

O GABRO CORONÍTICO DE AMPARO, RJ- PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOTERMOMETRIA

Isabel Pereira Ludka & Cristina Maria Wiedemann-
Departamento de Geologia

ABSTRACT

A gabbroic body of probable Brasiliano age, cropping out in a 4 km² area around Amparo, in the state of Rio de Janeiro, was studied under the petrographic microscope and the electron microprobe. The dominant mineral assemblage consists of plagioclase (An 89<x<An98); olivine (Fo68<x<Fo73); amphibole (tschermakitic hornblende, Mg-hornblende and pargasite); OPX (En70<x<En76); spinel (pleonast); CPX (diopside); ilmenite, hematite, magnetite and sulphides. The uniformity of the mineral chemistry points toward a crystallization conditions in equilibrium with the parent magma. Important mineral reactions between olivine and plagioclase imply igneous reaction temperatures ranging from 850°C to 900°C.

O corpo gabróico de Amparo está situado a leste da cidade de Nova Friburgo, no Estado do Rio de Janeiro. Foi descrito pela primeira vez no mapeamento da folha Quartêis 1:50.000 de 1978, realizado pela CPRM no Projeto Faixa Calcárea Cordeiro-Cantagalo, posteriormente publicada no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (Braun & Cavalcante, 1980). O corpo de Amparo aparece individualizado e descrito como "corpo gabróico não posicionado cronologicamente". Segundo os autores, está em contato a N-NW com o biotita granito São José do Ribeirão, englobado nos maciços graníticos individualizados de plutonismo tardi- a pós-tectônico do ciclo Brasiliano, fazendo parte da Associação Paraíba do Sul. No seu limite norte, já na folha Cordeiro, este corpo granítico está em contato por falha com uma unidade diorítica descrita pelos autores como corpos dioríticos pré-cambrianos da Unidade Monerat. O contato NE-SE-W do gabro se dá com a unidade pré-cambriana descrita como Unidade Santo Eduardo, nomenclatura utilizada na folha Nova Friburgo por Grossi Saad (1980), no mapeamento executado pela GEOSOL, publicado em 1982 pelo DRM-RJ.

O corpo gabróico de Amparo tem seus limites inferidos: apenas blocos são observados na superfície de uma área montanhosa de relevo íngreme, aspecto não muito comum em ocorrências gabróicas, que costumam formar áreas arrasadas. Foram marcados 14 pontos em perfis para delimitar a área de ocorrência (ver fig 1, mapa de localização), sendo apenas 5

pontos do gabro, totalizando uma área de 2,5 X 1,5 Km ($\approx 4 \text{ Km}^2$). São eles os pontos A-1, A-2, A-6.1 e 6.2, A-8, 8.1, 8a,b e c, A-10 e 10a. São rochas de granulometria média a grossa, de índice de cor variando do começo da faixa mesocrática até membros melanocráticos, onde se observa uma matriz feldspática salpicada em maior ou menor grau de minerais máficos, que nos membros mais grossos evidenciam coronas em torno de olivina. Em alguns blocos, que tem tamanho em média decimétrico a métrico, não muito possantes, são observados megacristais máficos poiquiliticos. Nenhum sinal de deformação foi observado nesses blocos, assim como nenhuma lineação mineral. Não foi encontrado nenhum contato entre as porções que mostram variações modais/granulométricas bloco a bloco, o que poderia evidenciar a existência de acamamento magmático (layering).

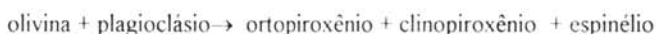
PETROGRAFIA E QUÍMICA DE MINERAIS

Foram descritas 12 lâminas, sendo 5 polidas para análises em microsonda eletrônica e observação dos minerais opacos. Foram escolhidas 9 amostras para contagem modal, que correspondem às amostras analisadas quimicamente. Algumas variações texturais e composicionais são encontradas no mesmo ponto, justificando várias amostras do mesmo local (vide tabela 1). Os minerais predominantes são o plagioclásio, olivina, anfibólio e ortopiroxênio, seguidos por menor quantidade de espinélio; minerais opacos e de alteração ocorrem em pequenas quantidades e somente em algumas amostras.

Tabela 1: Análise modal a 1000 pontos (%)

AMOSTRA	A-1	A-2	A-6.1	A-6.2	A-8	A-8.1	A-8B	A-8C	A-10	A-10A
plagioclásio	47.4	15.2	39.3	43.3	43.9	37.5	60.5	47.1	44.6	19.1
olivina	1.3	32.9	8.3	16.1	18.5	20.3	5.9	22.4	2.8	26.2
anfibólio I	13.0	14.1	17.6	8.4	6.9	9.6	9.6	3.6	1.3	8.4
anfibólio II	5.6	5.3	4.0	3.1	2.0	1.9	4.3	1.9	19.6	6.7
Opx I	5.2	9.2	---	6.1	9.2	13.2	0.2	---	7.7	8.1
Opx II	12.7	7.3	11.9	7.8	9.5	6.9	8.0	9.0	14.8	12.8
Cpx	0.50	4.1	0.5	0.2	1.5	2.2	---	0.5	---	---
espinélio	0.5	2.9	0.7	1.3	0.2	1.2	0.7	0.5	2.1	2.9
simplectito	12.2	8.2	17.2	11.5	7.8	6.8	9.8	14.5	6.0	10.7
minerais opacos	0.2	0.4	0.5	0.7	0.4	0.1	0.1	0.5	tr	0.8
calcita	---	0.2	---	1.1	---	---	---	---	0.2	2.0
alt. olivina	1.4	---	---	0.4	0.1	---	0.9	---	0.3	2.5

