

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO ESTRATIFORME DE CANA BRAVA-GO, E DAS SUAS ENCAIXANTES

C.T. Correia e V.A.V. Girardi*

ABSTRACT

The Cana Brava body is a 2.0 Ga, anorogenic, stratiform complex whose layers dip from 30° to 50° NW. The massif is made up of five units, composed of layers containing several associations of cumulus phases and variable amounts of inter-cumulus minerals. Transitions between units are characterized by changes in the composition and/or in the relative abundance of these phases. Stratigraphically, the lowest sequence is composed of amphibolites (PICB1), overlain by serpentinites (PICB2), metabasites (PICB3) and metagabbroic rocks (PICB4 and PICB5) at the top. This sequence was originally formed by microgabbros, peridotites, websterites and gabbroic rocks.

The rock sequence of the complex can be attributed to a single magmatic fractionation. There is no evidence of multiple injections. Metamorphic events affected the different units heterogeneously. The gabbroic rocks (PICB4 and PICB5) were the least transformed; hence their chemical compositions are close to the original ones. Units PICB1 to PICB3 were the most affected by post-magmatic processes.

Geochemical evidences suggest that PICB1 may be the chilled border of the massif. However, due to post-magmatic phenomena, the composition of the parent magma was calculated using the chemical compositions and inferred volumes of units PICB2 to PICB5. For PICB2 and PICB3 the compositions of mineral phases were utilized. The possible Cana Brava parent magma is olivine-tholeiite, similar to the majority of the complexes utilized for comparison. Its amount of normative olivine is within the range for liquids derived from 25 to 35% of mantle melting. Phase equilibria conditions point to pressures under 6-7 Kbar during crystallization.

The possible parental magma of the Cana Brava complex is compared with the alkali-olivine basaltic magma of the Palmeirópolis metavolcano-sedimentary sequence, and with the possible parental magma of the Serra da Bota satellite body.

RESUMO

O complexo de Cana Brava cristalizou-se a cerca de 2,0 Ga. É de natureza estratiforme e anorogênica e suas camadas mergulham de 30° à 50° para NW.

* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil

Estudos petrográficos, geoquímicos e petrológicos indicam que as unidades do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava correspondem a um magmatismo basáltico diferente em vários aspectos do magmatismo que gerou as rochas máficas existentes nas unidades que lhes são encaixantes. O Complexo contém 5 unidades, compostas por diferentes associações de fases cumulus com quantidades variáveis de minerais intercumulus.

Transições entre essas unidades são marcadas por modificações na composição e/ou na abundância relativa entre essas fases. Estratigraficamente, da base para o topo, e de leste para oeste, ocorrem anfibolitos, sobrepostos por serpentinitos, metawebsteritos, e rochas metagabróides. Essa seqüência originalmente correspondia a microgabros, peridotitos, websteritos e gabros.

Não existem evidências de múltiplas injeções de magma e modelagens petrogenéticas permitem explicar o fracionamento das diferentes unidades a partir de um único pulso magmático de composição olivina-toleítica em condições de pressão inferiores a 6-7 Kbar. Esse provável magma progenitor que teria se formado a partir de fusões mantélicas entre 25-35% em volume, apresenta várias similaridades com os possíveis líquidos equivalentes propostos para os complexos de Barro Alto, Niquelândia, Muskox e Skaergaard. São também feitas comparações com os possíveis magmas progenitores das rochas básicas da seqüência metavulcano-sedimentar de Palmeirópolis e do corpo satélite da Serra da Bota, de natureza respectivamente álcali-olivina basáltica e olivina toleítica.

INTRODUÇÃO

Este estudo apresenta e discute dados geoquímicos e petrológicos do complexo estratiforme de Cana Brava, e estabelece comparações geoquímicas que os permitem diferenciar do magmatismo máfico da seqüência metavulcano-sedimentar de Palmeirópolis e, também daquele que deu origem ao gabro da Serra da Bota, respectivamente localizados à W e à E em relação ao complexo.

