada, fina, granoblástica, constituída por diopsídio (50%), granada, plagioclásio, epidoto e quartzo, e ocorre entre os granada-piroxênio escarnitos e o mármore. Esta rocha se distingue dos escarnitos pela cor mais clara e menor densidade podendo ser considerada como halo periférico resultante de metassomatismo mais brando que o registrado nos escarnitos. As suas características permitem classificá-la como hornfels calcissilicático metassomático, e, assim, distingui-la dos demais hornfels calcissilicáticos do pendente do teto.

Em outros pontos deste mesmo pendente do teto, mais distante do contato do granitóides (corpo Gortuba I, Figs. 9 e 11), ocorrem escarnitos claros (Elliot 1982.) ou wollastonita-granadíferos (Smirnov 1982), designados como granada-wollastonita escarnitos por Ens

(1990). Constituem um corpo com cerca de 200 m de comprimento, em média 8 m de largura e com profundidade superior a 150 m, como registrado por sondagens. São rochas cinza-esverdeadas claras, com bandamento composicional centimétrico. Estas rochas comumente possuem níveis de porfiroblastos ou bolsões de granada maciça marrom, assim como fraturas tardias preenchidas com calcita, quartzo, apofilita e prehnita.

Ens (1990) sugere que os elementos introduzidos nos granada-piroxênio escarnitos foram essencialmente Fe, Mg e Si, simultaneamente com a contaminação dos granitóides em Ca, e que as reações minerais ocorreram a temperaturas próximas de 600°C, pressões da ordem de 2 kbar, fCO₂ ≥ a 0,5, e condições inicialmente redutoras. Já os granada-wollastonita escarnitos seriam formados por fluidos pobres em Fe e ricos em Al e Si, ao reagirem com os mármore em temperaturas menores, entre 550°C e 450°C, sob condições predominantemente oxidantes.

Hipoteticamente, a formação seqüencial dos dois tipos de escarnitos poderia ser atribuída à distância entre cada tipo e os granitóides. Assim, os granada-salita escarnitos estariam situados junto ao contato entre os mármore e os granitóides e os granada-wollastonita mais distantes. Hoje, contudo, esta hipótese pode ser descartada, em razão da ocorrência de granada-wollastonita escarnitos também junto à zona de contato.

Assim, acredita-se que os dois tipos formaram-se ao mesmo tempo e na mesma faixa de temperatura. Neste caso, o controle sobre a sua diversidade seria exercido apenas pela natureza dos fluidos metassomáticos, predominando soluções silicosas ferromagnesianas na formação de granada-salita escarnitos, e silicosas alumino-magnesianas na de granada-wollastonita escarnitos.

OCORRÊNCIAS MINERAIS No interior do maciço há mineralizações diversas, desde disseminações pontuais de sulfetos a depósitos cubados de wollastonita e volfrâmio.

Veios de quartzo em fraturas de vários pontos das zonas de cisalhamento que cortam o batólito contém, em geral, disseminações localizadas de pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita e galena, associadas ou não. Há, no entanto, alguns filões constituídos por brechas com turmalina na Unidade Saltinho que possuem calcopirita e pirita e onde os teores de cobre podem alcançar até 0,1% (Mello *et al.* 1981).

Por outro lado, em uma zona cisalhamento situada na área central do batólito, ocorrem blastomilonitos com calcopirita, bornita e pirita, em disseminações e níveis maciços. Neste caso, os teores de cobre entre 0,2% e 0,4%.

Já na zona de cisalhamento do Bairro Pavão, a leste do maciço (Fig. 3), ocorrem mineralizações de fluorita em milonitos, veios de quartzo e bolsões de greisen. A mineralização é, em geral, constituída de fluorita roxa, amarela ou branca, disseminada, com teores de até 4% de CaF₂. Os greisens podem, localmente, conter agregados centimétricos a decimétricos maciços com mais de 80% de fluorita roxa.

As mineralizações mais significativas em granitóides não milonitizados ocorrem apenas na Fácies Cinza 3 e compreendem disseminações na rocha ou filmes em fraturas contendo pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita, marcassita e covelita, condicionantes de teores de até 300 ppm de Cu e de 0,1 % de MoO₃.

Já as ocorrências minerais nos escarnitos do maciço Itaoca são, normalmente, representadas por wollastonita, scheelita-powellita e molibdenita. Em apenas uma ocorrência observa-se a associação com mineralizações de cobre e ouro.

Há uma nítida dissociação entre os tipos das mineralizações mais importantes. Assim, os depósitos de scheelita-powellita se associam a corpos de granada-salita escarnitos, enquanto os de wollastonita aos granada-wollastonita escarnitos.

As concentrações de scheelita-powellita são agregados de minerais cinzentos (branco-azulados, à luz ultravioleta) com dois modos de ocorrência. Ora são finas disseminações de minerais submilimétricos, dispersos na matriz dos escarnitos salíticos, ora são agregados submilimétricos a subcentimétricos, concentrados nos níveis ricos em granada ou nas fraturas dessas rochas. A mineralização mais grossa, relativamente mais tardia (?), ocorre em endoescarnitos epidotíticos. 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 fraturas e níveis granadíferos.

Em granada-piroxênio escarnitos e, mais raramente, em endoescarnitos e hornfels calcissilicáticos metassomáticos associados, ocorrem teores inferiores a 0,1% a superiores a 2% de WO₃. Nos granada-wollastonita escarnitos, esses teores decrescem para menos de

Tabela 3 - Composição química (elementos maiores) das fácies do maciço Itaoca

Elementos (%)																	Fácies
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	BaO	F	S	CO ₂	H ₂ O ⁺	Total	
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
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	
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	
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	
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	
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	Cinza 2
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	
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	
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
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	
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
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	
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	Rósea 2
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	
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	
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	Rósea 3
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	
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	
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
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	
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	
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	
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	Rósca 5
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	
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	
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
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	
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	

Observações: Análises realizadas no Geolab/Geosol (Belo Horizonte, MG). Métodos: SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, TiO₂ e P₂O₅ - fluorescência de raios X; FeO e CO₂ - via úmida; Na₂O, K₂O, MnO - absorção atômica; F - eletrodo de íon específico; H₂O⁺ - gravimetria. Reprodutibilidade de resultados em amostras duplicatas com erro de ± 5%.

Tabela 4 - Composição química (elementos menores) das fácies do maciço Itaoca

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

Observações: Análises realizadas no Geolab/Geosol (Belo Horizonte, MG). Métodos: Cl, Ba, Sr, Th, Cs, S, Zr, Rb - fluorescência de raios X; U - fluorimetria; Pb, Zn, Li - absorção atômica; Nb, Sn, Mo, Y - espectrografia óptica de emissão quantitativa; W - colorimetria

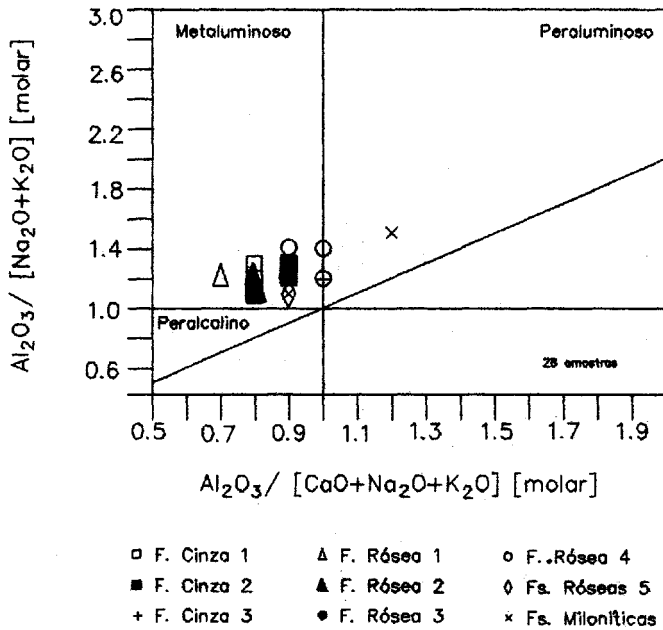


Figura 5 - índices de Shand em diagrama de Maniar & Piccoli (1989) para amostras das fades do maciço Itaoca.