destas coronas está relacionada com o contorno original da olivina. São muito semelhantes às coronas que ocorrem na intrusão de Jacutinga (Wiedemann & Lammerer 1983; Ludka 1991; Wiedemann et al. 1992) e Lagoa Preta (Vieira et al. 1993). Na literatura internacional também são descritas várias coronas idênticas que se desenvolvem em gabros de diversas localidades, principalmente na Noruega (Shand 1945; Reynolds Jr. & Fredericson 1962; Starmer 1969; Grieve & Gittins 1974; Price & Wallace 1976; Esbensen 1978; Lamoen 1979; Dam 1995). A controvérsia em torno da origem dessas coronas ainda não foi resolvida: teorias apoiando origem magmática primária, sub-solidus ou metamórfica esbarram em fatos difíceis de se comprovar com as técnicas analíticas conhecidas. Modelos isoquímicos e de isovolume têm sido discutidos (Lamoen op.cit.; England 1974; Joesten 1977; Dam op.cit.), e é de razoável consenso que coronas semelhantes às encontradas se desenvolvam em um sistema isoquímico com exceção da água necessária à formação do anfibólio. Os minerais formadores das últimas camadas depois do opx dependem das condições de metamorfismo regional em que se desenvolveram. Terrenos em condições de fácies eclogito e granulito geram camada externa de clinopiroxênio em vez do anfibólio (Griffin, 1971), conforme a seguinte reação:



Já anfibólio é gerado em condições de fácies anfibolito a hornblenda-granulito, segundo a reação:



Descrições texturais

A textura granular hipidiomórfica original forma o arcabouço onde se desenvolveram coronas de reação entre os dois minerais principais, olivina e plagioclásio. Na primeira camada o ortopiroxênio cresce em pequenos cristais radiais de alongamento perpendicular à superfície da olivina, com diversas orientações ópticas, por vezes conservando o fraturamento original característico da olivina; segue-se uma camada de anfibólio granular de arranjo aleatório, de espessura variável, seguida imediatamente pela camada mais externa de simplectito deste anfibólio com espinélio, que se mostra mais ou menos desenvolvida localmente (fotomicrografia 1).



Fig. 1: Mapa de localização e de pontos

Aspectos texturais: Breve histórico sobre as coronas

A textura coronítica está presente em todas as amostras, onde uma maior ou menor quantidade de olivina desenvolvendo complexas coronas de reação determina o índice de cor das rochas, que variam de mesocráticas a melanocráticas.

A reação entre a olivina e o plagioclásio gera camadas concêntricas de ortopiroxênio, anfibólio e anfibólio + espinélio em torno da olivina nas rochas de Amparo. Tal fenômeno é comum nas rochas gabróicas contendo olivina. Esta estrutura cresce a partir do contato do plagioclásio com a olivina, e vai se desenvolvendo consumindo os dois minerais. A forma final



Fotomicrografia 1: Coronas de reação olivina-plagioclásio. Luz natural

A granulometria varia de fina a média, no geral, com alguns cristais maiores de piroxênio poiquilíticos. Esses cristais ocorrem em algumas lâminas, onde se observam domínios de textura poiquilítica, ou seja, oikocristais de ortopiroxênio primário e mais raramente clinopiroxênio, englobando chadacristais bem desenvolvidos de olivina e plagioclásio (fotomicrografia 2). É interessante notar que quando estão envolvidos pelo piroxênio, os cristais de olivina não desenvolvem a corona, ou seja, foram isolados do contato com o plagioclásio antes das condições necessárias para o desenvolvimento da reação.



Fotomicrografia 2: Oikocrystal de ortopiroxênio envolvendo chadacrists de plagioclásio e olivina. Luz natural

Descrição e classificação dos minerais

A **olivina** ocorre em quantidades variáveis lâmina a lâmina, reflexo de variações modais e dos diversos estágios de alteração em que se apresenta, tanto maior quanto maior o desenvolvimento da corona, que cresce consumindo este mineral. São cristais de forma irregular, de bordos arredondados, com tendência a uma forma elíptica, variando de 1 a 5 mm de eixo maior. Ocorrem sempre no centro das coronas, a não ser quando estão envolvidos pelos oikocrists de piroxênio. Apresentam as fraturas características, que são preenchidas por maior ou menor quantidade de minerais de alteração (serpentina + iddingsita? +bowlingita?) e minerais opacos, em cristais mais alterados.