Adicionalmente são apresentadas modelagens petrogenéticas que permitem compreender o curso do fracionamento magmático que originou os diferentes estratos de Cana Brava, e ainda comparar seu

provável magma parenteral com aqueles que formaram os complexos de Barro Alto, Niquelândia, Stillwater e Skaergaard.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava (CBC) é considerado um corpo estratiforme cristalizado há 2,0 Ga (Correia et al., 1997). Ele apresenta cerca de 40 km de comprimento por 14 de largura, na sua porção sul, onde sua estratigrafia encontra-se melhor exposta. (Fig. 1). Está posicionado no extremo norte do alinhamento de cerca de 300 Km de intrusões máficas-ultramáficas do tipo estratiforme, do qual fazem

parte também os complexos de Barro Alto e de Niquelândia. Em termos tectônicos eles são considerados parte de um sistema tipo rift preservado entre blocos arqueanos da porção leste e central do Brasil, podendo também serem de outra forma, referidos como aflorando entre rochas supracrustais do Meso e Neoproterozóico no interior do Maciço de Goiás-Tocantins (Nilson et al. 1994, Brito Neves et al. 1995, Pimentel et al. 1996). Para leste, as rochas do complexo cavalgam os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa (Marini et al., 1977), e para oeste elas se encontram em contato com as rochas da seqüência metavulcano-sedimentar de Palmeirópolis (SVSP) (Ribeiro Filho e Teixeira, 1981). Embora não definitivas, as relações de campo preservadas (Correia, 1994) sugerem natureza ígnea intrusiva das rochas do complexo nos metassedimentos de Palmeirópolis.

Localizado em meio às rochas miloníticas do Grupo Serra da Mesa, 1,5 km à leste da porção central de Cana Brava, ocorre a intrusão máfica da Serra da Bota (GSB).

PETROGRAFIA

O complexo de Cana Brava

Em termos petrográficos as rochas de Cana Brava foram divididas em 5 unidades. De leste para oeste e da base para o topo são elas:

Unidade PICB1 - É constituída essencialmente por

epídoto anfibolitos finos, blastomiloníticos, e por intercalações locais, com dimensões métricas a de algumas dezenas de metros, raramente atingindo centenas de metros, de rocha fina de composição gabróica que segundo critérios texturais poderiam também ser classificados, segundo Le Maitre (1989), como microgabros ou diabásios.

Em alguns locais estas rochas apresentam texturas porfiroclásticas onde restos de plagioclásio com granulação média entre 1,5 a 2,5 mm, encontram-se preservados na matriz fina, recristalizada, composta por plagioclásio e piroxênio, com granulações variando entre 20 e 100 μ . Mesmo nos epídoto anfibolitos, ainda é possível reconhecer antigos piroxênios ígneos agora substituídos por anfibólios de composição tremolítica-actinolítica, e entre as concentrações de epídoto, o contorno de antigos cristais poligonais de plagioclásio.

Devido a estas feições considera-se que os litotipos desta unidade correspondam à rochas de composição máfica cuja granulação fina deve-se à diminuição dos grãos devido ao transporte tectônico que sofreram. Admite-se que localmente possam estar preservadas texturas mais finas originais, conseqüência possivelmente, do resfriamento mais rápido na base do complexo. Os epídoto anfibolitos dominantes devem corresponder às transformações impostas às rochas de composição gabróica onde houve maior acesso de fluidos ao sistema. Essas rochas apresentam como mineralogia principal,

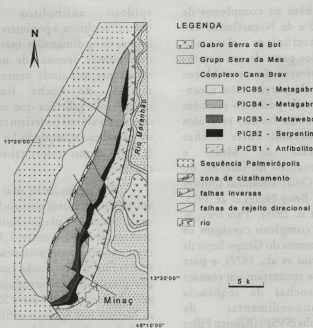


Figura 1 - Mapa geológico do complexo máfico - ultramáfico de Cana Brava (simplificado de Correia 1994).

anfíbólio de composição tremolítica-actinolítica, clinozoisita-epídoto e mais raramente pistacita, frequentemente associadas a plagioclásio de composição albíta ou oligoclásio. Como minerais acessórios aparecem o quartzo, minerais opacos, titanita e clorita.

