



# CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO HORIZONTE CALCIOSSILICÁTICO MINERALIZADO EM SCHEELITA DO BAIRRO DOS MARINS, MUNICÍPIO DE PIQUETE, ESTADO DE SÃO PAULO <sup>1</sup>

(Com 19 figuras)

RONALDO MELLO PEREIRA <sup>2</sup>  
CIRO ALEXANDRE ÁVILA <sup>3</sup>  
LOIVA LÍZIA ANTONELLO <sup>3</sup>  
HENRIQUE LLACER ROIG <sup>4</sup>  
REINER NEUMANN <sup>5</sup>

**RESUMO:** Na área do Bairro dos Marins foram identificados três conjuntos distintos de associações de rochas, que são representados por: granitóides (Marins e Mendanha); um biotita-hornblenda gnaiss ortoderivado; e uma unidade metassedimentar, que inclui um biotita-muscovita gnaiss, diferentes litótipos calciossilicáticos, quartzitos e mármore. Neste contexto, o granitóide do Marins encontra-se fortemente metassomatizado e apresenta diferentes ocorrências minerais, representadas por cassiterita, molibdenita, wolframita, fluorita, topázio e columbita-tantalita, as quais foram correlacionadas a filões greisenizados. O pacote metassedimentar apresenta dois horizontes calciossilicáticos distintos, sendo que o primeiro encontra-se intercalado ao biotita-muscovita gnaiss e apresenta composição mineralógica bastante variável, enquanto o segundo horizonte está encaixado entre o biotita-muscovita gnaiss e o biotita-hornblenda gnaiss, é preferencialmente diopsídico e está mineralizado em scheelita. A mineralização scheelitífera apresenta caráter singenético-estratiforme e estaria relacionada ao metamorfismo regional que propiciou a geração dos diversos horizontes calciossilicatados em um processo semelhante ao dos *reaction skarns*. Posteriormente, durante um evento retrometamórfico de fácies epidoto anfíbolito, parte dos grãos de scheelita foram dissolvidos e o tungstênio foi remobilizado e disperso.

**Palavras-chave:** Calciossilicática. Scheelita. Estratiforme. Skarn. Piquete. São Paulo.

**ABSTRACT:** Petrographic characterization of the mineralized calciumsilicate horizon in scheelite of the Bairro dos Marins, Municipality of Piquete, State of São Paulo.

In the "Bairro dos Marins" area, three types of rock associations were recognized: granitoids (Marins and Mendanha); biotite-hornblende gneiss orthoderived; and metasedimentary package that comprise biotite-muscovite gneiss, different calc-silicate rocks, quartzites and marbles. In this context, the Marins granitoid is strongly metassomatized with different sub-economic minerals occurrence, such as cassiterite, molybdenite, wolframite, fluorite, topaz and columbite-tantalite. These occurrences were correlated to greisens. The metasedimentary package has two different calc-silicate horizons: the first is intercalated in the biotite-muscovite gneiss and have variable mineralogical composition, while the second horizon is preferentially diopsidic, mineralized with scheelite and located between the biotite-muscovite gneiss and the biotite-hornblende gneiss. The scheelite mineralization presents syngenetic-stratiform features related to amphibolite regional metamorphism that generates many calc-silicates rocks in a similar process of "reaction skarns". During a retrometamorphism in the epidote-amphibolite facies, part of scheelite grains were dissolved and the tungsten was removed and dispersed.

**Key words:** Calc-silicate rocks. Scheelite. Stratiform. Skarns. Piquete. São Paulo.

## INTRODUÇÃO

A execução de levantamentos geológicos e campanhas prospectivas por concentrados de minerais pesados nas drenagens dos municípios de

Piquete e Cruzeiro, Estado de São Paulo, região do médio rio Paraíba do Sul possibilitou a descoberta de uma série de indícios aluvionares de cassiterita, molibdenita, columbita-tantalita, scheelita, wolframita e ouro não registradas anteriormente.

<sup>1</sup> Submetido em 16 de junho de 2006. Aceito em 30 de setembro de 2008.

<sup>2</sup> Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Geologia Aplicada. Rua São Francisco Xavier 524/2019A, Maracanã, 20540-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: rmello@uerj.br.

<sup>3</sup> Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: avila@mn.ufrj.br e loiva@acd.ufrj.br.

<sup>4</sup> Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica. Campus Asa Norte, 70910-900, Brasília, DF, Brasil.

<sup>5</sup> Centro de Tecnologia Mineral (CETEM-MCT). Avenida Ipê 900, Ilha da Cidade Universitária, 21941-590, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: rneuman@cetem.gov.br.

Essas descobertas abriram a perspectiva de um novo enfoque sobre a potencialidade metalogenética da região estudada, bem como ensejaram a busca pela fonte primária de algum desses minerais, principalmente a scheelita. Dentro deste contexto, a área do Bairro dos Marins (Município de Piquete) foi considerada como a mais promissora para a presença de mineralizações scheelitíferas, em virtude de nela serem encontrados blocos de diferentes tipos de rochas calciossilicáticas, principalmente no leito do ribeirão Passa Quatro. Tal fato fez com que fossem procurados os sítios onde aflorassem os litotipos calciossilicáticos para que se verificasse, por intermédio de uma lâmpada ultravioleta portátil, a presença de scheelita.

Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo caracterizar petrograficamente o nível calciossilicático mineralizado em scheelita, bem como os diferentes litótipos encontrados, além de aventar a possível gênese da ocorrência.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Ao longo dos anos foram realizados diversos trabalhos de cunho regional, no sentido de se definir e individualizar o Precambriano da região limítrofe entre os estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais (EBERT, 1968; ALMEIDA, 1977; MELFI *et al.*, 1976; FONSECA *et al.*, 1979; MACHADO FILHO *et al.*, 1983; ALMEIDA & HASUI, 1984; HEILBRON, 1993; PACIULLO, 1997; MORAIS *et al.*, 1999; TROUW *et al.*, 2000; PEREIRA, 2001; HEILBRON *et al.*, 2004). Entretanto, apesar da extensa literatura geológica, não existe consenso, no que se refere à nomenclatura adotada para as diferentes unidades presentes no sudeste brasileiro, bem como sua constituição litológica ou seus limites de abrangência. Segundo MORAIS *et al.* (1999) e PEREIRA (2001), a área pesquisada no presente trabalho encontra-se inserida no contexto geológico da faixa Ribeira, integrando o complexo Piracaia (Fig.1), que é representado principalmente por gnaisses orto e paraderivados e xistos diversos. Dentre os corpos plutônicos presentes nessa região, destacam-se o granito Mendanha ( $592 \pm 5$  Ma) e o granitóide Marins (Fig.2), que foram considerados por PEREIRA *et al.* (2001) como corpos da fase sincolisional da faixa Ribeira.

### OCORRÊNCIAS MINERAIS DA ÁREA

Os principais indícios aluvionares (leito ativo) de

estanho (cassiterita) e tungstênio (scheelita) encontram-se distribuídos pelas principais drenagens da região como os ribeirões Marins, Passa-Quatro, Jaracatiá, Tabaquara e Brejetuba. Já os demais minerais, de interesse econômico, como molibdenita, wolframita, fluorita, topázio, columbita-tantalita e ouro apresentam distribuição mais restrita (Fig.3). As concentrações de cassiterita nas amostras de minerais pesados são geralmente baixas, quase nunca excedendo o nível de traços, porém no ribeirão Jaracatiá, em Piquete, a sua presença torna-se bem mais conspicua, embora os valores, raramente, superem 0,5% do total do concentrado. De forma semelhante, a molibdenita determinada nos concentrados de bateia corresponde a um mineral acessório do granito Mendanha e do granitóide Marins.

A scheelita foi constatada em boa parte das amostras coletadas, distribuindo-se por praticamente toda a área estudada. Já a cassiterita, sempre em nível de traços, apresenta distribuição bem mais restrita sendo encontrada principalmente nas amostras coletadas ao longo dos cursos dos ribeirões Passa Quatro e Jaracatiá. Grãos de cassiterita estudados em MEV-EDS indicaram que a wolframita representa uma das suas principais inclusões. A associação de wolframita, molibdenita, cassiterita e, em alguns pontos, de topázio na assembléia de minerais pesados permitiu relacionar as mineralizações do estanho a filões graisenizados, presumivelmente em um contexto próximo ao da mineralização de W-Sn-(Mo) da serra de São Francisco em Sorocaba (BARBOSA & MACIEL, 1951).

A scheelita encontra-se freqüentemente em grãos com formas irregulares, levemente corroídos e com tamanhos de até 2,0mm. Sua cor de fluorescência é branca azulada, indicando a ausência de molibdênio na sua estrutura (PAFERNOFF *et al.*, 1970). No Bairro dos Marins a rocha fonte da scheelita corresponde a um estreito horizonte calciossilicático, constituído por diopsídio, epidoto e carbonato. Na rocha em questão, esse mineral dispõe-se segundo a direção da camada por cerca de 6,0m, apresentando-se ora em diminutos grãos isolados, inferiores a 0,25mm, ora em pequenos buchos granulares, onde o tamanho dos grãos raramente excede a 2,0mm. A pequena quantidade de grãos de scheelita observada no litótipo e os resultados das análises químicas realizadas em diversas amostras de rochas calciossilicáticas (Tab.1) apontam para uma ocorrência scheelitífera subeconômica.