Análises de micro-sonda determinaram a composição dessas olivinas variando de hialosiderita a crisotila (Fe_{67-73}) cristal a cristal, sem zoneamento interno. As amostras do ponto A-8.1 são as mais enriquecidas em Fe, e as do ponto A-10 e A-6.2 as mais

magnesianas, conforme sua colocação no diagrama de classificação para olivinas de Deer et al., 1972 (fig 2):

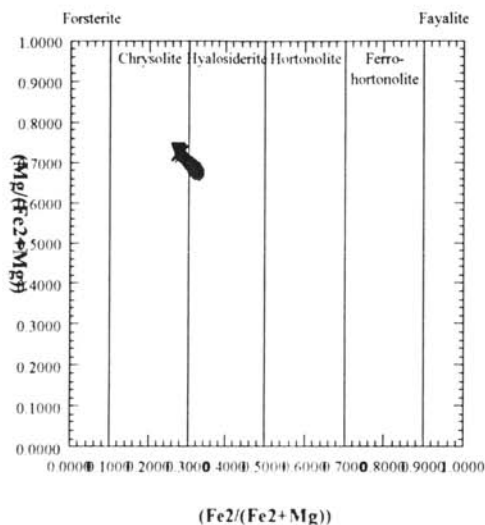


Fig. 2- Diagrama de classificação para olivinas de Deer et al., 1972. **Círculos:** A-8.1 ; **X:** A-6.2; **triângulos:** A-10; **losangos:** A-2

O **ortopiroxênio** ocorre em duas gerações distintas: O **ortopiroxênio I** é primário, e aparece somente como oicocristais. São cristais subedrais a anedrais de até 1 cm, que crescem envolvendo plagioclásio e olivina como líquido intercumulus. O pleocroísmo é bem fraco, variando de tons bem claros de rosa, verde translúcido e transparente. A cor de birrefringência é baixíssima, característica. Os cristais apresentam sempre sinais de alteração, estando bastante fraturados, com inúmeras inclusões de pequenas lamelas avermelhadas orientadas segundo direções cristalográficas e minerais opacos lamelares e irregulares. Por vezes está transformado para anfibólio marrom, que o substitui herdando as lamelas (exsoluções) de óxidos.

Análises de microsonda realizadas em 14 pontos de indivíduos de duas amostras não evidenciaram zoneamento composicional, que associado à homogeneidade observada nas características óticas leva à suposição de um sistema em equilíbrio durante a cristalização. Tal característica é encontrada nos anortositos mosqueados de Bushveld estudados por Brown (1968), onde cumulus de plagioclásio e rara cromita são envolvidos poiquiliticamente por

cristais de bronzita não zonados composicionalmente. Foi suposto pelo autor que a bronzita se nucleou no líquido intercumulus, e cresceu com composição constante como um adcumulato, em difusão constante com o líquido magmático. A rocha assim formada é denominada de heteroadcumulado, e os cristais poiquiliticos de heterads, segundo Cox et al. (1979). As composições variam de amostra para amostra na faixa de $Wo_{(0.6-3.4)}-En_{(69.8-75.8)}-Fs_{(23-29.2)}$ e classificaram este mineral no campo da enstatita (bronzita), conforme diagrama ternário de Deer et al., op.cit. (Fig. 3).

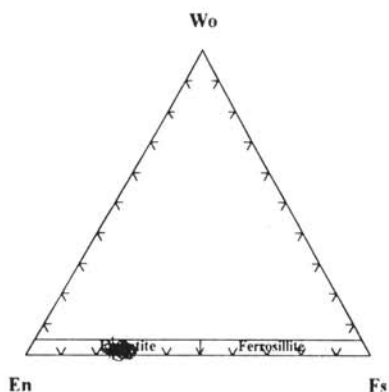


Fig. 3: Diagrama Wo-En-Fs de Deer et. al. 1992 para ortopiroxênios primários. Símbolos: (+)- A-6.2; (o)- A-8.1

A principal diferença composicional entre esse piroxênio primário e o secundário, que ocorre nas coronas, é o maior teor de alumínio e cálcio, relacionado às condições de maior pressão e temperatura em que cresceu (fig. 4). A variação do teor de Fe e Mg é semelhante para ambos.

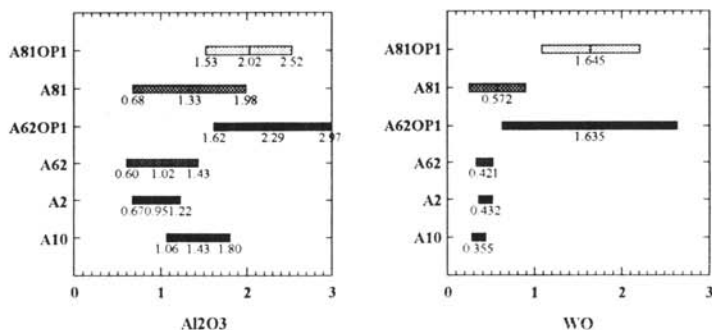


Fig. 4: Gráfico de variação de óxido de alumínio (esquerda, abcissa) e teor de wollastonita (direita, abcissa) nas amostras estudadas (eixo das ordenadas). Amostras de ortopiroxênio primário: notação OP1 no final.