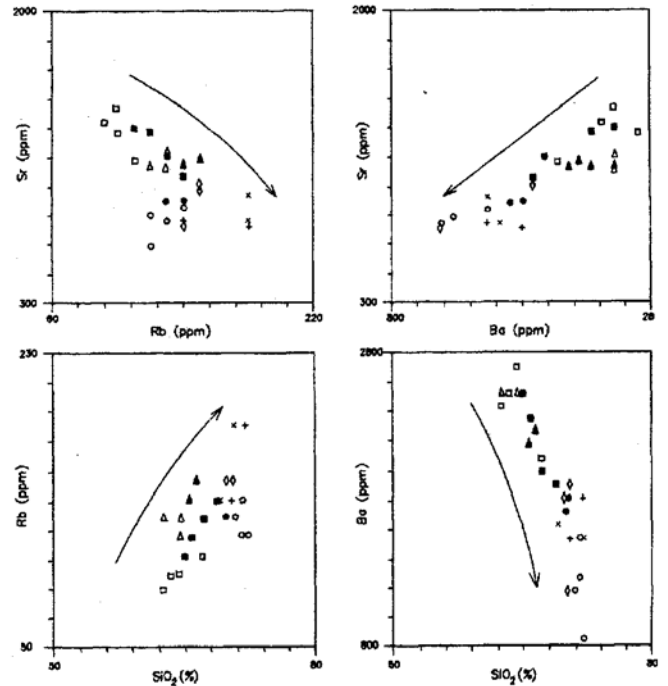


Figura 7 - Diagramas de variação de elementos traços, e elementos traço e silício nas fades do maciço Itaoca.

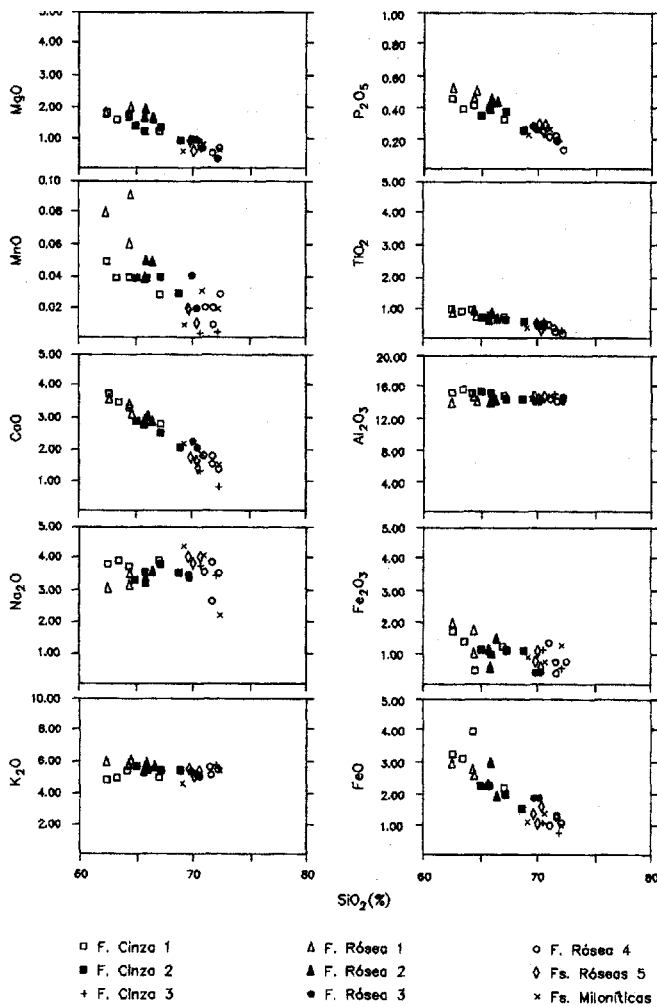


Figura 6 - Diagramas de variação de elementos maiores e silício nas fades do maciço Itaoca.

0,03% a 0,05% de WO_3 na rocha total, muito embora possam ocasionalmente alcançar até 0,9% de WO_3 . Teores de molibdeno podem ser desconsiderados nesse segundo caso, aumentando para até 0,5% de MoO_3 nos granada-salita escarnitos e hornfels calciossilicáticos metassomáticos. Nestas últimas rochas, em particular, os teores de molibdeno decorrem da própria scheelita-powellita e da presença relativamente comum de molibdenita.

Em ambos os tipos de escarnitos, conteúdos metálicos subordinados correspondem a disseminações localizadas de sulfetos (calcopirita, bornita, pirita, ± molibdenita), e carbonates supérgenos (malaquita, azurita) e ouro. Quando presentes, os teores se restringem a trechos centimétricos de escarnito, onde são medidos até 4% de Cu e 11 ppm de Au. O ouro é, em geral, detectado apenas por análise química, devendo estar contido na estrutura dos sulfetos. Podem, porém, ser visto na forma livre em zonas de alteração supérgena intensa.

As concentrações wollastonita equivalem a agregados fibrorradiados milimétricos ou acículas submilimétricas a milimétricas distribuídos nos granada-wollastonita escarnitos, onde alcançam teores médios de 45%. Ocorrem também bolsões ricos de wollastonita de segunda geração (?), onde o mineral atinge teores até 80%. Estes bolsões são constituídos por agregados milimétricos a centimétricos, cinza-esbranquiçados, de wollastonita fibrorradiada associada à granada e à vesuvianita.

O maciço possui uma reserva medida de 115 000t de minério com teor médio de 0,3% de WO₃, cerca de 850.000 t de escarnitos com 450.000 t de wollastonita contida.

As várias ocorrências minerais podem, portanto, ser sistematizadas da seguinte forma: (1) sulfetos de cobre, molibdênio e chumbo (± pirita ± pirrotita) em veios de quartzo, (2) fluorita em veios de quartzo ou filões de greisens, (3) sulfetos de cobre e molibdênio (± pirita ± pirrotita ± marcassita) em granitóides e milonitos derivados, e (4)

wollastonita e scheelita-powellita e (± calcopirita ± bornita ± molibdenita ± pirita ± pirrotita ± malaquita ± azurita ± ouro) em escarnitos.

IDADES Dados radiométrico em rocha total de granitóides da Unidade Saltinho (Tabela 5) forneceram uma idade Rb/Sr de 626 ± 27 Ma para a fácies Rósea 2 (R.I. = 0,710-0,711), considerada como aproximadamente a do Maciço Itaoca.

Por outro lado, os dados radiométricos das mineralizações de fluorita em filões da zona de cisalhamento do Pavão (leste do maciço, Fig. 3), permitem especular sobre a idade do evento cisalhante. A partir do método de Ruiz *et al.* (1984), a razão inicial média de 0,7114 dessas fluoritas (minerais sem Rb), pode ser considerada como a razão inicial dos isótopos do elemento no sistema mineralizado, e as razões ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr dos granitóides hidrotermalizados encaixantes, como as composições isotópicas atuais do sistema. Isto permite calcular a idade da mineralização e do cisalhamento em 520 ± 30 Ma (Tassinari & Mello 1994). Isto é compatível com o intervalo de idades admitido para os eventos de transcorrência regionais e que teriam reajustado o sistema isotópico na passagem do Proterozóico ao Fanerozóico.

Por sua vez, as idades Pb/Pb obtidas em galena de veios de quartzo alojados em fraturas do maciço apresentam idades da ordem de 1.400 Ma (Tabela 6), que são destituídas de significado temporal, por serem mais antigas que o batólito.