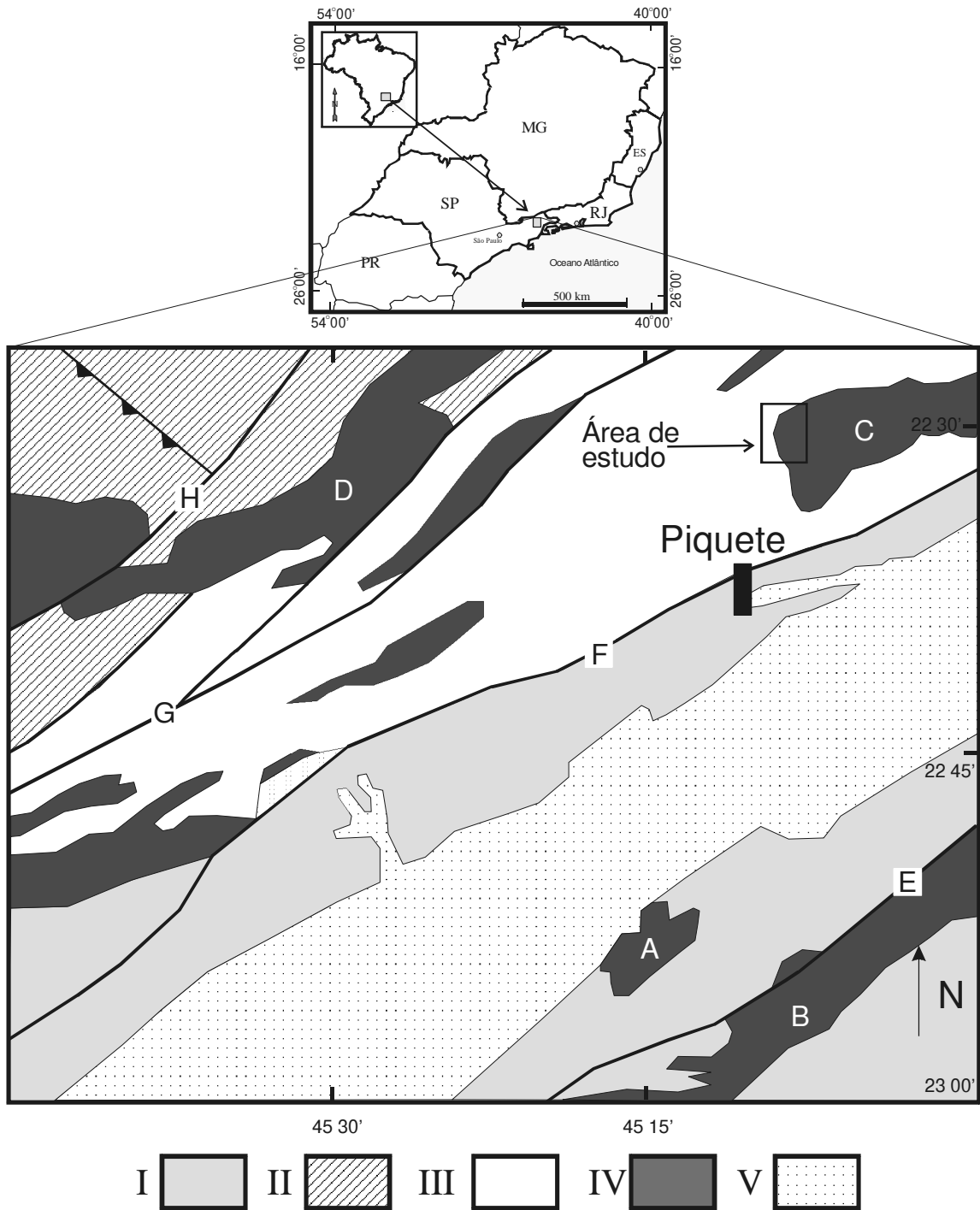


Fig.1- Mapa geológico-geotectônico da faixa Ribeira na região próxima à cidade de Piquete (adaptado de *MORAIS et al.*, 1998). I - Complexo Embu; II - Complexo Paraisópolis; III - Complexo Piracaia; IV - Biotita e hornblenda granitos cinzas a rosados: A - Aparecida; B - Quebra-Cangalha; C - Mendanha; D - Bragança Paulista. V - Rift continental do sudeste do Brasil: Bacia de Taubaté. Zonas de cisalhamento: E - Alto da Fartura; F - Buquira; G - São Bento do Sapucaí; H - Itajubá .

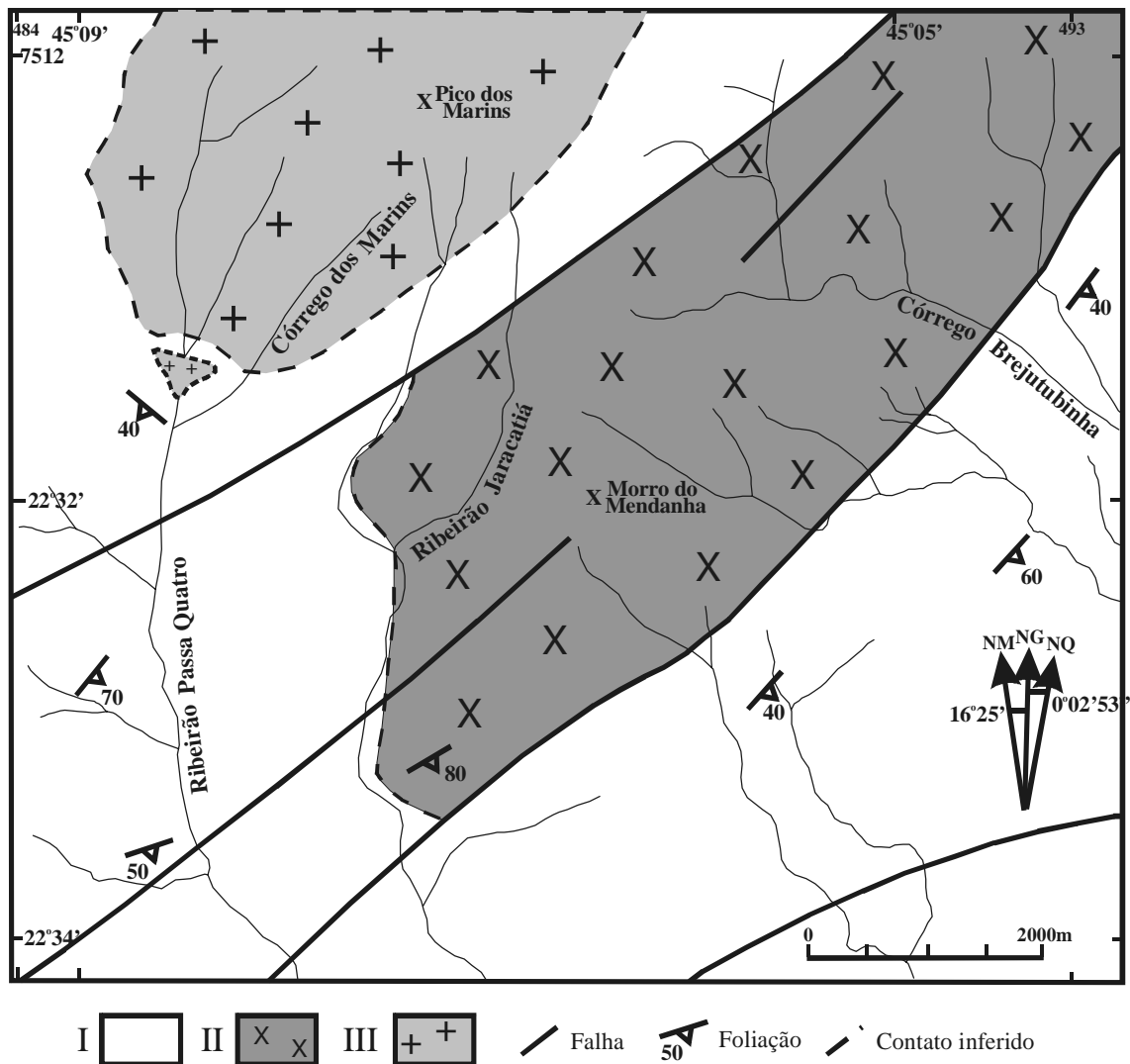


Fig.2- Mapa geológico simplificado da área de entorno do granito Mendanha e do granitóide Marins (modificado de MELFI *et al.*, 1976) abrangendo a área estudada. I – Complexo Piracaia: biotita-muscovita gnaisses com intercalações de quartzitos, rochas calciossilicáticas, gnaisses calciossilicáticos, mármores e biotita-hornblenda gnaisses. II – Granito Mendanha: monzogranito – sienogranito. III – Granitóide Marins: monzogranito – sienogranito.

### GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

Na área do Bairro dos Marins foram identificados gnaisses (biotita-hornblenda gnaisses e biotita-muscovita gnaisses), granitóides, quartzitos, gonditos e rochas calciossilicáticas (Fig.4). O biotita-hornblenda gnaisses é uma rocha bandada, deformada, cisalhada, com porfiroblastos de plagioclásio e de quartzo de até 2cm. Este gnaisses mostra textura granolepidoblástica, granulação grossa, foliação tectônica, composição tonalítica e

é composto de plagioclásio, hornblenda marrom, biotita e quartzo, tendo como minerais acessórios e secundários apatita, zircão, ferro-actinolita, actinolita, epidoto, allanita e titanita. O desenvolvimento de biotita (Fig.5) e, mais raramente, de actinolita ao redor dos grãos de hornblenda esverdeada apontam para condições retrógradas de metamorfismo, possivelmente de fácies epidoto anfibolito. Este gnaisses apresenta, localmente, diversos níveis hololeucocráticos de composição granítica, que variam de milimétricos a centimétricos.