O **ortopiroxênio II** ocorre nas coronas, e mostra-se bastante diferente do ortopiroxênio I; nenhum sinal de alteração é observado, estando livre de inclusões de qualquer tipo. Cresce em cristais anedrais radiais de 0.2 a 1.0 mm formando finos halos em torno da olivina, com orientações ópticas diferentes nos diversos indivíduos. O pleocroísmo é quase igual ao opx1, em variações de rosa e verde quase imperceptíveis. Vinte e nove análises químicas por microsonda eletrônica foram realizadas em coronas de 4 amostras (ver tabelas, anexo I). Foi observada a inexistência de zonamento composicional, checada com perfis ao longo dos cristais. As composições variam na faixa de $Wo_{(0.2-0.8)}-En_{(69-76)}-Fs_{(23-30)}$ e classificaram este mineral no campos da enstatita, conforme diagrama ternário de Deer et al., op.cit. (Fig.5)

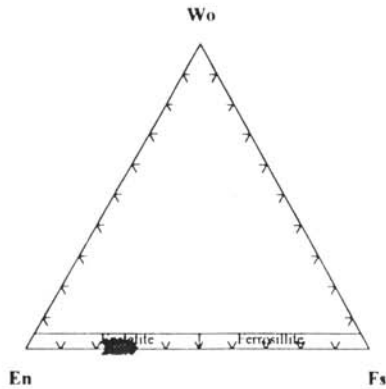


Fig. 5: Diagrama Wo-En-Fs de Deer et al., 1992 para ortopiroxênios da corona. Símbolos: círculos: A-8.1; (X): A-6.2; losangos: A-2; triângulos: A-10.

As amostras mais enriquecidas em enstatita são A-6.2 e A-10 (fig. 6), correspondentes às amostras com olivinas mais magnesianas (ver fig. 2), o que indica que a reação ocorreu provavelmente em um ambiente de pouquíssima mobilidade de elementos, ou seja, um sistema fechado.

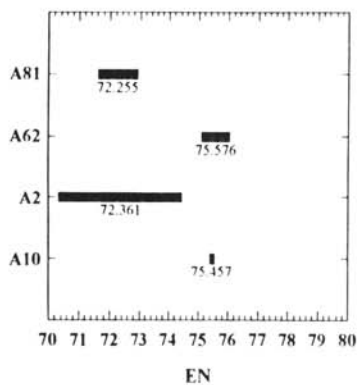


Fig. 6: Diagrama de variação do teor de En, com o valor da média (abscissa) nas diversas amostras (ordenada)

O **clinopiroxênio** ocorre somente como oikocristal envolvendo olivina e plagioclásio, com forma e tamanho similares aos cristais de ortopiroxênio I, mas em muito menor quantidade. Encontra-se geralmente menos alterado, sem as inclusões de lamelas de minerais secundários que invadem o opxI. Apresenta-se com fraco pleocroísmo verde claro a incolor. Só foi possível encontrar esse mineral na borda de uma das lâminas preparadas para análises de microsonda, a amostra A-2. Nessa amostra foram feitos 5 pontos em 2 cristais, sendo 3 de boa qualidade. Os resultados destas análises determinaram uma composição no campo do diopsídio (fig. 7).

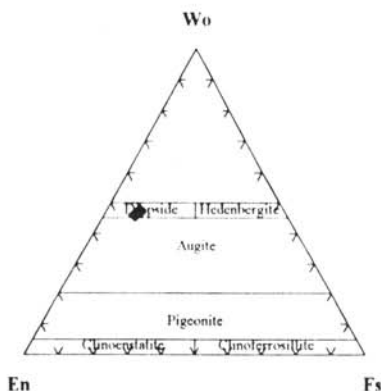


Fig. 7- Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios (Deer et al, 1992). Símbolo: losango: A-2

O **plagioclásio** ocorre em cristais euhédricos a subeuhédricos, que variam de 0.8 mm (matriz) a 6 mm de comprimento. Mostram-se bem geminados, exibindo geminação polissintética (albita + Carlbad + ?, frequentemente combinadas com periclina). Os cristais próximos às coronas, que dependendo da concentração de olivina na rocha são quase todos, estão sempre invadidos por finas lamelas de espinélio, que por vezes se concentram em maior quantidade no centro dos cristais, orientadas segundo direções preferenciais, formando "cristais empoeirados" (*dusty crystals*)

Nenhum cristal analisado mostrou zonamento composicional. As composições quase extremas de anortita, conforme classificação de Deer et al., op.cit. (fig. 8) só variam de cristal para cristal, e em geral são mais cálcicos os das amostras A-6.2 e A-10, as mais básicas, que mostram teores maiores de magnésio na olivina e nos ortopiroxênios.