Unidade PICB2 - Esta segunda unidade do complexo é composta principalmente por serpentinitos constituídos essencialmente por serpentina (50-98%), carbonatos (1-35%), fragmentos de minerais originais (0-35%), além de opacos, clorita, anfíbólio e quartzo em quantidades subordinadas. É nela que se encontram os corpos mineralizados

de amianto crisotila, localizados na sua extremidade sul, nas vizinhanças da cidade de Minaçu (Fig. 1). Nela também encontram-se as melhores evidências de estruturas e texturas ígneas estratiformes preservadas no complexo. Embora seja composta quase exclusivamente por serpentinitos, produtos da transformação de meta-peridotitos e/ou meta-dunitos, localmente é possível observar a alternância entre bandas de gabros e piroxenitos com espessuras que variam entre centimétricas a métricas.

Nas rochas mais transformadas, os serpentinos, muitas vezes,

ainda é possível reconhecer restos de textura ígnea cumulítica.

Outras feições características são grãos de olivina, agora completamente substituídos por serpentina e delimitados por pequenos cristais de magnetita, bem como restos de ortopiroxênio e de clinopiroxênio, minerais opacos e pequenos grãos de espinélio, envoltos por matriz de serpentina e clorita. Em outras amostras, pode-se observar a intercalação milimétrica de leitos de serpentina com restos de olivina alternados com estratos onde predominam ortopiroxênio e clinopiroxênio, respectivamente em relação a olivina. Tais leitos deveriam originalmente corresponder à alternância entre composições duníticas e peridotíticas-piroxeníticas. Pela presença de fragmentos não transformados dos minerais originais ou pelas proporções relativas entre serpentina e clorita observadas em lâmina, ou ainda pelo hábito ígneo reliquiar das fases presentes, considera-se que esta unidade seja composta essencialmente por serpentinitos formados a partir de peridotitos.

Unidade PICB3 - As rochas desta unidade ocorrem de forma mapeável na estreita faixa, que atinge no máximo algumas centenas de metros na porção sul do Complexo. Nas porções centro e norte ocorre de forma descontínua na região do contato entre as unidades PICB2 e PICB4. Predominam rochas com estrutura maciça embora não seja rara a presença de rochas com foliação milonítica. Como litotipo dominante aparece o metab Websterito, onde o

teor de clinopiroxênio é sempre maior que o de ortopiroxênio, sendo mais freqüente apresentarem ortopiroxênio entre 25 a 15% e clinopiroxênio ente 75 a 100% do volume total da amostra. As rochas mais próximas ao contato com a unidade PICB2 tendem a apresentar granulação mais fina, ausência de plagioclásio e maior teor em clinopiroxênios, nas quais a textura cumulítica é evidente. Em direção ao contato com a unidade PICB4 a granulação tende a aumentar, bem como o teor em ortopiroxênio, e aparece plagioclásio intercumulus. As amostras mais ricas em plagioclásio chegam a constituir mela gabros e/ou mela-ortopiroxênio gabros. Os piroxenitos apresentam poucos minerais acessórios sendo os minerais opacos os mais freqüentes. Outros minerais como anfibólios, biotita e clorita, quando presentes, são sempre secundários e formados às custas dos piroxênios. Minerais secundários do grupo do epidoto, além de calcita e sericita podem ocorrer nas rochas com plagioclásio. Em volume os minerais acessórios variam muito na sua proporção, chegando a ser dominantes nas amostras mais transformadas.

Unidade PICB4 - Esta unidade e a unidade PICB5 constituem as unidades máficas do complexo e respondem pelo maior volume de rochas expostas do mesmo. Devido ao fato de que muitas feições estruturais, texturais e mineralógicas são comuns às rochas das unidades PICB4 e PICB5, serão utilizadas informações destas duas unidades no que tange à descrição destas feições, deixando

para o sub-item seguinte os principais aspectos e diferenças que permitiram separá-las. Quanto aos litotipos, a unidade PICB4 é composta por ortopiroxênio gabros e também por gabros, mela-gabros, leuco-gabros, noritos, clinopiroxênio noritos, rochas de composição diorítica e intercalações de rochas anfibolíticas.

Macroscopicamente, as rochas gabróides apresentam grande variação nas estruturas ocorrendo tipos com estrutura maciça e aspecto ígneo e tipos com estrutura foliada. A foliação, quando presente, apresenta na grande maioria dos casos, características de foliação milonítica. Ocorre de forma mais intensa na proximidades de falhamentos principalmente ao longo da grande zona de deformação ductil-ruptil que delimita a maior extensão do contato entre as unidades PICB4 e PICB5. Rochas foliadas onde, embora orientados, os minerais não apresentam evidências de deformação ductil ou ruptil, podem estar relacionadas a processos ígneos originais conforme discutidos por Nicholas (1992).