O MACIÇO ITAOCA NO CONTEXTO GEOLÓGICO E EVOLUTIVO REGIONAL Com base na semelhança de litotipos, e considerando que a faixa de ocorrência do maciço Itaoca foi submetida a uma tectônica de cavalgamentos sucessivos e aloctonia nas encaixantes, é possível relacionar as formações Passa Vinte e Gorutuba, do topo do Subgrupo Lajeado, com a Formação Água Clara, do embasamento desta unidade. O estilo tectônico permite, ainda, correlacionar as formações Betari, Água Suja e Serra da Boa Vista. Assim, o empilhamento dessas últimas unidades em horizontes estratigráficos aparentemente distintos resultaria de imbricação tectônica, o que se coaduna com a semelhança litológica e ordem estratigráfica interna descritas por Hasui *et al.* (1984). Estas inferências acerca das encaixantes do Maciço Itaoca constam da coluna estratigráfica da Tabela 1.

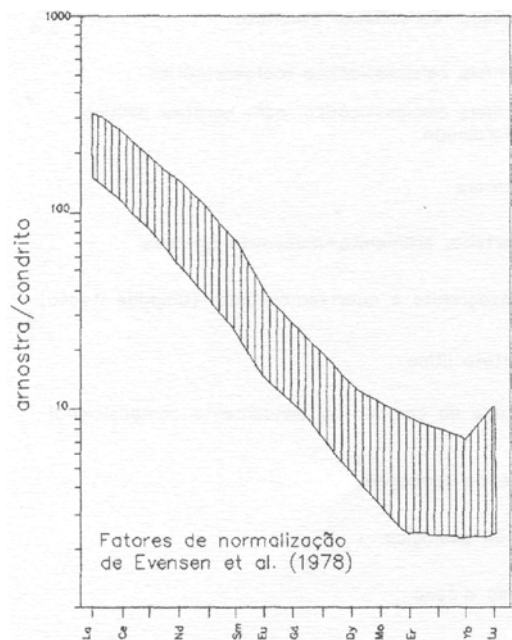


Figura 8 - Padrão da variação de elementos Terras Raras nas fadas do maciço Itaoca.

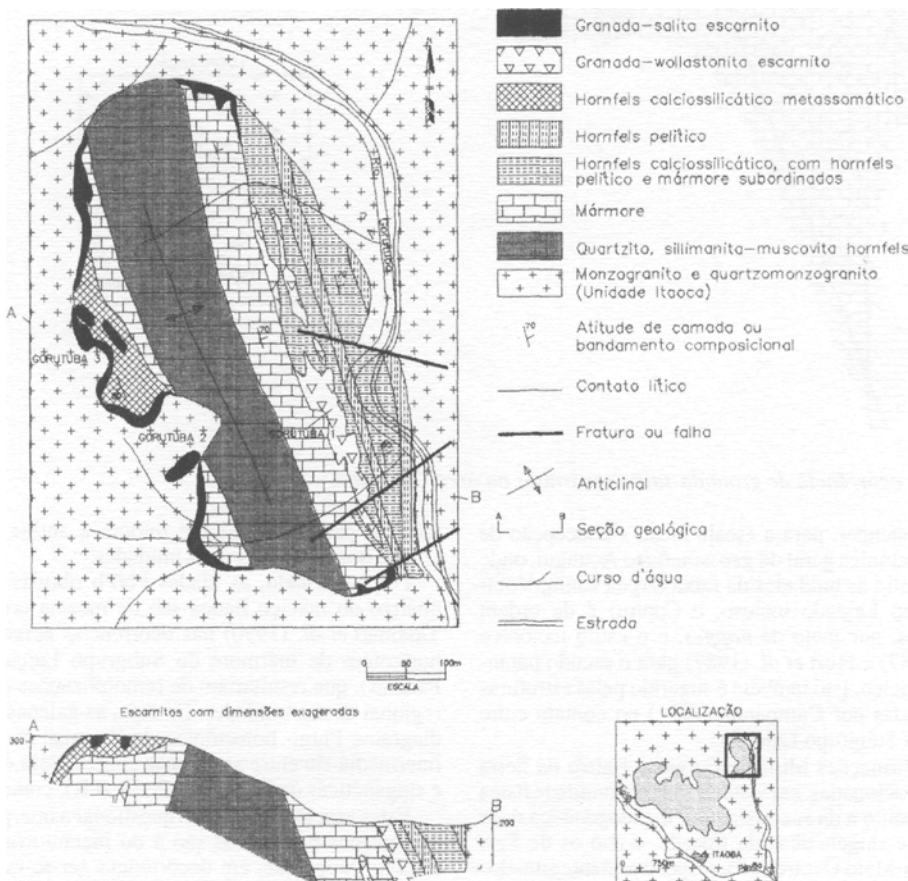


Figura 9 - Geologia da área Gorutuba, parte central do maciço Itaoca.

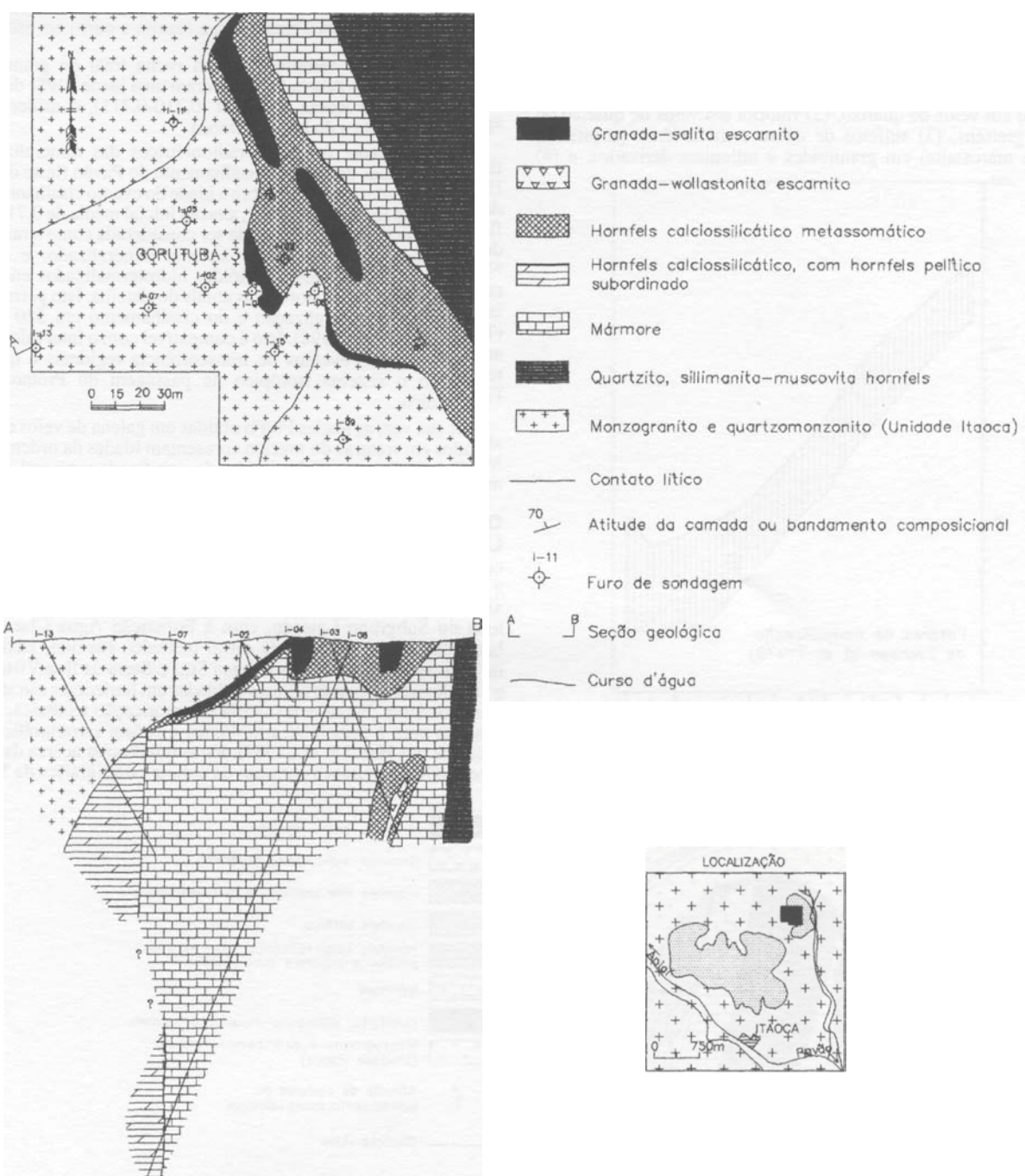


Figura 10 - Geologia da ocorrência de granada-salita escarnitos na área Gorutuba.