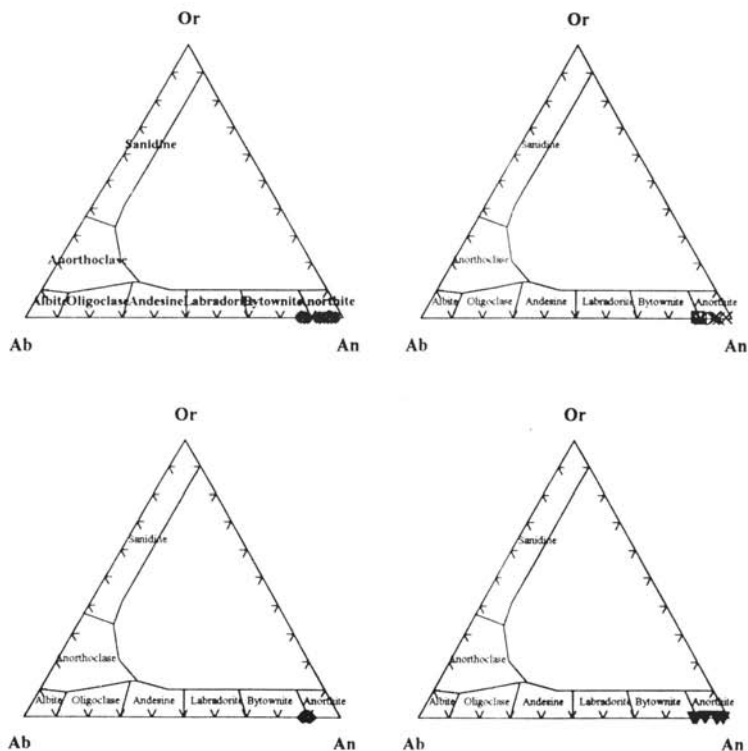


Fig 8- Diagrama de classificação de feldspatos de Deer et al., op.cit. **Círculos:** A-8.1; **X:** A-6.2; **triângulos:** A-10; **losangos:** A-2; **quadrado:** A-8b

O **anfíbólio** é um mineral nitidamente secundário, crescendo a partir da formação das coronas. Dois tipos de anfíbólios podem ser observados nas diversas lâminas, levando-se em conta sua cor natural: um anfíbólio verde claro, o mais comum, e outro marrom-claro. O primeiro apresenta fraco pleocroísmo verde-claro a incolor e ocorre unicamente nas coronas.

Desenvolve-se a partir da reação olivina-plagioclásio, formando a penúltima camada da corona e a camada exterior, onde ocorre em crescimento simplectítico com espinélio. Os cristais são anedrais, de tamanho variando de pequenas inclusões invadindo os plagioclásios a cristais maiores individualizados, observados nas coronas mais desenvolvidas. O segundo tipo de anfibólio observado tem pleocroísmo que varia de pardo-amarronzado, verde claro a marrom esverdeado; ocorre em algumas amostras, substituindo o opx1 e o anfibólio verde, que vai tornando-se gradativamente mais amarronzado, próximo às regiões de interface, formando então um tipo intermediário entre os dois, que foi chamado de anfibólio verde-marrom.

Todos os anfibólios são cálcicos, e uma classificação mais precisa nos diagramas de classificação de Leake (1978), mostra a maioria dos pontos (37) no diagrama $ANa + AK > 0.5$; $Ti < 5$; $Fe^{+++} < Al VI$. O maior grupo (20 pontos) são hornblendas pargassíticas, 16 pargassitas e 1 hornblenda edenítica, conforme diagramas da fig. 4.8. A outra parte, 34 pontos, plotam no diagrama $ANa+AK < 0.5$; $Ti < 5$: 17 como hornblenda tschermakítica, 10 como tschermakita e 7 Mg-hornblendas. (fig 9):

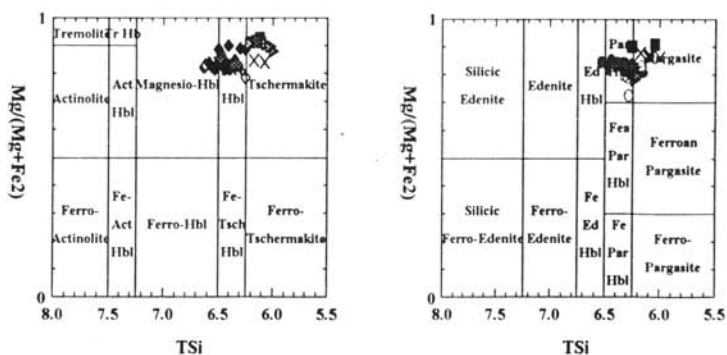


Fig 9: Diagramas de classificação de anfibólios de Leake, 1978. Símbolos: **Quadrado**: A-6.2 verde; **(X)**: A-6.2 marrom; **Triângulo cheio**: A-10 marrom; **triângulo vazio**: A-10 verde; **triângulo ▹**: A-10 verde marrom; **losango cheio**: A-2 verde; **losango vazio**: A-2 marrom; **círculo cheio**: A-8.1 verde; **círculo vazio**: A-8.1 marrom; **círculo meia lua**: A-8.1 verde marrom; **triângulo deitado**: A-8B verde.