Freqüentemente, rochas de um mesmo afloramento apresentam diferentes graus de foliação, havendo alternâncias desde centimétricas até métricas ou decamétricas, entre litotipos não foliados que passam de forma mais ou menos abrupta para litotipos com foliação. As rochas não foliadas tendem a apresentar textura ígnea panhipidiomófica, enquanto as foliadas mostram texturas miloníticas e/ou granoblásticas.

É comum a presença nas rochas mais deformadas do mineral quartzo, alongado e com extinção ondulante. Nestas rochas este mineral deve estar associado a possível solubilização, mobilização e reprecipitação da sílica, fato comum em zonas de cisalhamento (Gates and Speer, 1991). Não raro as rochas com texturas granoblásticas e foliação apresentam piroxênios e plagioclásios com evidentes características ígneas.

De modo geral, os metagabros a metagabronoritos dessa unidade são constituídos por ortopiroxênio (0 a 30%), clinopiroxênio (15 a 45%) e plagioclásio (20 a 75%). Como minerais acessórios podem estar presentes: quartzo, biotita, anfibólio, minerais opacos, minerais do grupo do epidoto, apatita, titanita, zircão, calcita e sericita. O teor em anortita dos plagioclásios varia entre 45 e 70%. Os anfibólios formados nas bordas dos piroxênios são hornblendas com pleocroísmo castanho e muito raramente, anfibólios fibrosos incolores, da série tremolita-actinolita. Além das rochas gabróides, ocorrem também nas unidades PICB4 e PICB5 rochas interpretadas como encraves anfibolíticos. Estas rochas, microscopicamente, são geralmente foliadas com coloração verde escura a preta, granulação fina ou fina a média, porfiroblásticas ou não. Texturas porfiroblásticas onde cristais de granada chegam a atingir 15-20cm, localizam-se preferencialmente próximo dos contatos magmáticos com as rochas do CCB. Nos demais casos os porfiroblastos, são, minerais

poiquilíticos de granada, ou de ortopiroxênio e, mais raramente, de rutilo.

Mineralogicamente estes anfibolitos são constituídos por hornblenda e plagioclásio, podendo ou não estar presentes ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Como minerais acessórios existem titanita, opacos, quartzo e rutilo. Suas texturas são sempre granoblásticas. Localmente apresentam feições de sobre crescimento metamórfico de minerais de grau alto sobre a paragênese anterior. Localmente essas rochas apresentam inclusões fluidas onde diminutas inclusões se distribuem ao redor da cicatriz de uma antiga inclusão central maior. Esta feição é correlacionável aos padrões apresentados por Sterner e Bodnar (1989) para inclusões formadas durante processos de reaquecimento a temperaturas elevadas posteriores à formação da inclusão original, como pode ocorrer em processos polimetamórficos ou de imersão de material rochoso preexistente em magmas.

Unidade PICB5 - Esta unidade, a última do Complexo de Cana Brava, encontra-se na porção superior do Complexo em contato com as unidades da Sequência Vulcano Sedimentar de Palmeirópolis. É composta por gabronoritos, noritos, leuco-gabronoritos, clinopiroxênio noritos, leuco-clinopiroxênios noritos, ortopiroxênio gabros, leuco-ortopiroxênio gabros, leuco gabros, dioritos, quartzo gabros, quartzo dioritos, e, localmente onde se encontram ausentes os

piroxênios, tonalitos. Esta variedade litológica reflete mudanças na proporção dos minerais que ocorrem de afloramento para afloramento ou mesmo em um único afloramento, ou bloco de rocha, devido à presença ou não de determinada fase mineral, de sua abundância relativa ou ainda do teor em anortita do plagioclásio.