A hipótese permite estender, para a escala local, a concepção de Ebert (1971) acerca da tectônica geral do *geossinclíneo* Açungui, onde se prevê que a relação entre as unidades da faixa (Água Clara, Votuverava, com o Subgrupo Lajeado incluso, e Capiru) é de ordem essencialmente estrutural, por meio de *nappes*, e o estilo tectônico proposto por Soares (1987) e Fiori *et al.* (1987) para o escudo paranaense exposto a sul do maciço. Isto também é sugerido pelas estruturas de cavalgamento mapeadas por Campanha (1991) no contato entre algumas das unidades do Subgrupo Lajeado.

Adicionalmente, as formações Mina de Furnas e Bairro da Serra também podem ser correlacionadas, em vista de sua continuidade física na borda sudoeste do batólito e da sua assinatura metalogenética dada por depósitos similares e singenéticos de fluorita, como os de Sete Barras (PR) e de Salinho-Mato Dentro (SP), respectivamente situados nas bordas sul e oeste do maciço. Isto já fora defendido por Campos Neto (1983b) e Pires (1990) com base em outros argumentos estru-

turais e paleoambientais e retoma a antiga concepção de Barbosa (1941) quanto a estas duas unidades.

Por outro lado, as idades Pb/Pb obtidas em galena de veios de quartzo do maciço Itaoca são de mesma ordem que as obtidas por Tassinari *et al.* (1990) nas ocorrências epigenéticas de chumbo dos horizontes de mármore do Subgrupo Lajeado (minas de Furnas e Panelas), que resultariam de remobilizações durante o metamorfismo regional destas unidades. De fato, as galenas do batólito ocupam, no diagrama Plum- botectônico de Zartman & Doe (1981), um campo intermediário entre as galenas epigenéticas dos depósitos de Panelas e singenéticas da Formação Perau (PR), como mostra a figura 12.

Estes aspectos permitem questionar a interpretação de que as idades das galenas de Panelas são a do metamorfismo das encaixantes do maciço Itaoca que, em decorrência, ter-se-iam depositado no Mesoproterozóico, como proposto por Tassinari *et al.* (1990), hipótese utilizada em alguns dos artigos que procuram interpretar a evolução

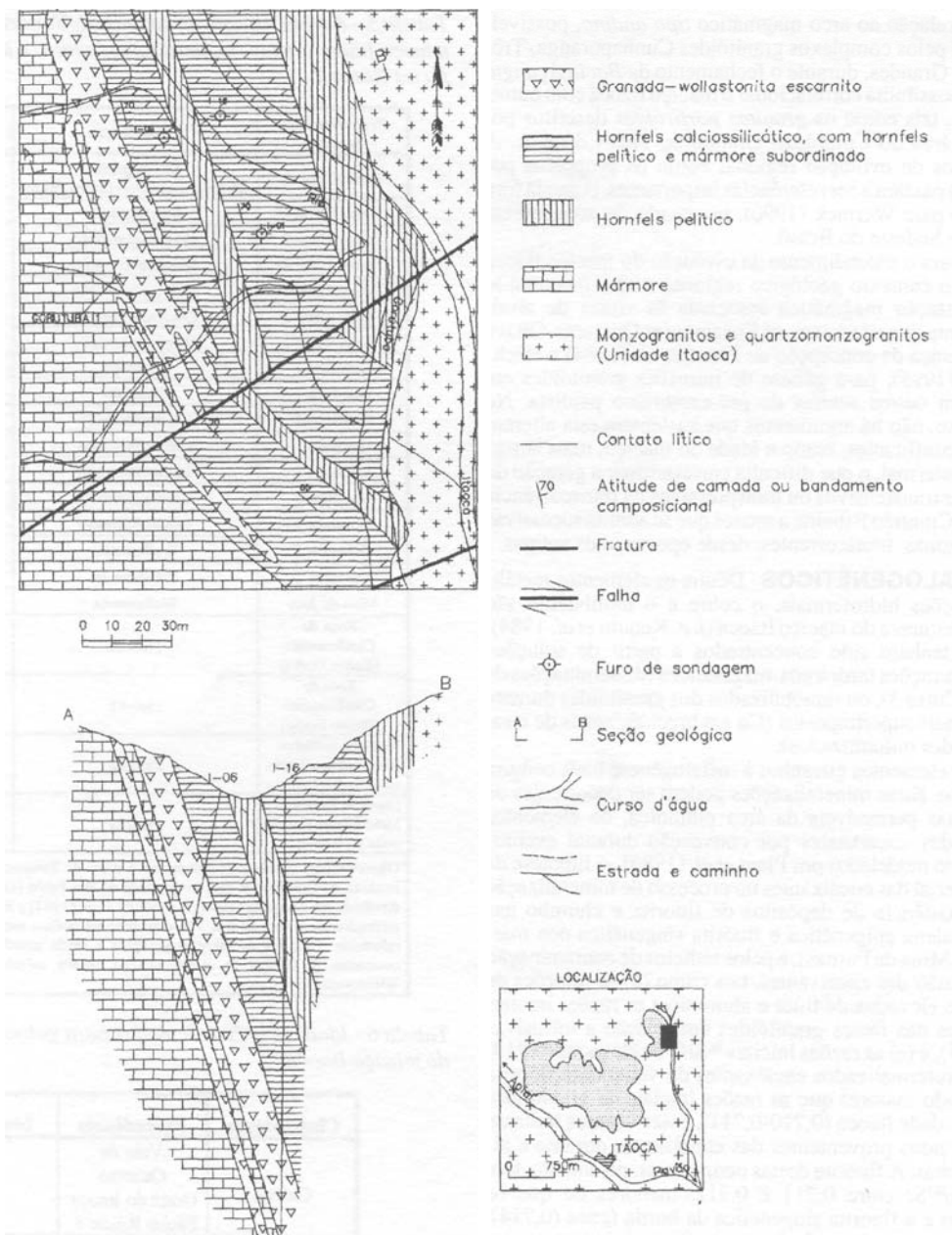


Figura 11 - Geologia da ocorrência de granada-wollastonita escarnitos na área Gorutuba.

geológica do Vale do Ribeira (Campanha 1991, Gimenez Filho 1993, Poidevin *et al* 1997).

De modo alternativo, é possível considerar que as mineralizações epigenéticas de chumbo do Vale do Ribeira, localizadas nos mármore do Subgrupo Lajeado, sejam mais jovens do que indicado pelos dados geocronológicos. Neste caso, esta resultariam de remobilizações, durante o Neoproterozóico (Brasili-ano), das mineralizações tipo Perau, datadas em cerca de 1.700 Ma (Tassinari *et al.* 1990). Assim, por razões a ser investigadas, as datações das mineralizações epigenéticas, independente da natureza das encaixantes (ver o caso do maciço Itaoca), estariam registrando valores intermediários entre a idade das mineralizações primárias (Perau), e a da remobilização brasileira.