A maior diferença observada entre os anfibólios verdes e marrons foi o teor de titânio mais alto no anfibólio marrom. Na literatura consultada é citado o aparecimento deste anfibólio marrom junto a ilmenita (Frodesen, op.cit.; Grieve & Gittins, op.cit.; etc.), que fornece o Ti, fato repetitivo em diversas ocorrências, constatado no presente trabalho. Observe-se que o anfibólio de cor intermediária tem teores intermediários de Ti, o que relaciona diretamente este elemento à cor do mineral (fig 10).

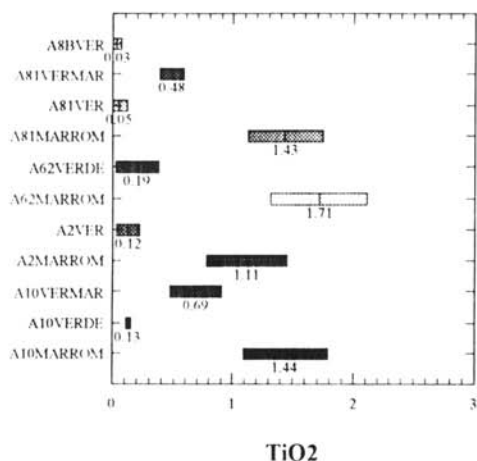


Fig. 10. Diagrama de variação de TiO₂ (abcissa) para os anfibólios analisados (ordenada).

O **espínélio** ocorre em crescimento simplectítico junto com o anfibólio na última camada das coronas, com forma vermicular. Mais raramente aparece em cristais individualizados, anedrais, próximos às coronas mais desenvolvidas onde se ressalta dos outros minerais por sua cor verde escuro. O tamanho varia de 1 mm a microcristais intercrescidos no simplectito. Foram analisados 20 pontos em espínélios de 5 lâminas, que tiveram composição variando em uma faixa pequena, lâmina a lâmina, relacionado ao teor de Mg das olivinas geradoras. A composição está entre a série MgAl₂O₄ (espínélio *sensu stricto*) e Fe⁺⁺Al₂O₄ (hercinita), exatamente no meio entre o campo da ceilonita e do pleonastro, membros intermediários. O número de magnésio reflete a proporção entre Mg e Fe⁺⁺, determinando sua

localização precisa na solução sólida. O maior número de magnésio foi novamente o das amostras A-6-2 e A-10, confirmando a ordem observada anteriormente.

Os **minerais opacos** não ocorrem com frequência nessas rochas. Aparecem principalmente como inclusões nas demais fases, em geral lamelares ou pequenos cristais irregulares, mas também são observados em cristais individualizados na matriz. A maioria é produto secundário, exsolução principalmente dentro de anfibólio e piroxênio, encontrados também dentro das coronas com olivinas mais consumidas. Atingem 1 mm de tamanho, sempre anedrais. Foram identificados como **ilmenita** por vezes com lamelas de **hematita**, o mineral mais frequente, e também **pirita** e **Ti-magnetita**. Análises em 8 pontos de ilmenitas de 4 lâminas foram realizadas. Mostraram homogeneidade composicional no teor de Mg, e pouca variação na proporção TiO_2/FeO em cada lâmina: as ilmenitas das 4 amostras mostram relação linear entre estes parâmetros, com a amostra A-6.2 sendo a mais magnésiana, como era de se esperar (fig. 11), seguida pela A-2, A-10 e A-8.1, a menos magnésiana sempre. É preciso levar em conta que estas ilmenitas são provavelmente secundárias, produtos de exsolução do processo de substituição da olivina, e que a quantidade de Mg na estrutura pode estar relacionada a esse fato.

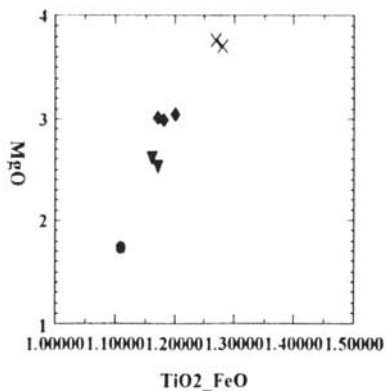


Fig. 12: Diagrama binário MgO X TiO₂/FeO para as ilmenitas das diversas amostras. Símbolos: (X): A-6.2; losangos: A-2; triângulos: A-10; círculos: A-8.1

O **carbonato** é encontrado como produto de transformação de plagioclásios; ocorrem em concentrações disformes de até 0.2 mm, principalmente nos contatos entre os cristais, geralmente próximo às coronas.

Os **minerais de alteração** da olivina não foram determinados. Ocorrem no centro das coronas, em maior ou menor quantidade de acordo com a alteração da olivina, nas coronas mais evoluídas.