Mineralogicamente as rochas gabróides são constituídas essencialmente por ortopiroxênio (0 a 50%), clinopiroxênio (0 a 35%), plagioclásio (28 a 62%), anfibólio (0 a 38%), biotita (0 a 27%), quartzo (0 a 23%) e granada (0 a 15%). Como minerais acessórios ocorrem rutilo, opacos, apatita, minerais do grupo do epidoto, calcita, talco, sericita e zircão. A composição mineralógica destas rochas é no geral mais diversificada que a das unidades anteriores e, foi esta feição que nos levou a separá-la das demais. Quando comparada com a mineralogia das rochas da unidade PICB4 notamos o progressivo aumento dos minerais biotita, quartzo e anfibólio e redução relativa nos teores de ortopiroxênio e de clinopiroxênio.

Como consequência, ocorre aumento no volume de rochas gabróides leucocráticas, onde é comum a presença de quartzo e de biotita. A biotita, que até então aparecia exclusivamente como mineral secundário formado às expensas dos piroxênios, aparece agora também como mineral primário formada isoladamente em meio a cristais de plagioclásio e/ou de plagioclásio e de piroxênio. O anfibólio quando presente é aparentemente sempre secundário

e formado a partir de piroxênios. O teor em anortita dos plagioclásios situa-se entre 30 e 70%. Ortopiroxênio e clinopiroxênio não estão presentes tão somente nas amostras de composição tonalítica. As rochas de composição anfibolítica desta unidade tem as mesmas características que as da unidade precedente e encontram-se descritas conjuntamente no item anterior. Zonas de cisalhamento e deformação tectônica mostram-se geralmente paralelas ao acamamento ígneo primário.

Conforme desenhado na Fig. 1, uma proeminente zona de cisalhamento corta o complexo na sua porção sul, ao longo do contato entre as unidades PICB4 e PICB5. Nas proximidades do contato oeste, vários afloramentos da unidade PICB5 apresentam abundância de xenólitos de anfibolitos, xistos e quartzitos, interpretados como oriundos da Sequência de Palmeirópolis.

Os anfibolitos da Sequência de Palmeirópolis

As rochas máficas da sequência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis correspondem a anfibolitos. Em termos granulométricos predominam rochas finas embora estejam presentes anfibolitos médios a grossos. Geralmente os anfibolitos finos apresentam texturas nematoblásticas com foliação bem desenvolvida enquanto os grossos tendem a exibir texturas granoblásticas com foliação pouco desenvolvida. Nos últimos, não raro, é possível reconhecer feições

das texturas ígneas originais, como arranjos subhipidiomórficos entre feldspatos e antigos piroxênios agora substituídos por anfibólios, feldspatos zonados com núcleos mais ricos em anortita e piroxênios preservados nos anfibólios. A mineralogia principal dos anfibolitos compõe-se de plagioclásio, anfibólio e minerais do grupo do epidoto, podendo ou não estar presente clinopiroxênio, granada e escapolita. Como acessórios aparecem titanita, rutilo, apatita, calcita, minerais opacos, biotita, quartzo e clorita. O teor em anortita dos plagioclásios varia entre 37 e 82%.

O Gabro da Serra da Bota

O corpo máfico da Serra da Bota é constituído por rochas não foliadas com texturas ígnea panhipidiomórfica, subofíticas e, localmente, com texturas coroníticas. A apresentam granulação média a média-grossa. Predominam minerais com dimensões entre 1 a 3 mm. Nas amostras mais grossas com maior concentração de piroxênios é que localmente ocorrem texturas subofíticas, sendo mais comum a textura panhipidiomórfica. Texturas coroníticas ocorrem localmente somente nas amostras que apresentam olivina modal. As rochas que constituem esta unidade são gabros, ortopiroxênio-gabros e olivina ortopiroxênio gabros coroníticos. Localmente ocorrem ortopiroxênio dioritos.

Mineralogicamente são constituídas por olivina (0-15%), ortopiroxênio (5 a 15%), clinopiroxênio (13 a 40%),

plagioclásio (15 a 40%), anfibólio (0 - 15%), minerais opacos (1 - 3%) e espinélio (0 - 1,0%). O teor de anortita no plagioclásio varia entre 48 e 62 %. É comum observar-se plagioclásios zonados com bordas mais ricas na molécula albítica e núcleos mais anortíticos.