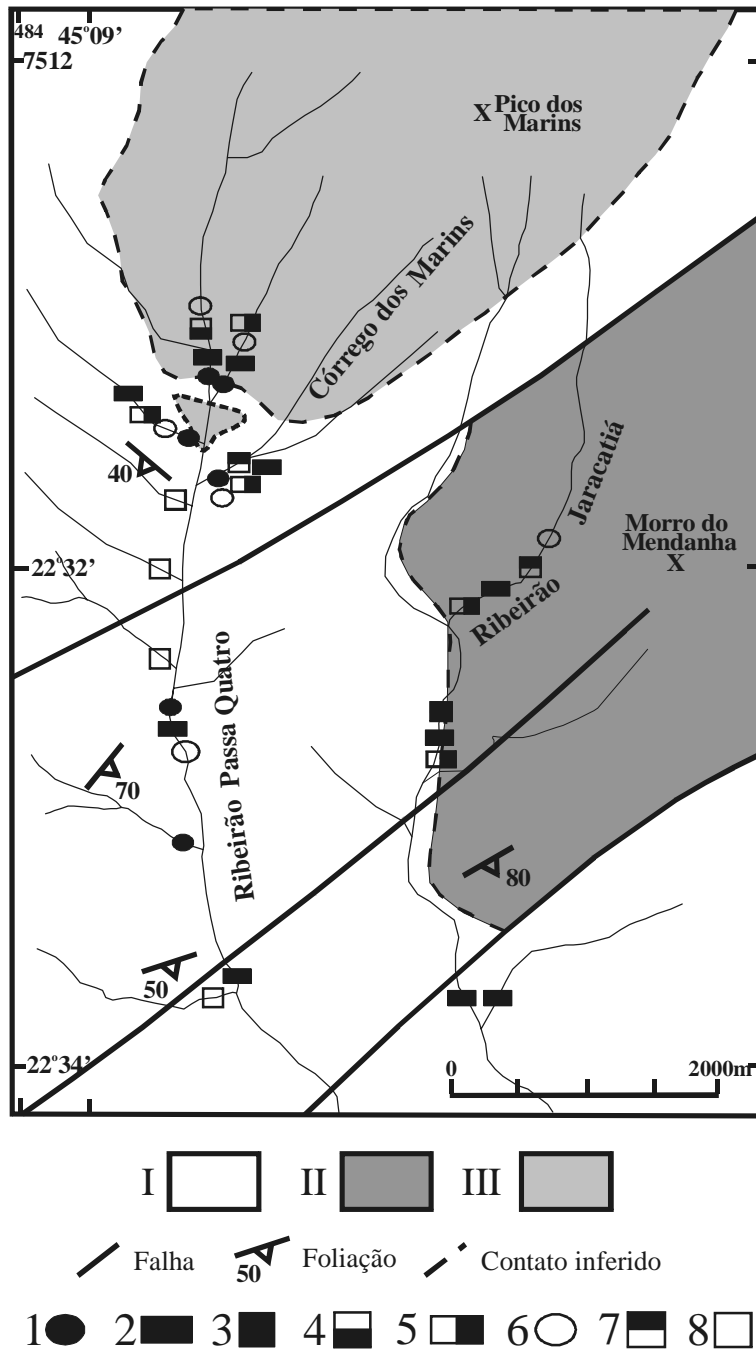


Fig.3- Mapa de drenagens com a distribuição das ocorrências minerais mais importantes da região do Bairro dos Marins. I – Complexo Piracaia: biotita-muscovita gnaissse com intercalações de quartzitos, rochas calciossilicáticas, gnaissse calciossilicáticos, mármore e biotita-hornblenda gnaissse. II – Granito Mendanha: monzogranito – sienogranito. III – Granitóide Marins: monzogranito – sienogranito. 1 – Scheelita. 2 – Cassiterita. 3 – Columbita-tantalita. 4 – Fluorita. 5 – Molibdenita. 6 – Wolframita. 7 – Topázio. 8 – Estéril.

TABELA 1. Análise química (em ppm) por ICP-MS de rochas calciossilicáticas do Bairro dos Marins, Piquete, São Paulo.

PONTOS	Co	Cr	Cu	Li	Ni	Pb	V	W	Y	Zn	Zr
1	1,0	1,5	5	4,5	2,0	2,0	5	530	4,9	33	1,2
2	22,0	38,0	29	98,0	19,0	16,0	101	10	12,0	88	4,4
3	11,0	37,0	17	59,0	11,0	16,0	40	10	2,8	71	4,4
4	3,8	1,5	32	3,7	4,1	5,9	7	676	48,0	52	2,0
5	7,7	4,2	326	2,2	12,0	7,9	5,5	44	9,7	41	2,4
6	2,5	5,4	33	1,5	4,4	8,0	5,4	33	8,4	27	2,3

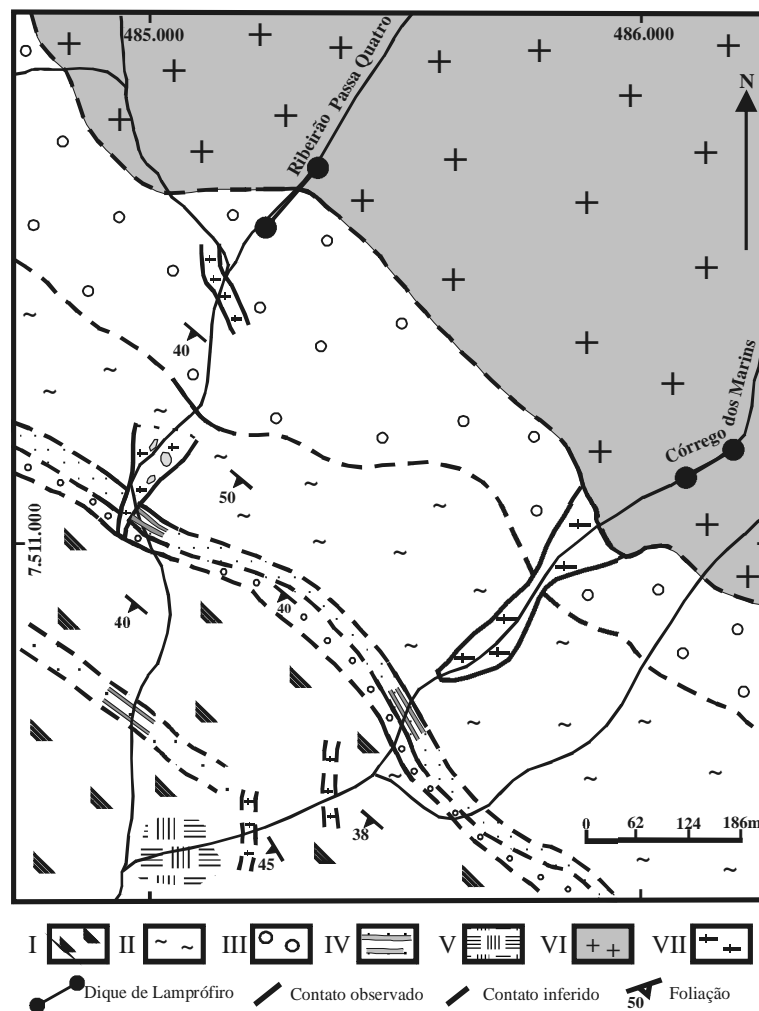


Fig.4- Mapa Geológico simplificado da área do córrego dos Marins e do ribeirão Passa Quatro (PEREIRA *et al.*, 2001). Espessuras dos níveis quartzíticos e calciossilicáticos realçadas. I – Biotita-hornblenda gnaiss. II - Biotita-muscovita gnaiss. III – Biotita-muscovita gnaiss com granada. IV – Quartzito com intercalações de rochas calciossilicáticas. V – Migmatito. VI – Granitóide Marins: fácies granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica. VII – Granitóide Marins: fácies álcali-feldspato granítica. Espessuras do quartzito com intercalações de rochas calciossilicáticas realçadas em função de representação gráfica

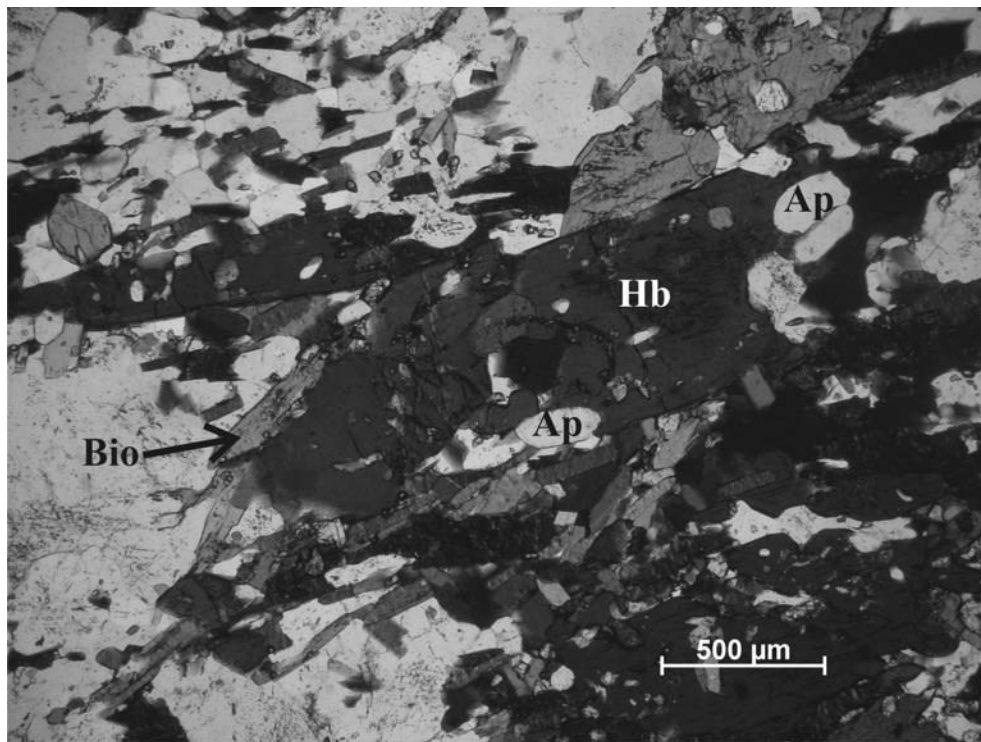


Fig.5- Fotomicrografia do biotita-hornblenda gnaiss mostrando grão de hornblenda (Hb) com inclusão de apatita (Ap) e envolvido por diversos grãos de biotita (Bio) hipidioblástica.

Admite-se que este gnaiss é um litótipo ortoderivado, pois o mesmo apresenta diversos xenólitos de uma rocha muito rica em hornblenda (Fig.6). Esses xenólitos, que podem compor cerca de 10% do gnaiss, apresentam granulação variando de média a grossa, textura granoblástica e encontram-se deformados e orientados segundo a foliação regional. Nos xenólitos predomina amplamente a hornblenda verde escura, que apresenta diversas inclusões de apatita euédrica. A hornblenda é parcialmente transformada para ferro-actinolita, actinolita (Fig.7) e biotita, onde o contato com o primeiro tipo de anfibólio é brusco, enquanto os dois demais minerais ocorrem substituindo-a, principalmente nas bordas.

O biotita-muscovita gnaiss é composto de camadas milimétricas a centimétrica de tonalidade esbranquiçada a cinza-claro (Fig.8), recristalizadas, localmente enriquecidas em muscovita e constituídas por quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita, feldspato potássico, apatita, zircão e minerais opacos. Possui textura granolepidoblástica, com porfiroblastos de quartzo e de feldspato de até 3,5cm de tamanho e difere do biotita-hornblenda gnaiss

por ser mais enriquecido em biotita e muscovita, principalmente no contato com o nível calciossilicático. Intercalações de quartzitos e rochas calciossilicáticas associadas ao biotita-muscovita gnaiss (Fig.9) apontam claramente para uma origem paraderivada para este litótipo.