GEOTERMOMETRIA

O par de piroxênios primários que ocorrem como oikocristais em três das amostras analisadas por microsonda foi usado para avaliação da temperatura de cristalização primária, tendo em vista que estes cristais parecem ser os últimos a solidificar. O clinopiroxênio foi analisado na lâmina A-2; o ortopiroxênio nas lâminas A-6-2 e A-8.1. Não foi possível analisar o par de piroxênios na mesma amostra: a lâmina tem um raio de apenas 1 cm, e as diferenças de fatia para fatia de rocha são grandes. A variação química observada entre os minerais das diversas amostras leva a crer que haja um *layering* químico (variação críptica) no corpo estudado, já que o *layering* mineral não pode ser confirmado em campo. Levando-se em consideração essa pequena diferença composicional observada de mineral a mineral, pode-se assumir como pares os piroxênios analisados, pois a incerteza dos métodos aplicados para estimar a temperatura é maior que a variação observada. Três métodos foram utilizados para medir as temperaturas de cristalização, já que são métodos semi-empíricos, onde as constantes assumidas são muitas vezes teóricas, e o cálculo matemático do teor de Fe⁺⁺⁺ nas análises de microsonda é problemático. As variações na alocação dos elementos nas estruturas podem gerar grande fonte de erro. Foram utilizados os métodos de Wood e Banno (1973), Weels (1977) e o programa QUILF, baseado em uma série de autores, de Andersen, 1992.

Os resultados obtidos foram bastante coerentes para os três métodos, conforme dados da tabela 2:

Tabela 2: Temperaturas obtidas nos diversos métodos para o par Clino-ortopiroxênio

AMOSTRAS	Wood & Banno	Wells	QUILF
A-6.2/A-2	970° +/- 60° C	940° +/- 70° C	951° +/- 64° C
A-8.1/A-2	947° +/- 60° C	958° +/- 70° C	948° +/- 94° C

A olivina foi inserida no sistema dos dois piroxênios, recurso proporcionado pelo programa QUILF, e resultou em uma temperatura mais alta, como era de se esperar: 1094° +/- 77° C .

A temperatura de formação da corona foi calculada através do método de Perchuck et al. (1985), já anteriormente utilizado por Bas Dam (op.cit.) para as coronas de alguns coronitos da Noruega. O método é baseado na razão ferro e magnésio (número de Mg) entre o anfibólio e o ortopiroxênio coexistentes na corona. Os pontos obtidos seguiram a isoterma de 900° +/- 50° C. O mesmo resultado foi obtido no programa QUILF para o sistema Olivina-ortopiroxênio- espinélio, de acordo com a tabela 3.4:

Tabela 3 - Temperaturas para o sistema Olivina-ortopiroxênio- espinélio das coronas nas diversas amostras:

	A-6.2	A-2	A-8.1	A-10
Ol-Esp-Opx2	900° +/- 93° C	880° +/- 64° C	847° +/- 72° C	807° +/- 79° C

CONCLUSÕES

As uniformidade mineralógica nesse pequeno corpo não evidencia aspectos de *layering* em campo, mas a variação quantitativa dos minerais leva a supor algum processo de separação mineral. A possibilidade de estar exposta atualmente somente uma camada relativamente homogênea de uma intrusão gabróica estratificada (*layered intrusion*) é levantada a partir da petrografia e química de minerais. A presença dos oikocristais de piroxênio, aliada à falta de zoneamento composicional observada em todos os minerais, apontam para a possibilidade de se tratar de um heteroadacumulado, conforme descreve Cox

et al. (op.cit.). A pequena variação nos teores de magnésio e cálcio observada nas amostras pode ser função da variação críptica em uma camada de grande porte, que seria o único nível exposto atualmente.

O teor de Mg dos minerais máficos primários é igual para a olivina e o ortopiroxênio I (X_{Mg} aprox. 69-76), e um pouco mais alto para o clinopiroxênio (X_{Mg} aprox. 80), exatamente como ocorre com os coronitos de Jacutinga. Já os minerais secundários das coronas mostram alguma variação, com o ortopiroxênio II igual à olivina, o anfibólio um pouco mais alto (X_{Mg} aprox. 78) e o espinélio em torno de 50. As temperaturas estimadas para a cristalização primária estão de acordo com o esperado para esse tipo de rocha (aprox. 1090°C - 950°C). As temperaturas de equilíbrio obtidas para as coronas (aprox. 850°C/900°C), bastante altas, bem próximas das temperaturas de cristalização primária do par opx-cpx (940/970°C), levam a crer em sua formação em um estágio intra a tardi-magmático, onde a camada cumulada já sólida coexistia com o magma (mush) em outras partes da câmara magmática, em um ambiente de resfriamento lento, que permitiu o amplo desenvolvimento da reação. Poderia também estar relacionada ao metamorfismo regional. As duas possibilidades não se excluem, visto que é possível a intrusão ter se colocado em condições do final do metamorfismo regional, e cristalizado lentamente em um ambiente com temperaturas altas. A polêmica em torno do assunto é grande, e até o momento não se chegou a um consenso, conforme o exposto no item "Breve histórico sobre as coronas". É notável a semelhança entre o contexto geológico, a mineralogia e as temperaturas encontradas para a formação das coronas dos gabros da Noruega estudados pelos vários autores, conforme exposto nesse item.