Os minerais acessórios são essencialmente os minerais opacos e os espinélios verdes. Os espinélios quando presentes ocorrem em diminutos cristais (entre 0,01 e 0,04 mm) associados aos minerais opacos ou em intercrescimento simplectítico com o anfibólio das coronas. Minerais secundários praticamente não ocorrem nestas rochas que são essencialmente frescas. Nas rochas com coronas elas se compoem por anéis de ortopiroxênio, seguidos por anéis de anfibólio ao redor das olivinas circundadas por plagioclásio. Os anéis evitam o contato direto entre estas duas últimas fases.

Ocorrem também coronas onde o mineral que se encontra ao centro é opaco. Nestes os anéis nem sempre são contínuos o que possibilita o contato entre o mineral opaco e o plagioclásio. Nessas coronas eventualmente encontra-se ausente o anel de ortopiroxênio. É freqüente ocorrer nos dois tipos de coronas, intercrescimentos simplectíticos entre anfibólio e espinélio verde. Quando presente estes intercrescimentos não ocorrem ao longo de todo anel de anfibólio mas apenas em parte dele.

O anfibólio ocorre exclusivamente nas coronas ou como mineral secundário formado a partir dos piroxênios.

GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Apresentação dos dados

Determinações de elementos maiores e traços foram realizadas por espectrometria de fluorescência de raios X na Universidade de Módena, Itália. A precisão dessas análises é estimada em 2-5% para os elementos maiores e melhores que 10% para os elementos traço. Análises dos Elementos Terras Raras (ETR) foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL, em Belo Horizonte, por espectrometria de plasma induzido, com precisão estimada de 2-5%.

Na tabela 1 encontram-se as médias dos dados analíticos de elementos maiores e traços da Sequência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis, das diversas unidades do Complexo de Cana Brava e do Gabro da Serra da Bota, assim distribuídas: Sequência de Palmeirópolis (PIP), 22 amostras; Unidade PICB1 do Complexo, 8 amostras; Unidade PICB2 do Complexo, 2 amostras; Unidade PICB3 do Complexo, 5 amostras; Unidade PICB4 do Complexo, 42 amostras; Unidade PICB5 do Complexo, 38 amostras; Gabro da Serra da Bota (PMSB), 8 amostras.

Na tabela 2 encontram-se os dados analíticos de ETR de amostras de algumas das unidades acima relacionadas assim distribuídas: Unidade PICB1 do Complexo, 3 amostras; Unidade PICB3 do Complexo, 1 amostra; Unidade PICB4 do Complexo, 7 amostras; Unidade PICB5 do Complexo, 8 amostras.

UNID.	AP	PICB1	PICB2	PICB3	PICB4	PICB5	GSB
FRX%							
SiO ₂	49.06	52.05	45.88	52.70	48.54	48.54	49.38
TiO ₂	1.47	1.09	0.02	0.15	0.99	1.24	0.67
Al ₂ O ₃	13.95	13.80	0.51	4.31	18.68	17.69	17.30
FeO _t	11.91	10.66	6.39	8.01	10.52	11.37	9.16
MnO	0.20	0.18	0.10	0.15	0.22	0.26	0.17
MgO	7.79	10.54	45.97	26.08	7.21	8.00	9.44
CaO	12.80	10.09	0.51	7.75	12.12	11.16	11.98
Na ₂ O	2.09	1.15	0.00	0.15	1.38	0.99	1.68
K ₂ O	0.38	0.24	0.00	0.02	0.16	0.46	0.28
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.00	0.01	0.10	0.20	0.05
H ₂ O	1.01	1.68	12.18	1.71	0.34	0.35	0.61
FeO	-	9.84	-	6.17	8.88	9.56	7.51
i.d.	0.60	0.51	0.12	0.24	0.60	0.59	0.49
FRX ppm							
Cr	259	446	2752	4128	307	269	516
Ni	83	132	1900	747	68	52	157
Rb	16	9	1	5	11	23	10
Sr	283	129	8	34	191	189	124
Y	31	29	2	9	23	22	20
Zr	118	129	11	28	55	93	56
Nb	24	11	4	7	11	16	10
Ba	-	93	-	67	51	251	20
La	-	12	-	2	6	11	4
Ce	-	26	-	9	27	24	15
Nd	-	11	-	2	9	12	5
Pb	-	6	-	1	3	4	3

Tabela 1 - Composições químicas médias, para os anfibólitos de Palmeirópolis (AP), para as diferentes unidades do complexo de Cana Brava (PICB) e para o Gabro da Serra da Bota (GSB). Análises individuais podem ser fornecidas mediante solicitação aos autores.