Esta hipótese também é uma alternativa para compreender a origem dos depósitos tipo Pannels, já que estes, pelo menos sua ambiência (poderia se alegar que as demais características teriam sido mascaradas por metamorfismo regional), parecem não se enquadrar nos modelos clássicos de depósitos sedimentares de chumbo em rochas carbonáticas, seja do tipo *Mississippi Valley*, ou do tipo *Irlanda*, como descritos, por exemplo, por Badham (1981).

Os argumentos apresentados e a correlação da evolução geológica do Vale do Ribeira com modelos postulados para regiões adjacentes (*i. e.* Giuliani 1993J permitem interpretar o maciço Itaoca como uma

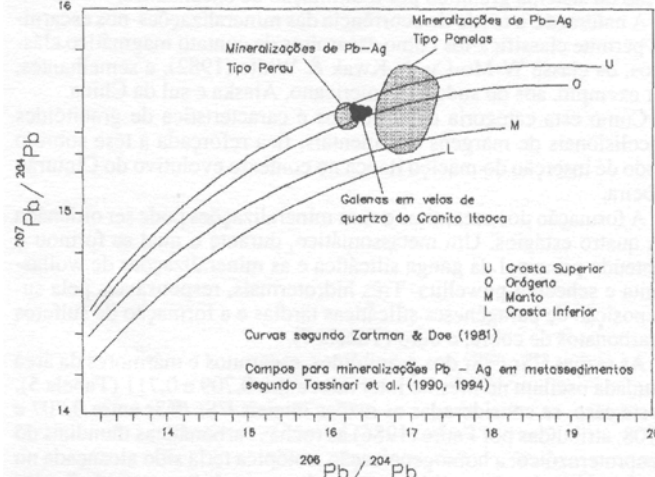


Figura 12 - Distribuição de razões isotópicas de chumbo nas galenas de veios de quartzo do maciço Itaoca e das minas do Perau e Pannels em diagrama de plumbotectônica.

intrusão tardia em relação ao arco magmático *tipo andino*, possivelmente representado pelos complexos granitóides Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, durante o fechamento da *Bacia Açungui* no Brasileiro. Isto possibilita correlacionar o maciço Itaoca com outras intrusões da região, tais como os *granitos porfiróides* descritos por Gimenez Filho na área do Complexo Granitóide Três Córregos. A partir disto, modelos de evolução regional como os propostos por 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.

Outra hipótese para o entendimento da evolução do maciço Itaoca e da sua inserção no contexto geológico regional, seria considerá-lo como uma manifestação magmática associada às zonas de cisalhamento transcorrente que o ladeiam, os lineamentos Quarenta-Oitava e Ribeira, à semelhança da concepção de Ebert *et al.* (1984) e Hack-sparker & Godoy (1995), para gênese de intrusões granitóides em situação similar, em outros setores do pré-cambriano paulista. No momento, no entanto, não há argumentos que sustentem esta alternativa, e há aspectos conflitantes, como a idade do maciço, mais antiga que o evento dinamotermal, o que dificulta correlacionar a geração do maciço com regimes transpressivos ou transpressivos da transcorrência neoproterozóica do Cinturão Ribeira, a menos que se admita sucessivas reativações dessas zonas transcorrentes, desde épocas mais antigas.

MODELOS METALOGENÉTICOS Dentre os elementos metálicos das mineralizações hidrotermais, o cobre e o molibdênio são compatíveis com a natureza do maciço Itaoca (*i. e.* Kequin *et al.* 1984), o que sugere que tenham sido concentrados a partir de soluções residuais durante alterações tardi após-magmáticas (disseminações de Mo-Cu nas Fácies Cinza 3), ou remobilizados dos granitóides durante eventos dinamotermiais superimpostos (Cu em brechas, zonas de cisalhamento e granitóides milonitizados).

Já o Pb e o F são elementos estranhos à metalogênese mais comum a este tipo de maciço. Estas mineralizações podem ser decorrentes da migração, para zonas permeáveis da área plutônica, de elementos carregados a partir das encaixantes por convecção durante eventos dinamotermiais, como modelados por Plant *et al.* (1983). A hipótese da participação de material das encaixantes no processo de mineralização é reforçada pela existência de depósitos de fluorita e chumbo nas rochas regionais (galena epigenética e fluorita singenética nos mármores da Formação Mina de Furnas, e pelos indícios de contaminação do maciço por digestão das encaixantes, tais como (a) as relações de campo, (b) os teores elevados de flúor e alumínio e as razões iniciais $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ aumentadas nas fácies granitóides em relação a intrusivas Tipo I (Tabelas 3 e 5), e (c) as razões iniciais $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ elevadas (0,719) nos granitóides hidrotermalizados encaixantes de veios com fluorita (Bairro Pavão). Sendo maiores que as razões iniciais de granitóides não alterados da Unidade Itaoca (0,710-0,711), esses últimos indicam a participação de fluidos provenientes das encaixantes durante a alteração daquelas rochas. A fluorita destas ocorrências, no entanto, têm razões iniciais $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ entre 0,711 e 0,712, menores do que os granitóides alterados e a fluorita singenética da borda ígnea (0,714), indicando que não ocorreu transferência de flúor diretamente das rochas regionais para a zona de cisalhamento e conseqüente contaminação do sistema granítico por assimilação de encaixantes.

A natureza e o modo de ocorrência das mineralizações nos escarnitos permite classificá-los como escarnitos de contato magmático clássicos, da classe W-Mo-Cu de Kwak & White (1982), e semelhantes, por exemplo, aos do sudoeste americano, Alaska e sul da China.

Como esta categoria de depósitos é característica de granitóides sincollisionais de margens continentais, fica reforçada a tese sobre o modo de inserção do maciço Itaoca no contexto evolutivo do Cinturão Ribeira.

A formação dos escarnitos e suas mineralizações pode ser ordenada em quatro estágios. Um metassomático, durante o qual se formou o conteúdo principal da ganga silicática e as mineralizações de wollastonita e scheelita-powellita. Três hidrotermais, responsáveis pela superposição de paragênese silicáticas tardias e a formação de sulfetos e carbonatos de cobre, e ouro (Tabela 7).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides, escarnitos e mármores da área estudada oscilam no mesmo intervalo, entre 0,709 e 0,711 (Tabela 5). Neste caso, se consideradas as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,707 e 0,708, atribuídas por Faure (1986) às rochas carbonáticas mundiais do Neoproterozóico, a homogeneização isotópica teria sido alcançada no nível ditado pelos granitóides, ocorrendo aporte de Sr a partir de fluidos provenientes das intrusões. Mecanismo semelhante foi verificado mediante estudos isotópicos sistemáticos em exemplos de escarnitos de contato com W do Japão (Nakano *et al.* 1990).

Tabela 5 - Razões isotópicas iniciais Rb/Sr para minerais e rochas do maciço Itaoca e suas encaixantes próximas, e idade calculada para a fácies Rósea 2.