Referências bibliográficas

- ANDERSEN, D. J. -1992- QUILF: A PASCAL program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti Oxides, Pyroxenes, Olivine and Quartz. Stony Brook Mineral Physics Institute Publication
- BRAUN, O. P. G. & CAVALCANTE, J. C. -1980- Geologia das Folhas Cantagalo, Quarteis e Cordeiro - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro - DRM/UFRJ- Relatório final
- COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. -1979- The Interpretation of igneous rocks- George Allen & Unwin, London, 450p.

- DAM, B.P.-1995- Geodinamics in the Bamble area during Gothian- and Sveconorwegian times - a comparative petrological study of two gabbros- PhD Thesis, University of Utrecht: 114 pp.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. -1972- Rock forming minerals vol.1, ortho- and ring silicates. Longmans, Group Ltd., London, England.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1992- An introduction to the Rock-forming Minerals- 2a edition. Longman Group Ltd., London :696 pp
- ENGLAND, R. N. -1974- Coronas structures formed by near isochemical reaction between olivine and plagioclase in a metamorphosed dolerite. mineralogical magazine, 39: 816-818.
- ESBESEN, K. H. - 1978 - Coronites from the Fongen gabbro complex, Trondheim Region, Norway: role of water in the olivine-plagioclase reaction. N. Jb. Miner. Abh. 132, 113-135, Stuttgart.
- GRIEVE, R.A.F. & GITTINS, J. - 1974 - Composition and formation of coronas in the Hadlington Gabbro, Ontario, Canada. Can. J. Earth Sci., 12: 289-299.
- GRIFFIN, W. L. - 1971- Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jottun Nappe. Indre Sogn, Norway. Journal of petrology, 12: 219-243
- GROSSI SAAD, J. H. G.; PINTO, C. P.; SERPA, J.C.; DUTRA, J.E.B.; HETTICH, M. & ANDRADE, N.E. -1980- Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro - DRM/Geosol.
- JOESTEN, R. -1977- Evolution of mineral assemblage zoning in diffusion metassomatism. Geochimica et Cosmochimica acta, 41: 649-670.
- LAMOEN, H.V.- 1979 - Coronas in Olivine Gabbros and Iron ores from Susimaki and Riuttamaa, Finland. Contr. Min. Petrol. 58: 259- 268.
- LEAKE, B. E. -1978- Nomenclature of amphiboles. Am. Min., 63: 1023-1052
- LUDKA, I.P.-1991- Geologia, petrologia e geoquímica do complexo intrusivo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, ES. Tese de mestrado, IGEO/UFRJ. 256p.
- PERCHUCK, L.L., ARANOVICH, L.YA.; PODLESSKLI, K. K.; LAVRANTEVA, I. V.; GERASIMOV, V. YU.; FEDKIN, V. V. KARSAKOV, L. P. & BERDNIKOV, N.V. - 1985- Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Sibéria, USSR. Journal of Metamorphic Geology, 3: 265-310.
- PRICE, R. C. & WALLACE, R. C. - 1976 - The significance of corona textured inclusions from a high pressure fractionated alkalic lava: North Otago, New Zealand. Lithos 9: 319-328.

- REYNOLDS Jr., R.C. & FREDERICKSON, A. F. - 1962 - Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept.. Geol. Soc. Am. Bull.,73: 59-72
- SHAND, S. J. - 1945 - Coronas and coronites. Bull. Geol. Soc. Am., 56: 247-266.
- STARMER, I. C. - 1969 - Basic plutonic intrusions of the Risør-Söndeled area, South Norway: The original lithologies and their metamorphism. Norsk. Geol. Tidsskr.,40: 403-431
- VIEIRA, V. S.; SOUZA, E.C.; RAPOSO, F. O.; SILVA, L.C. & HEINECK, C.A. (1993): Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil- Baixo Guandú folha SE.24-Y-C-V, Capítulo 2, estratigrafia. In: Vieira, V.S. org. CPRM, Brasília.
- WELLS, P.R.A.-1977- Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol.62: 129-139.
- WIEDEMANN, C.M. & LAMMERER, B. - 1983 - Evidências do caráter ígneo estratiforme do Complexo Jacutinga- Torre, Mimoso do Sul, ES. In: Anais da Acad. Bras. Ciências, v.55, (3): 326
- WIEDEMANN, C.M.; LUDKA, I. e MENDES, J.C. (1992), Análises por microsonda eletrônica em coronas de metagabro-noritos do Espírito Santo. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo - Brasil. Bol. Res. Expandidos, p. 45-46, 1992.
- WOOD, B. J. & BANNO, S. -1973- Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. Contributions to mineralogy and petrology,42: 109-124.