Será com base nestes dados analíticos que serão discutidos os efeitos das transformações pós-magmáticas sobre as rochas do Complexo de Cana Brava e suas características e afinidades geoquímicas, comparando-as simultaneamente com as rochas da sequência de Palmeirópolis e com o Gabro da Serra da Bota.

A Sequência dos eventos e as transformações pós-magmáticas

Girardi & Kurat (1982) em função de dados petrográficos e de análises por microsonda eletrônica de fases minerais isoladas distinguem três eventos de

recristalização sofridas pelo Complexo. O primeiro seria responsável pela exsolução de lamelas de clinopiroxênio em ortopiroxênios, pelo reequilíbrio dos piroxênios e pela formação de hornblenda pargasítica. O segundo teria causado a conversão de clinopiroxênios para hornblendas verdes ou transformação dos gabros em anfibólitos. Um terceiro evento teria afetado principalmente a suíte ultramáfica sendo responsável pela formação dos serpentinitos.

Estes autores sugerem que o primeiro evento de recristalização poderia ter ocorrido por um dos seguintes processos: metamorfismo de fácies granulito ou reequilíbrio

Elemento	GS-008		GS-009		GS-010		GS-011		GS-012		GS-013		GS-014		GS-015		GS-016		GS-017		GS-018	
	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g	g/grama	g/g
La	30,38	0,81	15,17	0,54	22,76	0,85	22,89	0,84	18,08	10,02	10,49	17,76	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49	10,49
Ce	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Pr	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Nd	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Eu	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Gd	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Tb	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Dy	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Ho	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Er	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Yb	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Lu	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	0,28	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25	10,25
Norm																						

Tabela 2 - Concentrações de ETR em amostras das diferentes unidades do Complexo de Cana Brava.

sub-sólidos, em condições de fácies granulito, durante o lento resfriamento pós-magmático do Complexo. Ao segundo evento atribuem condições de fácies anfíbolito em conjunção ao influxo de água e, finalmente, o terceiro seria um evento de baixa temperatura.

Com base no maior conhecimento da geologia da área, Correia(1994) e Correia et al. (1997), não sustentam duas diferentes gerações de hornblendas nas rochas gabróides. Os piroxênios são substituídos apenas por uma geração de hornblendas com pleocroísmo castanho, enquanto que os anfíbólios com pleocroísmo verde predominantes se restringem aos enclaves anfibolíticos encontrados nas unidades PICB4 e PICB5. Desse modo os fenômenos metamórficos sofridos pelo complexo foram reinterpretados conforme:

- Um primeiro evento com reequilíbrio de piroxênios e plagioclásios através de um dos mecanismos propostos por Girardi & Kurat (1982). Segue o metamorfismo e transporte tectônico do complexo gerando as rochas miloníticas do seu interior e da sua borda leste (unidades PICB1 e PICB2) e hornblendas de pleocroísmo castanho (pargasíticas) onde água teve acesso ao sistema;
- Os anfíbolitos com anfibólio de pleocroísmo verde dominante seriam oriundos de enclaves anfibolíticos que já os portavam, ou teriam sido gerados em rochas gabróides adjacentes a zonas de falha, onde água teve acesso ao

sistema, em condições metamórficas menos intensas, durante reativações posteriores ao evento principal de metamorfismo e transporte tectônico sofrido pelo Complexo, ou ainda, durante o arrefecimento das condições de P e T nos estágios finais deste evento;

- Um terceiro evento de metamorfismo a baixa temperatura, que teria atingido fundamentalmente as rochas das unidades PICB1, PICB2 e PICB3 do complexo por estarem adjacentes à superfície principal de cavalgamento e portanto mais acessíveis a fluídos hidrotermais.

Alteração hidrotermal tardia ou pós-magmática e metamorfismo podem modificar em graus variados as características geoquímicas dos protólitos ígneos originais. Assim cabe considerar os processos metamórficos sofridos pelas rochas de Cana Brava e estabelecer critérios que permitam estabelecer se as características geoquímicas ígneas encontram-se preservadas antes de definir suas tendências ígneas e com base nelas os processos petrogenéticos determinantes na sua formação.