Procedência da Amostra	Classificação	Idade (Ma) e/ou Razão Inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Fácies Cinza 1	Monzogranito (Hidrotermalizado - Bairro Pavão)	0,71922 ± 0,00014
Fácies Cinza 3	Monzogranito	0,71090 ± 0,00052
Fácies Rósea 2	Quartzomonzonito	626 ± 27 0,70997 ± 0,00016 (MSWD = 3,914)
Fácies Rósea 2	Quartzomonzonito	
Fácies Rósea 2	Quartzomonzonito	
Fácies Rósea 2	Quartzomonzonito	
Gorutuba 1	Escarnito	0,71101 ± 0,00006
Gorutuba 1	Escarnito	0,71083 ± 0,00008
Gorutuba 1	Calcita/Escarnito	0,71028 ± 0,00012
Gorutuba 1	Calcita/Escarnito	0,71099 ± 0,00011
Gorutuba 1	Calcita/Escarnito	0,71037 ± 0,00006
Gorutuba 1	Calcita/Mármore	0,71004 ± 0,00006
Gorutuba 1	Calcita/Mármore	0,71071 ± 0,00009
Gorutuba 1	Wollastonita	0,70931 ± 0,00006
Gorutuba 1	Wollastonita	0,70921 ± 0,00006
Mina do Juca	Wollastonita	0,70926 ± 0,00008
Zona de Cisalhamento (Bairro Pavão)	Fluorita	0,71156 ± 0,00013
Zona de Cisalhamento (Bairro Pavão)	Fluorita	0,71120 ± 0,00008
Depósito Salinho-Mato-Dentro (borda oeste do Itaoca)	Fluorita	0,71414 ± 0,00011
Depósito Salinho-Mato-Dentro (borda oeste do Itaoca)	Fluorita	0,71460 ± 0,00005

Observações: Análises realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CpGeo-IGUSP). Método detalhado em Torquato (1974), Kawashita *et al.* (1983) e Sato *et al.* (1995). Erros estimados da ordem de 2 a 3%, com base na análise simultânea de padrões de referência. Cálculos de diluição isotópica e idade isocrônica utilizaram-se das constantes de Steiger & Jäger (1978). Idades calculadas pelo método de Williamson (1968).

Tabela 6 - Idades Pb/Pb calculadas para galenas em veios de quartzo do maciço Itaoca.

Classificação	Procedência	Idade (Ma)
Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	1.446
Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	1.425
Galena	Veio de Quartzo Leste do Itaoca Fácies Cinza 1	1.497
Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	1.422
Galena	Veio de Quartzo Oeste do Itaoca Fácies Rósea 3	1.422

Observações: Análises realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CpGeo-IGUSP). Análise espectrométrica detalhada em Sato *et al.* (1995). Precisão analítica aferida por padrões internacionais, conforme descrito por Tassinari *et al.* (1990), com erros da ordem de 0,01%. Idades calculadas com base no modelo de Stacey & Kramers (1975).

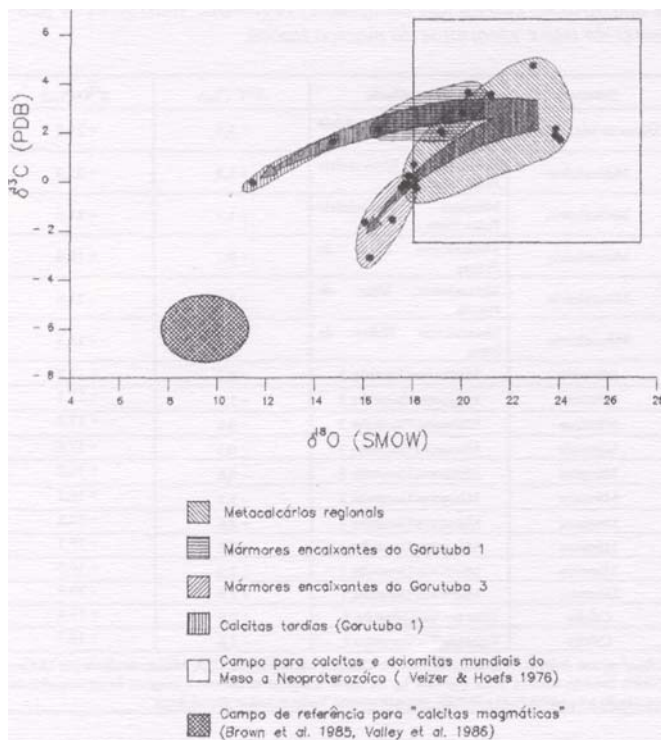


Figura 13 - Campos de variação $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, e linhas de racionamento isotópico de calcita das encaixantes metacalcárias, mármores de pendentes do teto e escarnitos do maciço Itaoca.

Por outro lado, as Tabelas 8 e 9 mostram, respectivamente, os resultados analíticos de isótopos de carbono e oxigênio em rochas e calcitas das encaixantes metacalcárias da borda do batólito, mármores e escarnitos do maciço Itaoca, e isótopos de oxigênio em silicatos dos escarnitos da área. A Figura 13 exhibe os campos de variação $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ nas amostras analisadas. Na figura, também constam o campo de variação isotópica de carbono e oxigênio em rochas carbonáticas do Meso e Neoproterozóico definido por Veizer & Hoefs (1976), e o campo de variação de calcitas magmáticas, equivalente à composição isotópica teórica de calcitas em equilíbrio, a 600°C, com magmas calci-alcalinos formadores dos escarnitos de Pine Creek, EUA (Brown *et al* 1985) e à de calcitas primárias de granitos analisados por Deines & Gold (1969) na região de Montreal, Canadá. Também foi incluído o resultado de uma análise realizada por Bettencourt *et al.* (1992) em metacalcário da Formação Mina de Furnas, compatível com os resultados aqui obtidos em amostras de metacalcários da borda do maciço.

Os resultados mostram que há dois *trends* de fracionamento isotópico. Um relacionado aos *protólitos* metacalcários da borda do maciço, mármores associados aos granada-wollastonita escarnitos da área Gorutuba (corpo Gorutuba 1, Figuras 9 e 11) e às calcitas tardias dos escarnitos. Outro relacionado às encaixantes e aos mármores dos granada-salita escarnitos (corpos Gorutuba 2 e 3, Figuras 9 e 10). Este se distingue do primeiro por um fracionamento maior, com valores menores nos escarnitos. Ambas as rotas de fracionamento estão afastadas do campo das calcitas magmáticas, embora evoluam no mesmo sentido.

Considerando as características geológicas da área Gorutuba, é possível supor que o principal condicionante da diferença de fracionamento entre os dois *trends* seja a distância ao contato ígneo, maior nos mármores do Gorutuba 1 que nos do Gorutuba 3.

Assim, no maciço Itaoca, parece repetir-se o padrão observado em auréolas de contato granitóide, caracterizadas pelo maior empobrecimento em $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ à medida em que aumenta a ação térmica da intrusão (Valley *et al* 1986), a partir de processos diferenciados de volatilização (descarbonatação, desidratação), infiltração e mistura de fluidos, e desequilíbrios nas condições de pressão e temperatura durante a evolução do metamorfismo de contato (*i.e.* Layne *et al* 1991, Valley *et al* 1986).

Tabela 7 - Estágios de formação das paragéneses e mineralizações dos escarnitos do maciço Itaoca.

Estágio	Magmático 1 (> 650 - 600 °C)	Metassomático 2 (600 - 550 °C)	Hidrotermal Hipogênico		Hidrotermal Supergênico 5 (< 80 °C ?)
			3 (550 - 450 °C)	4 (450 - 80 °C ?)	
Eventos	Metamorfismo isoquímico de contato (desenvolvimento de hornfels, recristalização de mármores)	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.		Alterações das mineralizações metálicas.
Mármore	calcita + diopsídio ± quartzo		tremolita ± flogopita		
Escarnito	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
	Tipo Gorutuba 1	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

O fracionamento diferenciado entre os tipos de escarnito e a dispersão de valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não evidenciam equilíbrio de fluidos nos sistemas granitóide-mármore-escarnito, o que poderá ter ocorrido apenas localmente ao longo das linhagens isotópicas individuais, como sugerem alguns resultados próximos registrados nos mármore do Gorutuba 3. Isto também é indicado por valores uniformes de $\delta^{18}\text{O}$ em alguns silicatos (Tabela 9).

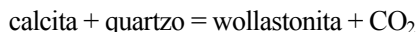
O afastamento dos extremos isotópicos mais empobrecidos em relação ao campo da calcita magmática sugere a forte predominância, durante o metassomatismo que gerou os escarnitos estudados, de água metamórfica proveniente do pacote metassedimentar. O empobrecimento isotópico em relação ao campo ígneo, no entanto, sugere também a participação, mas subordinada, de água magmática no processo, o que se coaduna com a hipótese de homogeneização isotópica de estrôncio no sistema em nível ditado pelas intrusivas. Em Pine Creek (EUA), o decréscimo de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos escarnitos em relação aos protólitos metacalcários, é atribuído a um processo semelhante (Valley *et al.* 1986).