Rochas calciossilicáticas ocorrem sob a forma de corpos estratificados, lentiformes (com espessuras entre 10 e 50cm) ou boudinados. Apresentam grande variedade composicional e podem ser subdivididas em quatro conjuntos distintos, representados por:

1- Níveis verdes claros constituídos, predominantemente, por diopsídio e carbonato e mais restritamente epidoto, actinolita, scheelita, plagioclásio, quartzo, escapolita, titanita, clorita e muscovita. Esses níveis não apresentam microclina, estando, somente, um deles mineralizado em scheelita;

2- Níveis verdes escuros, onde a actinolita e o epidoto são os minerais predominantes, com titanita, plagioclásio e escapolita ocorrendo em menores quantidades. Não possuem microclina e não estão mineralizados em scheelita;



Fig.6- Fotografia do biotita-hornblenda gnaisse mostrando a presença de dois enclaves xenolíticos (Xen) de rocha máfica com forma elipsoidal e rica em hornblenda.

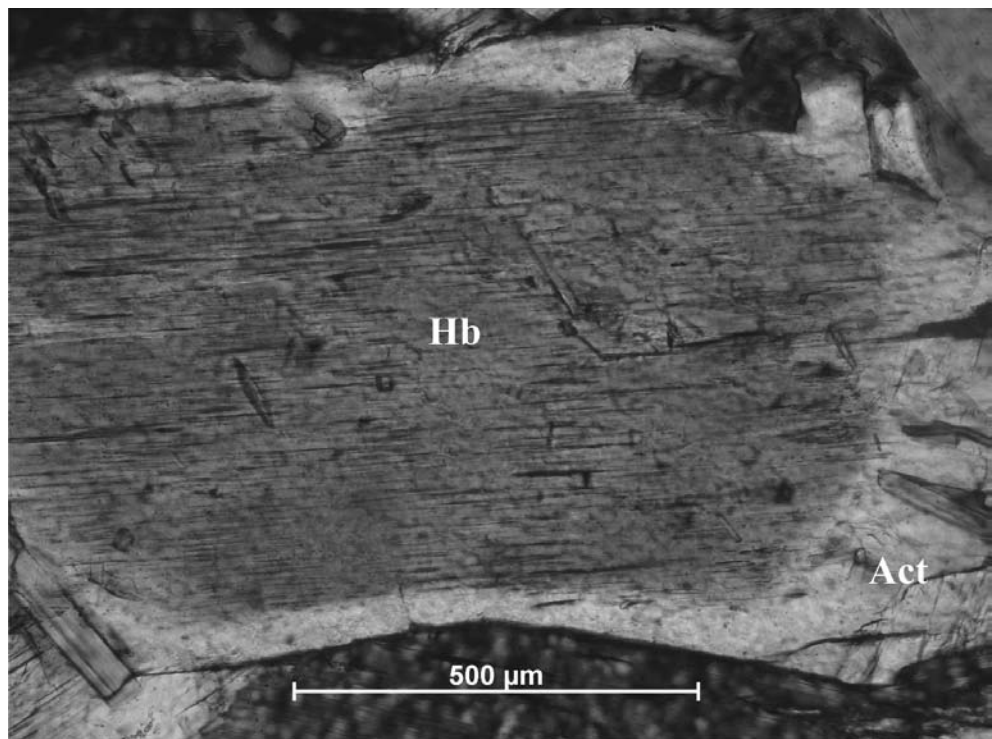


Fig.7- Fotomicrografia do xenólito de rocha máfica mostrando grão de hornblenda (Hb) hipidioblástico com borda sobrecrescida de tremolita-actinolita (Act).



Fig.8- Aspecto geral do bandamento do biotita-muscovita gnaiss, que é representado por níveis de largura bastante variável de coloração cinza e branca.

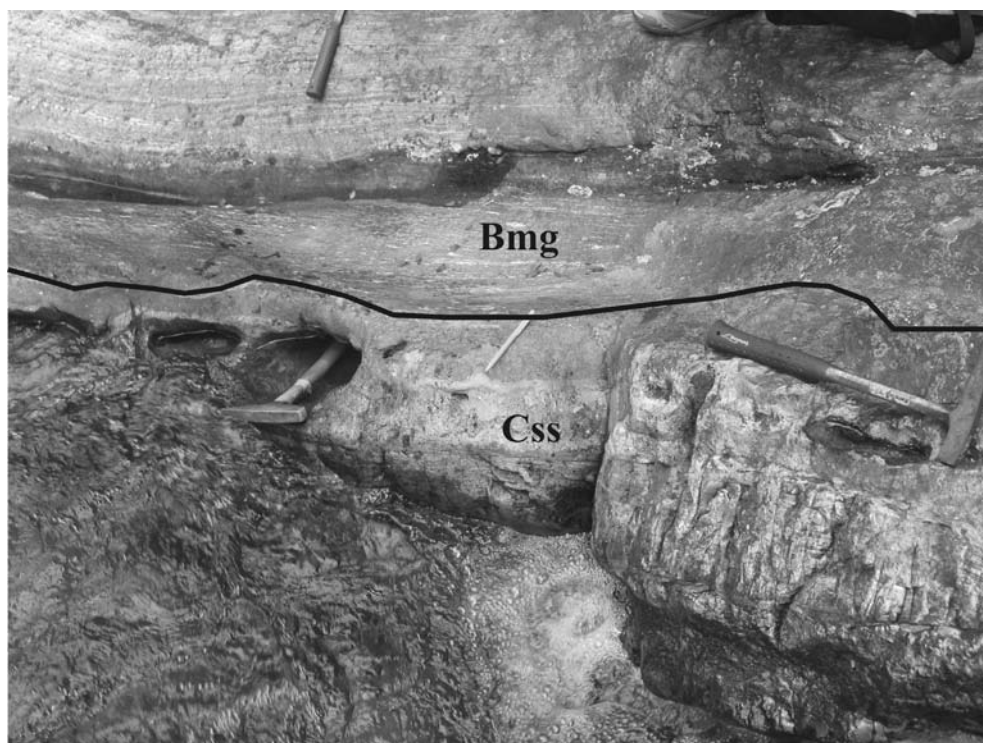


Fig.9- Aspecto geral do afloramento mostrando o contato entre o biotita-muscovita gnaiss (Bmg) e o nível calciosilicático 2 (Css).

3- Níveis verdes claros compostos de diopsídio, microclina, plagioclásio, quartzo, epidoto, zircão, titanita, apatita e carbonato. Esses níveis são caracterizados pela elevada presença de microclina, normalmente variando entre 35% e 57%. Não estão mineralizados em scheelita,

4- Níveis verdes claros compostos de plagioclásio, diopsídio, quartzo, epidoto e muscovita. Não apresentam microclina e não estão mineralizados em scheelita.

Foram mapeados regionalmente dois corpos plutônicos félsicos (Fig.2), que correspondem ao granito Mendanha e ao granitóide Marins. O primeiro é constituído por rochas leucocráticas, que variam petrograficamente de monzogranitos a sienogranitos, sendo identificadas duas fácies texturais-granulométricas denominadas, respectivamente, de fácies porfirítica e fácies equigranular fina (PEREIRA *et al.*, 2001). O granitóide Marins é representado por rochas granodioríticas, monzograníticas, sienograníticas e álcali-feldspato graníticas. Petrograficamente, elas subdividem-se, em pelo menos três fácies texturais-mineralógicas distintas, duas hololeucocráticas e uma leucocrática (PEREIRA *et al.*, 2001). Rochas do granitóide Marins cortam discordantemente o biotita-hornblenda gnaiss (Fig.10), o biotita-muscovita gnaiss (Fig.11) e diferentes níveis calciossilicáticos (Fig.12).

#### PERFIL DA ZONA MINERALIZADA EM SCHEELITA

O horizonte calciossilicático mineralizado em scheelita aflora no leito do ribeirão Passa Quatro, na localidade denominada de Poço do Curiaco, a uns vinte metros a montante do seu ponto de confluência com o córrego dos Marins, que drena a área do Pico dos Marins. O perfil geológico de jusante para montante (Fig.13) inicia-se com um pacote quartzítico de aproximadamente 4,0m de espessura. Esse quartzito apresenta textura granolepidoblástica, é laminado, acamadado em bancos decimétricos e possui como minerais acessórios microclina, plagioclásio, pistachita, clinozoisita, apatita, titanita, zircão e carbonato. Ele faz contato com um pacote de cerca de 2,0m de espessura de rochas calciossilicáticas dispostas em camadas finas (pacote calciossilicático 1- Fig.13) e que se encontra representado por diversos litótipos. Dentre eles, destaca-se um gnaiss calciossilicático com textura granoblástica (Fig.13 nível 1A) formado principalmente por diopsídio e microclina (Fig.14), enquanto plagioclásio, apatita, zircão, titanita,

actinolita, granada, goethita e hematita são mais restritos. Este pacote apresenta, ainda, uma série de camadas de cores esverdeadas que se diferenciam em função da grande diversidade mineralógica de seus constituintes. Elas são representadas por tipos constituídos por: *i)* diopsídio (100%); *ii)* actinolita (85%) - escapolita (5%) - muscovita (10%); *iii)* actinolita (75%) e biotita - flogopita (25%); *iv)* um fino nível de mármore composto por bandas carbonáticas e bandas com carbonato, actinolita, clorita e minerais opacos; *v)* nível calciossilicático escuro com actinolita, escapolita e muscovita; *vi)* e um gnaiss calciossilicático composto de plagioclásio, diopsídio, quartzo, epidoto, microclina e muscovita (Fig.13 níveis 1B a 1G). Nenhuma dessas camadas encontra-se mineralizada em scheelita.

A partir do referido nível calciossilicático, chega-se a um biotita-muscovita gnaiss finamente laminado (Fig.13 nível 1H) com cerca de seis metros de espessura, granulação inferior a 0,5mm e composto de quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, tendo como minerais acessórios zircão, apatita, minerais opacos e microclina. Localmente, esse gnaiss apresenta pequenos aglomerados de cristais com tamanhos diminutos e forma granoblástica, que apontam para processos de recristalização. O plagioclásio (oligoclásio An-28) e o quartzo podem formar porfiroblastos, que variam de tamanho de 2,0 até 7,0mm, enquanto a muscovita encontra-se associada à biotita (Fig.15) em pequenas faixas, tendo sido formada a partir desta pela entrada de fluidos ricos em potássio. Esse gnaiss torna-se mais escuro e enriquecido em biotita quando se aproxima do contato com o segundo horizonte calciossilicático mineralizado. Esse enriquecimento está associado ao crescimento da biotita ao longo de planos de cisalhamento, permitindo classificá-lo como um biotita gnaiss (Fig.13 nível 2I). Este gnaiss é sotoposto por um outro conjunto constituído por diferentes tipos de rochas calciossilicáticas e quartzitos (pacote calciossilicático 2 - Fig.13), onde o contato entre ambos os litótipos é nitidamente ressaltado por um processo de erosão diferencial, que faz com que a zona mais rica em biotita do gnaiss fique em relevo negativo em relação ao nível calciossilicático.

O pacote que sotopõe o biotita-muscovita gnaiss engloba o nível calciossilicático mineralizado. Ele apresenta cerca de 1,0m de espessura e é composto pela intercalação de quatro níveis calciossilicáticos (sendo que somente um deles é mineralizado em scheelita - Fig.13 nível 2J) e dois quartzíticos (Fig.13 nível 2L).

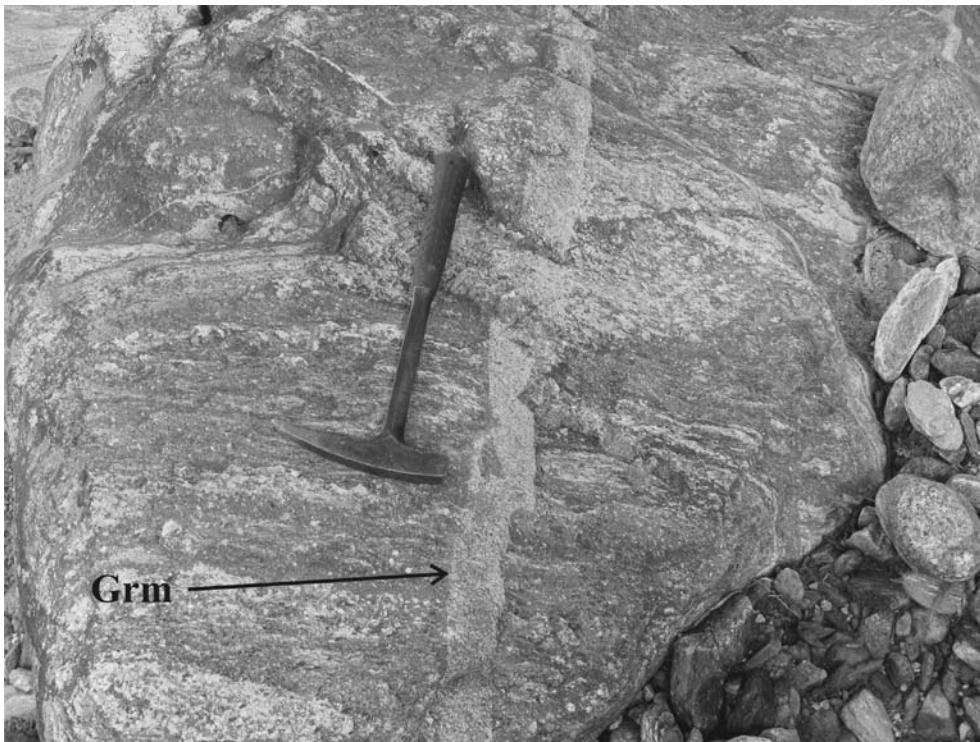


Fig.10- Dique de rocha do granitóide Marins (Grm) cortando discordantemente a xistosidade do biotita-hornblenda gnaíse.

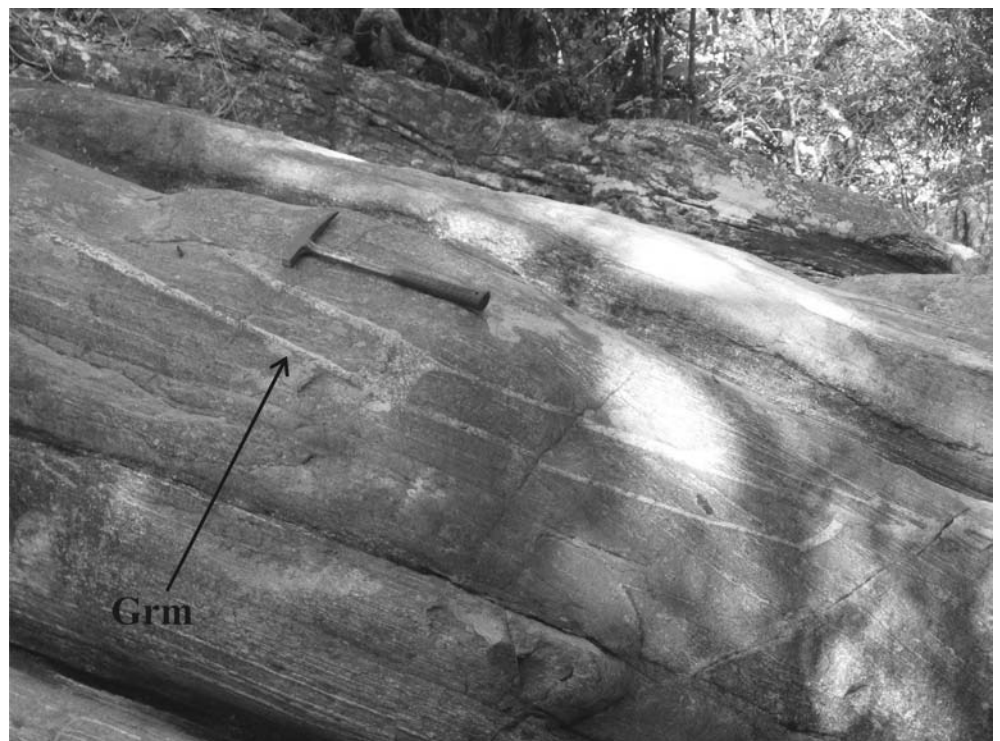


Fig.11- Aplito do granitóide Marins (Grm) cortando discordantemente a xistosidade do biotita-muscovita gnaíse.

A granulação das rochas que compõem esses níveis calciossilicáticos varia amplamente, desde muito fina (< 0,2mm) até cerca de 5,0mm. Neste contexto, o primeiro dos níveis calciossilicáticos apresenta cerca de 25cm de largura e pode ser subdividido em três bandas de tonalidade cinza clara (não mineralizada em scheelita), verde clara (mineralizada em scheelita - Fig.13 nível 2K) e verde escura (não mineralizada em scheelita) (Fig.16). Essas bandas são compostas, em geral, por diopsídio, actinolita, epidoto, quartzo, plagioclásio, carbonato, titanita, minerais opacos, scheelita, allanita e zircão. A banda mais grossa é constituída, principalmente, de grãos subpoligonizados de diopsídio, que podem estar transformados ou não para actinolita (Fig.17). Mais restritamente observa-se carbonato, epidoto, minerais opacos, plagioclásio fortemente sericitizado, quartzo e scheelita. O diopsídio apresenta evidências de ter sido substituído retrometamórficamente para actinolita, onde a borda de seus grãos está quase que totalmente transformadas, às vezes só restando os núcleos dos grãos preservados (Fig.18). Nesta banda, a scheelita ocorre em pequenos grãos com tamanho variando entre 0,5 e 2mm, apresenta relevo muito alto, não é incluída ou inclui nenhum mineral e encontra-se em paragênese com diopsídio (Fig.19), carbonato e epidoto. A banda calciossilicática mais fina apresenta granulação inferior a 0,5mm e encontra-se constituída por um mosaico de pequenos grãos intercrescidos de actinolita e diopsídio. Esta é composta de actinolita, diopsídio, epidoto e titanita, e mais restritamente de plagioclásio, allanita, carbonato e raríssimos grãos de zircão. Nela o diopsídio e o plagioclásio já foram quase que completamente transformados em actinolita, epidoto e titanita. Estes três últimos minerais ocorrem fortemente associados e intercrescidos de forma irregular. Não foi observada a presença de scheelita associada a essa banda.

Acima da banda calciossilicática mineralizada, observa-se a intercalação entre dois horizontes quartzíticos (com larguras de aproximadamente 20 e 10cm) e dois níveis calciossilicáticos de larguras de 65 e 20cm. Os quartzitos apresentam granulação fina e são constituídos, predominantemente, de quartzo com epidoto, carbonato, zircão, apatita, titanita e muscovita como minerais traços, enquanto os níveis calciossilicáticos apresentam coloração verde escura e são constituídos

predominantemente de actinolita, diopsídio, carbonato, epidoto e rara titanita.

A seguir ocorre um gnaiss calciossilicático com cerca de 1,0m de espessura (Fig.13 nível 2M) cor verde clara e composto por actinolita, diopsídio, microclina, plagioclásio, titanita, carbonato, apatita e epidoto. Esse gnaiss difere das rochas calciossilicáticas mais típicas por apresentar abundante microclina em sua composição mineralógica (cerca de 45%). O diopsídio encontra-se associado à titanita e o plagioclásio apresenta-se sericitizado. Esse nível também não apresenta scheelita.

Sotoposto a todo esse conjunto ocorre um biotita-muscovita gnaiss paraderivado (Fig.13 nível 2N) seguido de um biotita-anfibólio gnaiss ortoderivado (Fig.13 nível 2O), com granulação fina a média, onde, mais raramente, podem ser observados cristais de plagioclásio e anfibólio com até 1,0cm de tamanho. Esse litótipo é constituído de plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, apatita, epidoto, titanita e allanita. Os grãos de plagioclásio (oligoclásio An-22) encontram-se quebrados, com geminação polissintética curvada e com bordas completamente modificadas, em virtude dos efeitos da deformação, chegando mesmo a ocorrer recristalização nas suas bordas. O plagioclásio encontra-se alterado para sericita e desenvolve-se epidoto no seu contato com a hornblenda. O quartzo encontra-se deformado, com extinção ondulante e em subgrãos, que formam pequenos aglomerados recristalizados. A biotita surge da transformação da hornblenda, ocorre associada ao epidoto e apatita, tendo titanita crescendo ao longo das clivagens, o que indicaria um conteúdo elevado de titânio no anfibólio primário.