Água meteóricas parecem não ter participado das fases ígnea, metassomática e hidrotermal de formação dos escarnitos, em vista dos elevados valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonates analisados. Contudo, a sua presença não pode ser descartada, antes da obtenção e da avaliação de dados isotópicos de deutério (δD) em silicatos hidratados do sistema mármore-escarnito.

A questão da fonte dos elementos metálicos concentrados em escarnitos de contato magmático é, em geral, complexa (Einaudi *et al.* 1981, Kwak 1987). No caso estudado, supõem-se que os granitóides podem ser a fonte principal de W, Mo e Cu dos escarnitos. Isto é indicado pela (a) coincidência entre a natureza do batólito, sua vocação metalogenética e o tipo de mineralizações metálicas dos escarnitos, a partir de modelos como os de Einaudi *et al.* (1981), Kwak & White (1982), Kequin *et al.* (1984) e Kwak (1987); (b) a aparente ausência, na região, de rochas ricas em W ou mesmo de depósitos, vulcanossedimentares do elemento; (c) a capacidade mineralizante do maciço em relação ao cobre e molibdênio em metassomatitos e milonitos, e (d) embora não conclusiva, a possível participação de fluidos magmáticos na formação dos escarnitos da área, sugerida pelos dados isotópicos.

Este modelo metalogenético viabiliza a existência de depósitos disseminados de Mo e Cu em cúpulas não erodidas de granitóides e concentrações de W em greisens, sob as raízes dos pendentes do teto.

Já a formação da wollastonita (CaSiO_3) é tipicamente resultante de decarbonatação dos mármore matrizes dos escarnitos da área. O mineral forma-se mediante a reação:



A uma pressão da ordem de 2 kbar durante a formação dos escarnitos, com CO_2 na fase fluida em torno de 0,5 Kbar, como estimado por Ens (1990) durante a fase inicial do processo metassomático (Estágio 2 da Tabela 7) a wollastonita deve ter se formado a uma temperatura da ordem de 600°C, compatível com a estabilidade do mineral (Winkler 1977).

Mantidos os demais fatores, a formação da wollastonita é favorecida pela diminuição da $f\text{CO}_2$ na fase fluida (Winkler 1977). Deste modo, seja por aumento da quantidade de H_2O volátil, seja pelo escape de $f\text{CO}_2$, poderiam ser criadas condições mais propícias à formação do mineral, ainda que localizadas. Na área estudada, a associação de corpos mais ricos em wollastonita com fraturas ou zonas de falha sugere que a formação do mineral também foi favorecida pela diminuição da $f\text{CO}_2$. A ocorrência de bolsões de wollastonita maciça estaria associada a um segundo estágio de geração mineral (wollastonita 2), o que explicaria, também, a presença de veios de wollastonita em fraturas dos escarnitos com wollastonita mais comuns.

Por outro lado, uma vez que os pendentes do teto com escarnitos são semelhantes a uma parte da coluna estratigráfica das rochas metassedimentares da borda do maciço, é possível correlacionar os hornfels calcissilicáticos, pelíticos, mármore e hornfels básicos com as rochas das formações Passa Vinte, Gorutuba e o Gabro de Apiaí, aflorantes a norte do plúton.

Considerando, além disso, que as formações Passa Vinte e Gorutuba foram correlacionadas à Formação Água Clara, pode-se formular um modelo hipotético para a formação dos escarnitos do Vale do Ribeira.

Assim, postula-se que as seqüências calcissilicáticas e os mármore da Formação Água Clara sejam os horizontes determinantes para a formação dos escarnitos e, portanto, guias para a prospecção desses corpos. Em pelo menos dois locais, um no contato com o granitóide São Sebastião, na barra do rio Açungui (PR) e outro no Santa Blandina,

Tabela 8 - Resultados das análises isotópicas de carbono e oxigênio de amostras de calcita das encaixantes regionais, mármore de pendentes do teto e escarnitos do maciço Itaoca.

Natureza	Procedência	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Mármore/Metacalcário	Mármore/Passa Vinte Metacalcário	+ 3,5	+ 21,2
Metacalcário	Mármore/Passa Vinte Metacalcário	+ 1,8	+ 23,9
Metacalcário	Mármore/Passa Vinte Metacalcário	+ 1,7	+ 24,0
Metacalcário	Metacalcário Mina de Furnas	+ 0,7	+ 18,0
Metacalcário	Metacalcário Mina de Furnas	+ 2,1	+ 23,8
Metacalcário	Metacalcário Bairro da Serra	- 0,3	+ 18,1
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	- 0,1	+ 17,7
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	- 1,5	+ 17,1
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	- 0,2	+ 17,5
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	+ 0,2	+ 17,8
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	- 0,6	+ 16,0
Mármore	Mármore/Gorutuba 3	- 3,1	+ 16,2
Mármore	Mármore/Gorutuba 1	+ 3,6	+ 20,2
Mármore	Mármore/Gorutuba 1	+ 2,0	+ 19,1
Mármore	Mármore/Gorutuba 1	+ 2,2	+ 16,5
Mármore	Mármore/Gorutuba 1	+ 2,8	+ 20,0
Calcita	Veios tardios/Gorutuba 1	+ 0,0	+ 11,4
Calcita	Veios tardios/Gorutuba 1	+ 1,6	+ 14,7

Observações: Análises realizadas no laboratório Geocron, Massachusetts, USA. Método detalhado por McCrea (1950). Precisão analítica maior que 0,08 ‰. As razões isotópicas de carbono e oxigênio foram normalizadas em relação aos padrões PDB e SMOW, respectivamente. Todas as rochas são calcíticas.

Tabela 9 - Resultados das análises isotópicas de oxigênio em silicatos dos escarnitos do maciço Itaoca.

Natureza	Procedência	$\delta^{18}\text{O}$
Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 10,1
Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 10,5
Salita	Escarnito Gorutuba 3	+ 11,4
Granada	Escarnito Gorutuba 3	+ 8,9
Granada	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,5
Granada	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,1
Wollastonita (fina)	Escarnito Gorutuba 1	+ 8,6
Wollastonita (grossa)	Escarnito Mina do Juca	+ 9,6
Wollastonita (grossa)	Escarnito Mina do Juca	+ 9,9

Observações: Análises realizadas no laboratório Geocron, Massachusetts, USA. Método detalhado por Taylor Júnior & Epstein (1963) e Garlick & Epstein (1967).

na região de Itapeva (SP) ocorrem escarnitos em seqüências calcissilicáticas e mármore atribuídos à Formação Água Clara. Em ambos os casos, os escarnitos são idênticos, em constituição e mineralização cuprífera, aos dos pendentes de teto em Itaoca. Isto condiz com a ausência de escarnitos no contato do maciço Itaoca com metacalcários das formações Bairro da Serra e Minas de Furnas.

Em vista disto, conclui-se que os escarnitos do Vale do Ribeira são corpos *stratabound* associados com mármore e rochas calcissilicáticas da Formação Água Clara, embora a concentração de seus principais conteúdos metálicos possivelmente estejam subordinados à especialização dos granitóides com os quais façam contato.

Agradecimentos À Fundação de Auxílio à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP pelo auxílio financeiro aos trabalhos de campo e análises geoquímicas (Projeto 89/3.823-7). À Agência Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP pelo auxílio financeiro às análises isotópicas e editoração da Tese de Doutorado (Projeto 0772/92). Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT pela oportunidade dada ao primeiro autor deste trabalho em realizar o doutorado. Ao Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo empenho na obtenção de dados geocronológicos e auxílio na interpretação de parte destas informações.