#### PROCESSOS PÓS-MAGMÁTICOS ASSOCIADOS AO GRANITÓIDE MARINS

O estudo petrográfico efetuado no granitóide Marins permite indicar que algumas das rochas que constituem esse corpo foram modificadas por um processo pós-magmático de caráter metassomático potássico (PEREIRA *et al.*, 1997, 2001). Os efeitos desse processo foram observados, sobretudo, nas apófises e aplitos da fácies álcali-feldspato granito e correspondem a: *i*) grãos de quartzo recristalizados com contatos amebóides, que, inclusive, dão à impressão de englobar alguns cristais de plagioclásio. *ii*) microclina em cristais

xenomórficos muscovitizados. *iii*) microclina com caráter invasivo no plagioclásio, determinado por contatos com convexidade voltada para a face substituída (plagioclásio), muitas vezes formando uma borda de reação albitica. *iv*) desenvolvimento de mesopertita, pertita e micropertita nos cristais de feldspato e de mimerquita nas bordas dos cristais de microclina ou mesopertita. *v*) palhetas de biotita substituídas por muscovita e/ou clorita, associada ao desenvolvimento de minerais opacos, que ocorrem como pequenos grãos aciculares ou cúbicos. *vi*) inclusões de grãos de plagioclásio com bordas corroídas em microclina.

Neste sentido, as evidências encontradas estão de acordo com aquelas propostas por PLJPEKAMP (1982) para os corpos que sofreram a atuação de um evento metassomático do tipo moderado-forte. Feições texturais dessa natureza estão relacionadas à interação de fluidos associados às fases tardias do magmatismo com algumas áreas do corpo granítico, gerando um re-equilíbrio dos minerais pré-existentes com os novos minerais

formados. Além das evidências texturais, o elevado conteúdo em  $K_2O$  dessas rochas ( $> 5,0\%$  - PEREIRA *et al.*, 2001), bem como a presença na parte apical do granitóide Marins de um metassomatito róseo (microclinito) formado quase exclusivamente por microclina e com conteúdo de  $K_2O$  com cerca de 17% apontam para a presença e circulação de fluidos metassomáticos potássicos. Alterações pós-magmáticas do tipo microclinização são descritas como fazendo parte das seqüências de alteração pós-magmáticas relacionadas aos depósitos de *greisens* ligados aos granitos leucocráticos de alta sílica (STEMPROK, 1987). As cúpulas graníticas greisenizadas podem ser divididas em três zonas sucessivas e que correspondem a: zona inferior com processo de microclinização; zona intermediária com processo de albitização; e zona de topo com processo de greisenização (SCHERBA, 1970). Desta forma o microclinito, caso represente essa zona mais inferior, seria um indicador de que as zonas potencialmente mais favoráveis às concentrações metálicas já teriam sido erodidas.

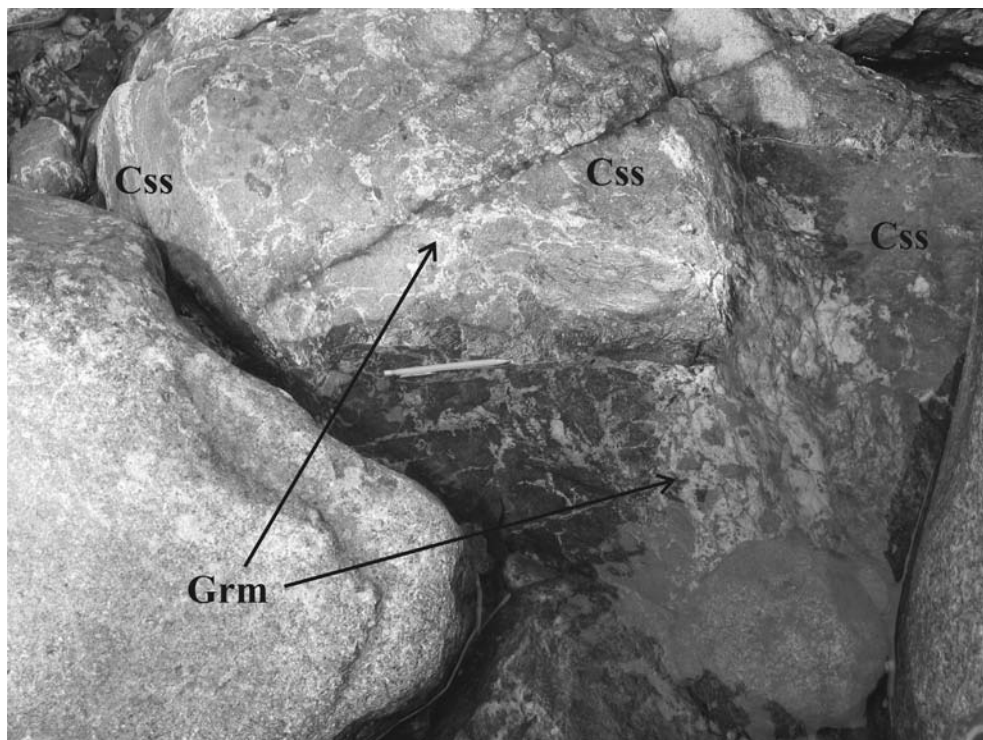


Fig.12- Aspecto irregular de intrusão do granitóide Marins (GrM) envolvendo fragmentos (xenólitos) de rocha calciosilicática (Css) não mineralizada em scheelita.

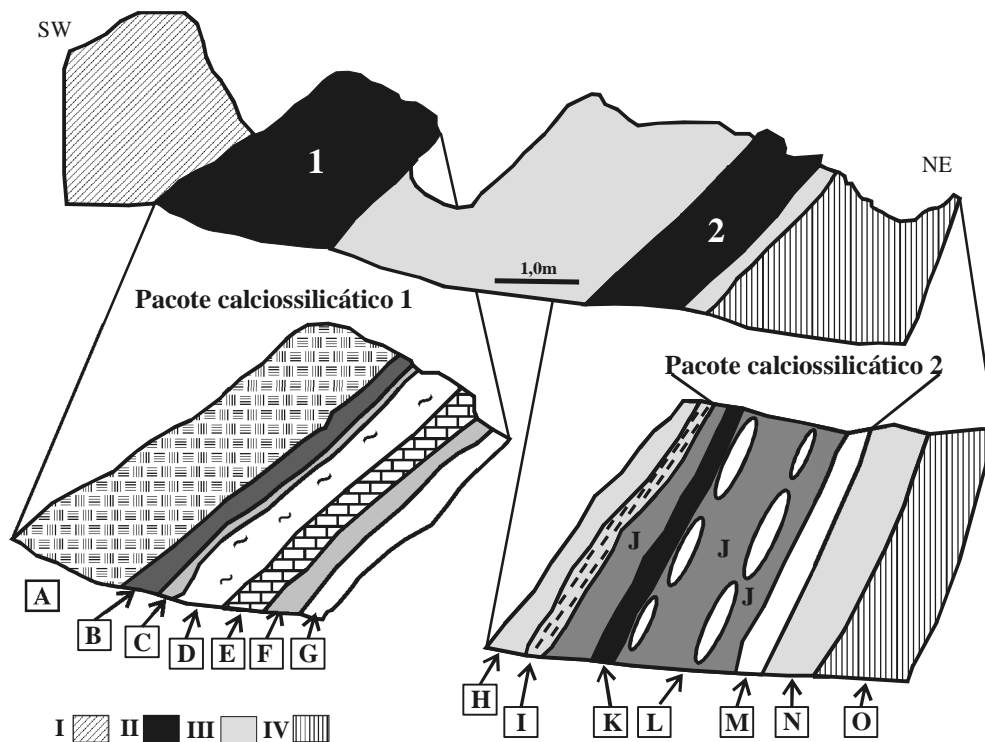


Fig.13- Perfil geológico da localidade do Poço do Curiaco no ribeirão Passa Quatro, Bairro dos Marins, Município de Piquete, Estado de São Paulo. I - Quartzito. II - Pacotes calciossilicáticos. III - Biotita-muscovita gnaisse. IV - Biotita-hornblenda gnaisse. A - Gnaisse calciossilicático com microclina. B - Nível diopsídico. C e F - Nível tremolítico com escapolita e muscovita. D - Nível tremolítico com flogopita. E - Nível calcítico (mármore). G e M - Gnaisse calciossilicático com microclina e plagioclásio; H e N - Biotita-muscovita gnaisse. I - Biotita gnaisse. J - Nível calciossilicático. K - Calciossilicática mineralizada em scheelita. L - Quartzito. O - Biotita-hornblenda gnaisse.

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A área de Piquete apresenta dois conjuntos distintos de rochas calciossilicáticas: o primeiro está contido em uma seqüência metassedimentar associada ao biotita-muscovita gnaisse, apresentando litotipos bastante diversificados (e.g, diopsídicos, tremolíticos, mármore), em virtude da maior diversidade das suas composições mineralógicas; e o segundo, de composição exclusivamente diopsídica encontra-se, associado a níveis quartzíticos e encaixado entre o biotita-muscovita gnaisse e o biotita-hornblenda gnaisse.

Admite-se, a partir da disposição acamadada, da distribuição em finos estratos e da associação espacial com rochas metassedimentares, que os dois conjuntos distintos de rochas calciossilicáticas (tanto o de composição mais diversificada associado ao pacote metassedimentar, quanto o de

composição diopsídica encaixado entre o biotita-muscovita gnaisse e o hornblenda gnaisse) estariam relacionados a protólitos derivados de sedimentos químicos (possivelmente calcários impuros do tipo marga).

A distribuição dos grãos de scheelita ao longo do *strike* do nível calciossilicático mineralizado e a sua localização restrita, confinada à uma estreita banda diopsídica de cor verde clara, marcadamente posicionada ao longo do seu contato com o biotita-muscovita gnaisse, aponta para o caráter singenético-estratiforme dessa mineralização. A ausência de scheelita nas porções onde a actinolita substituiu retrometamorficamente o diopside sugere que durante o metamorfismo de fácies epidoto anfibolito, o tungstênio foi remobilizado por fluidos metamórficos.

A presença anômala de grandes quantidades de microclina registrada em algumas rochas

calciossilicáticas da área estudada ainda não se encontra de todo esclarecida. Duas propostas podem ser admitidas para tal situação: o nível calciossilicático com microclina pode corresponder a uma rocha de origem mista, misturando componentes vulcânicos félsicos (possivelmente tufos intermediários a ácidos) com componentes sedimentares (margas?); ou este nível seria de origem sedimentar e teria sofrido um intenso processo metassomático potássico, a partir da percolação de fluidos aquosos ricos em K, os quais estariam relacionados a uma fase pós-magmática do granitóide Marins, que apresenta uma fácies extremamente enriquecida em microclina e potássio (cerca de 17% em peso de  $K_2O$ ).

Em termos mundiais, processos metassomáticos potássicos são frequentemente relacionados às mineralizações calcário-escarníticas de

tungstênio (OHLSSON, 1979). Entretanto esse não parece ser o caso da área de Piquete, pois, além da presença de rochas calcárias não ser freqüente na região, o granitóide Marins aflora a cerca de 600 metros dos estratos calciossilicáticos, o que aparentemente exclui uma participação direta com a formação dos tipos rochosos precedentes ou com a presença das mineralizações tungsteníferas nesse horizonte. Dessa forma, propõe-se que a rocha calciossilicática e a mineralização em scheelita tenham sido formadas durante o metamorfismo regional, que propiciou a geração dos diversos horizontes calciossilicatados em um processo semelhante ao dos *reaction skarns*. Propõe-se, ainda, que durante um evento retrometamórfico (de fácies anfíbolito para fácies epidoto anfíbolito) parte dos grãos de scheelita foram dissolvidos e o tungstênio foi remobilizado e disperso.

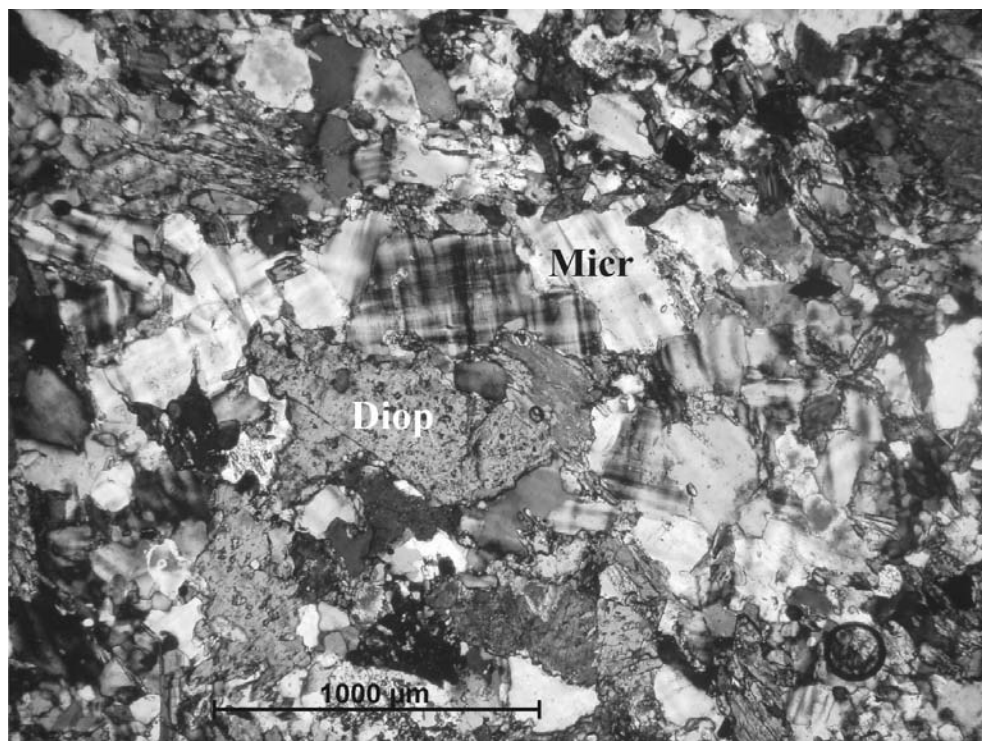


Fig.14- Fotomicrografia do gnaiss calciossilicático mostrando a paragênese entre grãos xenoblásticos de microclina (Micr) e diopsídio (Diop).

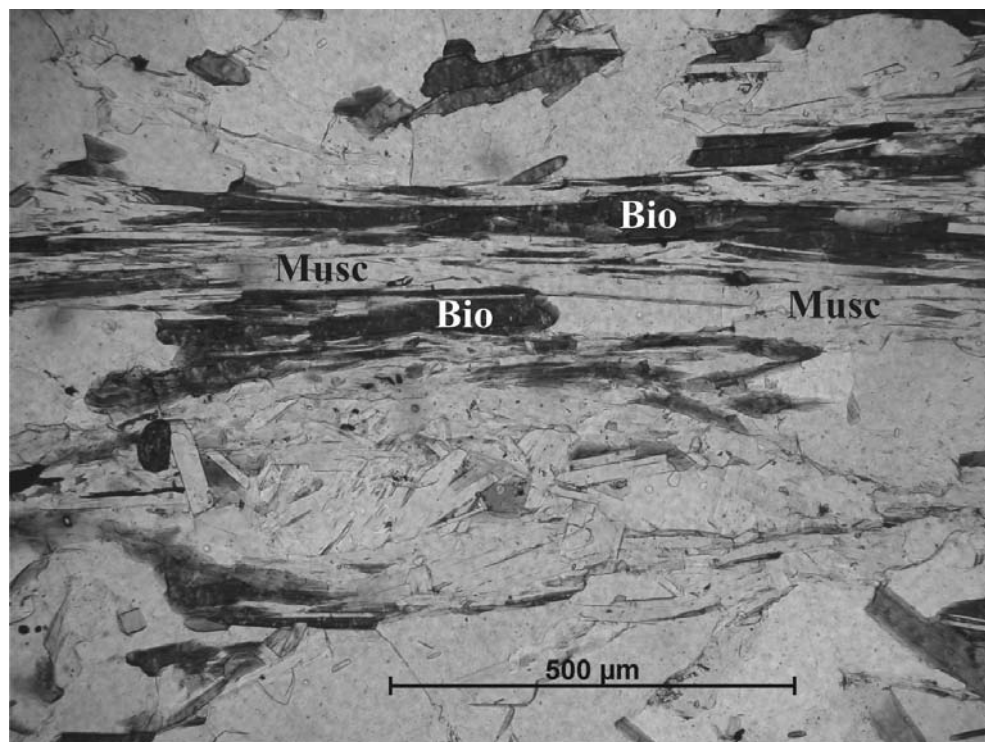


Fig.15- Fotomicrografia do biotita-muscovita gnaíse mostrando grãos de biotita (Bio) parcialmente substituídos por muscovita (Musc).

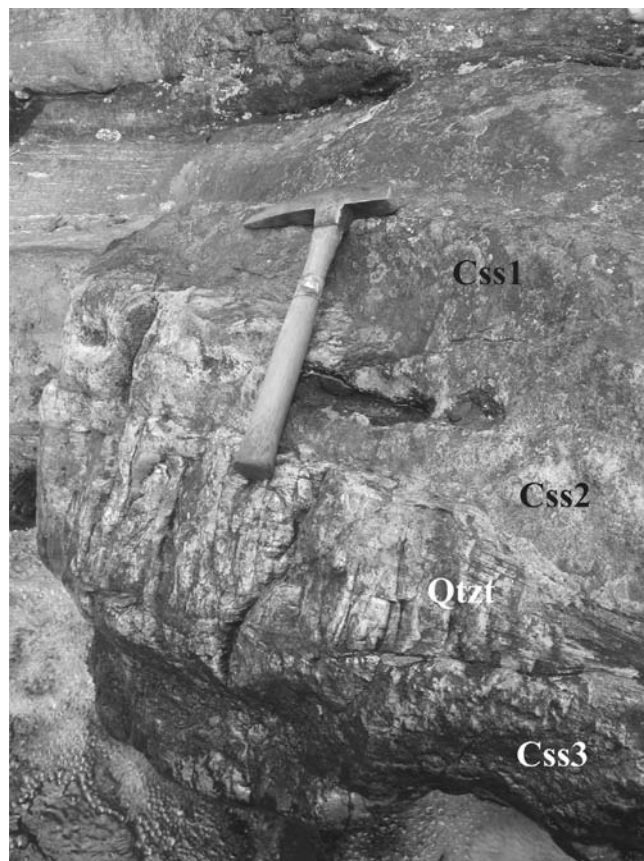


Fig.16- Detalhe do pacote calciosilicático 2 mostrando três diferentes níveis calciosilicáticos (Css), inclusive o que contém scheelita (Css2) e um nível quartzítico (Qtzt) intercalado.



Fig.17- Fotomicrografia do nível calciossilicático mostrando grão de diopsídio (Diop) parcialmente substituído por tremolita-actinolita (Act).