Referências

- 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 Doutorado).
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- Bettencourt, J. S.; Daitx, E. C.; Moreira, M. Z.; Matsui, E. M. 1990. *Estudo Isotópico de métodos $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, $De^{34}S/^{32}S$ 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).
- 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.
- 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 Doutorado).
- Campanha, G. A. da C.; Bistrichi, C. A.; Almeida, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3. Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p. 725-742.
- Campanha, G. A. da C.; Gimenez Filho, A.; Sadowski, G. R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 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. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 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 1:50000), 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).
- Chiodi filho, C.; Santos, J. F.; Soares, P. C.; Moretzsohn, J. S. 1989. Estudo de elementos terras-raras para caracterização e avaliação metalogênica de granitóides no escudo paranaense. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2. Rio de Janeiro, 1989. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. p. 487-498.
- Daitx, E. C.; Teixeira, W.; Zanardo, A. 1990. Geologia e geocronologia do metagabro de Apiaí, Vale do Ribeira, São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. *Boi. Rés...* Natal, SBG. p. 341.
- 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.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geolog. Rundsch.*, 76:41-50.
- Eert, M. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "Geossinclíneo Açungui". In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG. p. 131-146.
- Ebert, H. D.; Arthur, A. C.; Chemale Júnior, 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 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 Metallurgy. 242 p.
- Einaudi, M. T.; Meinert, L. D.; Newberry, R. J. 1981. Skarn deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume: 317-391.
- Elliot, J. E. 1982. Model for contact metamorphic tungsten/cooper/gold deposits. In: *Characteristics of mineral deposits occurrences*. 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).
- 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, John Wiley & Sons. 589 p.
- Fiori, A. P.; Fassbinder, E.; Gois, J. R.; Fumagalli, C. E. 1987. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3. Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v. 1, p. 183-196.
- Garlick, D. G. & Epstein, S. 1967. Oxygen isotope 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).
- 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.*, 47:113-130.
- 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.*, 47:459-476.
- Hackspacher, P. C. & Godoy, A. M. 1995. Transensional/Transpressional Tectonic and Plutonic Rock Emplacement: The Calc- to Alkaline Granites of the Ribeira Belt, Brazil. In: Symposium 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.; Carneiro, C. D. R.; Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira Folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5:254-267.
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.6, p. 2594-2608.
- Hasui, Y.; Cremonini, O. A.; Born, H. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porções adjacentes do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3297-3306.
- IUGS - International Union of Geological Sciences. 1973. Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous 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., *Precambrian Granitoids-Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny*. *Precambrian Res.*, 51:351-374.
- JICA - Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan. 1981. *Report geological survey of Anta Gorda; phase I*. 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.
- Juliani, C. 1993. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogênicos 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 Doutorado).
- 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.; Sshouyan, J. 1984. Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in south china. In: International symposium on geology of granitoid and their metallogenetic relation. Nanjing, 1982. *Proceedings...* Nanjing, Science Press, p. 1-31.
- Kwak, T. A. P. 1987. *W-Sn skarn deposits and related metamorphic skams and granitoids*. Amsterdam, Elsevier. 451 p. (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.*, 32:339-351.
- Lameyre, J. & Bowsen, 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.; Fúlfraro, V. J. 1975. Análise de agrupamentos aplicada ao estudo geoquímico do granito Itaoca. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Porto Alegre, 1975. *Anaw.-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, Oxygen, Hidroxen, and Sulphur Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, 86:48-65.
- McCrea, J. M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18:849.
- Melcher, G. C.; Gomes, C. B.; Cordani, U. G.; Bettencourt, J. S.; Damaceno, 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. 1995. *Geologia e aspectos metalogênicos do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR*. São Paulo. 168p. (USP, Instituto de Geociências. Tese de Doutorado).
- Mello, I. S. de C. & Silva, R. B. da. 1984. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 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 metalogênicos do batólito Itaoca, Vale do Ribeira (São Paulo e PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v.2, p. 209.
- Mello, I. S. de C.; Silva, R. B. da; Goraieb, C. L. 1985. As mineralizações de tungstênio (scheelite) nos granitóides de Itaoca (SP). In: Simpósio Regional de Geologia, 5. São Paulo, 1985. *Ata...* 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: Simpósio Regional de Geologia, 3. Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba: SBG, v.1, p. 82-93.
- Nakano, T.; Shimazaki, H.; Shimizu, M. 1990. Stoncium Isotope Systematics and Metallogenesis of Skarn Deposits in Japan. *Econ. Geol.*, 85:823-844.
- Newberry, R. J. 1982. Tungsten bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Econ. Geol.*, 77:823-844.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25:956-983.
- Pires, F. A. 1990. *Análise paleoambiental e estratigráfica de seqüências metassedimentares (Grupo Açungui) na região de Iporanga e Apiaí*. São Paulo. 151 p. (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.*, 76:51-79.
- Plant, J. A.; Simpson, P. R.; Green, P. M.; Watson, J. V.; Fowler, 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.
- Ponçano, W. L.; Carneiro, C. D. R.; Bistrichi, L. A.; Almeida, F. F. M. de; Prandini, F. L. 1981. *Mapa Geomórfico do Estado de São Paulo*. São Paulo. IPT/PRO-MINÉRIO. 2v.
- Poidevin, J. L.; Viallete, Y.; Reis Neto, J. M. dos. 1997. Radiometric ages (Pb-Pb) of the Ribeira belt calcareous rocks. In: South-american Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão, IG-USP. p. 242-243.
- Raguin, E. 1976. *Géologie du Granite*. Paris, Masson. 276 p.

- Ramsay, J. G. 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. In: Coward, M. P. ed. *Diapirism and Gravity Tectonics: Report of a Tectonic Group Studies Conference at Leeds University*. Struct. Geol. 3:93.
- 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.; PetroniHio, L. 1995. Método geocronológico Sm/Nd no IG-USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. CL*, 67:313-336.
- 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. Afaj...Curitiba, SBG. v.2, p. 743-771.
- Soares, P. C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: Congresso Latino-americano de Geologia, 7. Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG. v. 1, p. 63-79.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D. 1975. Approximation of lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet Sci. Let.*, 26:207-221.
- Steiger, R. H. & Jaeger, E. 1978. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the geologic time scale. In: *Studies in Geology*. Michigan. 1:67-72.
- Tassinari, C. C. G.; Mello, I. S. de C. 1994. A idade e a origem das mineralizações do granitóide de Itaoca. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Florianópolis, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...*SÃO Paulo, SBG. v.J, p, 304-305.
- Tassinari, C. C. G.; Mello, I. S. de C.; Gomes, D. P. 1994. Sr and Pb isotope evidence for the on gen 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.; 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 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.
- 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 Doutorado).
- Valley, J. W.; Taylor Junior, H. P.; O'Neil, J. R. 1986. Stable Isotope Geochemistry of metamorphic rocks. *Revs. Mineralogy*, 16:445-489.
- 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.
- Wernick, E. 1979. Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. In: Simpósio Regional de Geologia, 2. Rio Claro, 1979. *Anaw...*Rio Claro, SBG. v.1.p. 101-116.
- Wernick, E. 1990. Zoneamento magmático regional dos granitóides brasileiros no Sudeste/Sul do Brasil: implicações geotectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Belém, 1990. *y4naw...*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: ngresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre. *Anais...Pono Alegre*: SBG. v.5.p.145-154.
- Wernick, E. & Gomes, C. B. 1977. Geoquímica de Maciços Graníticos da Região do Ribeira. Parte HI: Considerações Petroológicas. *An. Acad. Bros. CL*, 49:157-169.
- Williamson, 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.

MANUSCRITO A-940

Recebido em 15 de outubro de 1997

Revisão dos autores em 20 de fevereiro de 1998-03-05

Revisão aceita em 25 de fevereiro de 1998