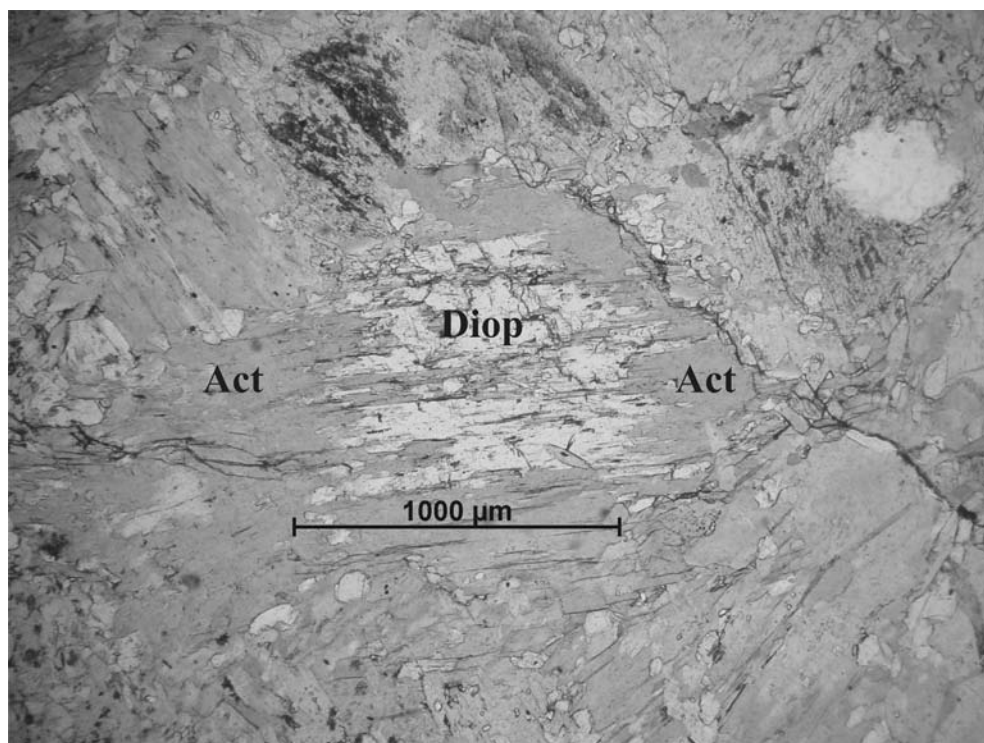
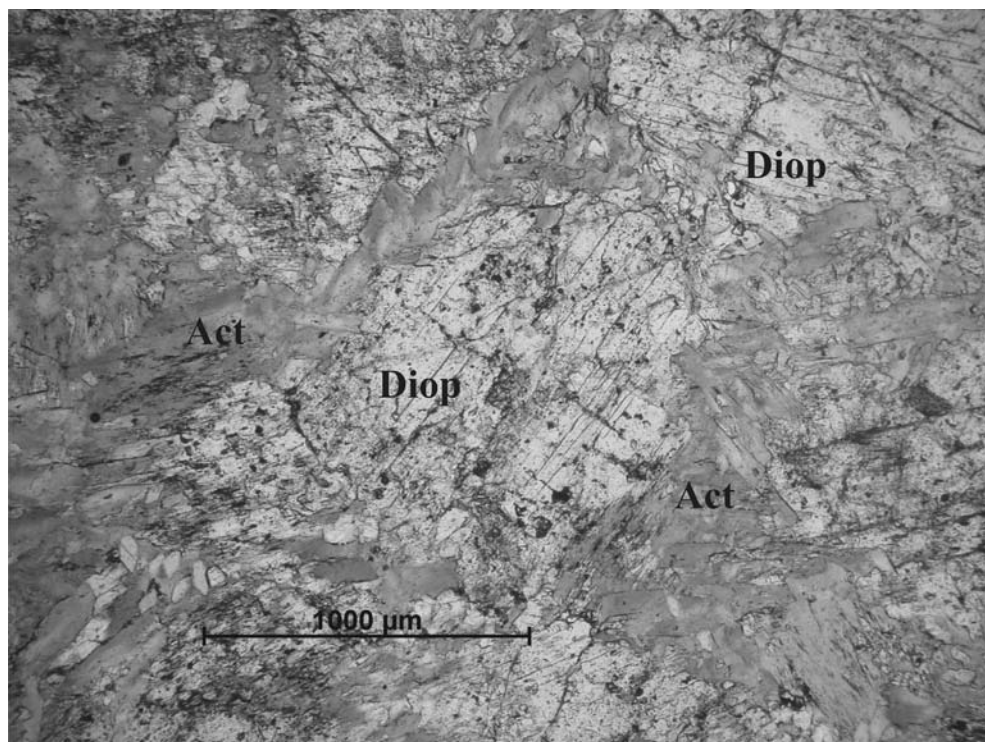


Fig.18- Fotomicrografia do nível calciossilicático mostrando grão de diopsídio (Diop) quase completamente substituído por tremolita-actinolita (Act).

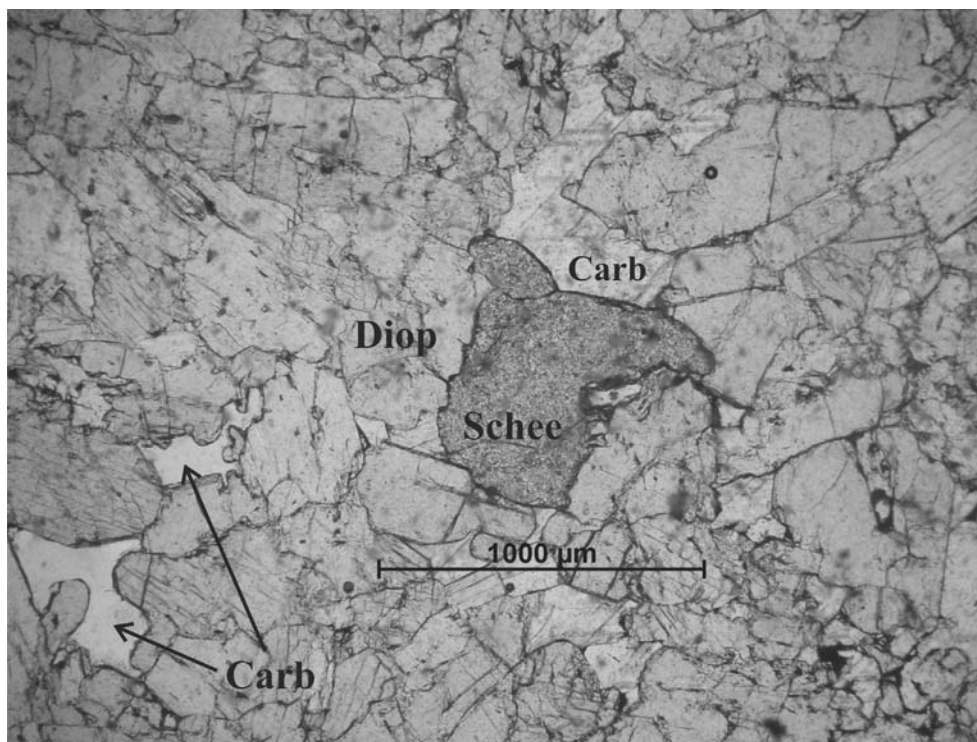


Fig.19- Fotomicrografia do nível calciossilicático mostrando grão de scheelita em paragênese com diopsídio (Dio) e carbonato (Carb).

#### AGRADECIMENTOS

Ao professor José Luiz Peixoto Neves (UERJ) e aos geólogos Raul Bitencourt e Adriana de Oliveira que participaram dos estudos iniciais da área em questão. Aos dois revisores anônimos, que por muito melhoraram a qualidade do texto. A Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo e Pesquisa do Rio de Janeiro (FAPERJ - proc. 170.023/2003 para C.A.Ávila, e proc. 171.016/2005 para R.M.Pereira), pelo apoio financeiro para a realização das atividades de campo.

#### REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira Geociências**, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., 1984. **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Editora Edgar Blucher. 378p.
- BARBOSA, A.F. & MACIEL, P., 1951. Mineralização de estanho e tungstênio na serra de São Francisco, Estado de São Paulo. **Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia**, 16(92):145-150.
- EBERT, H.D., 1968. Ocorrência de facies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 40(Suplemento):215-229.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.; CAMPOS, D.A. & TOSATTO, P., 1979. Geologia. In: **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)**. Ministério das Minas e Energia - Departamento Nacional de Produção Mineral. p.1-175.
- HEILBRON, M., 1993. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Pirai-RJ, setor central da Faixa Ribeira**. 268p. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. & JANASI, V.C., 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R. & BRITONEVES, B.B. **Geologia do continente sul-americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.203-234.

- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.; PIRES J.L.; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F., 1983. Geologia, Folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória. In: **Projeto RADAMBRASIL, volume 32**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. p.1-304.
- MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; CARVALHO, A.; MINIOLI, B.; PENALVA, F.; BASEI, M.A.S. & COUTINHO, J.M.V., 1976. Geologia das Folhas Lorena e Cruzeiro. In: **Projeto Paraíba**. Relatório Instituto Geológico - Universidade de São Paulo - Departamento Nacional de Produção Mineral. p.1-74.
- MORAIS, S.M.; DEHLER, N.M.; SACHS, L.L.B. & RODRIGUES, J.B., 1999. Projeto Integração geológica da Folha Guaratinguetá - SF.23-Y-B (1:250000). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Ministério das Minas e Energia - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais.
- OHLSSON, L.G., 1979. Tungsten Occurrences in Central Sweden. **Economic Geology**, **74**:1012-1034.
- PACIULLO, F.V.P., 1997. **A sequência deposicional Andrelândia**. 245p. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- PAFERNOFF, A.; POMEROL, C. & TOURENQ, J., 1970. **Les Minéraux em Grains méthodes d' étude et détermination**. Paris: Masson & Cie. 578p.
- PEREIRA, R.M., 2001. **Caracterização Geocronológica, Geoquímica, Geofísica e Metalogênica de alguns plutonitos graníticos da região do médio rio Paraíba do Sul e alto Rio Grande, segmento central da Faixa Ribeira**. 213p. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- PEREIRA, R.M.; SANTOS, R.A.A. & NEVES, J.L.P., 1994. Prospecção à bateia na borda oriental da região sudeste do Brasil: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...**, Balneário Camboriú: Sociedade Brasileira Geologia. v.2, p.197-198.
- PEREIRA, R.M.; FILGUEIRAS, A. & OLIVEIRA, A., 1997. Cassiterita associada às rochas graníticas do médio rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo. **Atas...**, Penedo: Sociedade Brasileira de Geologia. p.420-421.
- PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A.; MOURA, C.A.V. & ROIG, H.L., 2001. Geologia e geoquímica do Granito Mendanha e do Granitóide Marins e idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  do Granito Mendanha, Faixa Ribeira, São Paulo. **Geociências**, **20**(1/2):37-48.
- PIJPEKAMP, B., 1982. Petrological criteria for establishing the tin potential in granitoid complexes. In: Evans, A.M. (Ed.). **Metallization Associated with Acid Magmatism**. New York: John Wiley & Sons Ltda. p.273-278.
- SCHERBA, G.N., 1970. Greisens. **International Geology Review**, **12**(2):114-150.
- STEMPROK, M., 1987. Greisenization (a review). **Geologische Rundschau**, **76**(1):169-175.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. & ANDREIS, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.; MILANI, E.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress. p.287-310.