Pearce (1968), propôs diagramas de Razões de Proporções Moleculares (MPR) com objetivo de reconhecer correlações petrogenéticas em conjuntos de análises químicas de rochas. Demonstrou que se é praticamente impossível determinar o valor absoluto da concentração original de elementos que sofreram em alguma extensão, processos de diferenciação magmática, como por exemplo por cristalização

fracionada, é possível determinar-se a razão da proporção entre dois elementos quando locados em diagramas um contra o outro, como razões onde o denominador corresponde a um terceiro elemento que não tomou parte no processo de diferenciação, permanecendo com sua concentração absoluta, inalterada durante este processo.

Outros trabalhos como os de Beswick (1982), Rollinson & Roberts (1986) e Pearce (1987), contribuíram para melhorar o conhecimento sobre os significados da existência ou não de correlações nestes diagramas e também para discriminar processos de alteração.

De maneira geral concluiu-se que conjuntos com tendência retilínea e boa correlação podem refletir processos magmáticos, enquanto que a dispersão de pontos ao longo de um leque que passe pela origem do diagrama tende a refletir modificações posteriores na concentração dos elementos em questão.

Valendo-se desses diagramas Correia (1994) mostra que para os elementos utilizados, desde os mais móveis (K_2O) até os menos móveis (TiO_2), as correlações apresentam tendência retilínea e pouca dispersão. Constituem exceção parcial as rochas das unidades PICB2 e PICB3 do Complexo, justamente os serpentinitos e piroxenitos, que foram sabidamente mais transformados. Dessa forma, considera-se que na sua maior extensão os dados composicionais das análises de elementos maiores e traços utilizados refletem composições ígneas originais.

Afinidades geoquímicas

Para os cálculos geoquímicos adotou-se o valor 0,2 para a razão Fe_2O_3/FeO . As amostras de Cana Brava, Palmeirópolis e da Serra da Bota locadas nos diagramas clássicos de Irvine e Baragar (1971) posicionam-se no campo toleítico (Correia, 1994). Nesses diagramas fica também evidente a maior riqueza em Na_2O e K_2O das amostras de Palmeirópolis em relação às demais.

Na figura 2 encontram-se os diagramas de variação dos óxidos locados contra o índice de diferenciação (id) $FeO/FeO+MgO$ para as amostras analisadas. Em todos os diagramas as amostras do Complexo de Cana Brava apresentam distribuição regular com tendências coerentes com amostras relacionadas por diferenciação através de fracionamento magmático.

Desta forma as amostras mais diferenciadas, ou seja, com id mais elevado, apresentam-se continuamente enriquecidas em TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 , enquanto que MgO decresce progressivamente com aumento do id. CaO aumenta no início da diferenciação e diminui ao final quando o plagioclásio torna-se mais sódico.

A sílica apresenta aumento progressivo a partir das amostras com id baixos apresentando grande dispersão para valores de id mais elevados. Para as rochas gabróides, porém, a partir de valores de id por volta de 0,5 principalmente os valores de SiO_2 tendem a diminuir. Tal comportamento pode refletir a

concentração de plagioclásio de composição mais básica em níveis mais elevados na estratigrafia do complexo por conta de processos de separação gravitativa onde os plagioclásios, por poderem apresentar valores de peso específico menores que os do líquidos nos quais se fracionam, tendem a neles flotar. Outras evidências deste processo serão apresentados e discutidas posteriormente. De qualquer forma, as tendências observadas são bastante próximas dos vetores calculados para o fracionamento das rochas do Complexo de Niquelândia, a baixas pressões, por Girardi et al. (1986).

No diagrama da figura 3 é possível observar que apenas algumas das amostras estudadas, principalmente do Complexo de Cana Brava, localizam-se no campo composicional relativo ao das composições combatíveis com a dos líquidos basálticos. Na sua maioria as amostras encontram-se deslocadas em direção a posição do plagioclásio, devendo corresponder a composição com diferentes proporções de plagioclásio cumulus. Esta característica pode ser responsável ao menos em parte, pelo comportamento errático dos elementos em vários dos diagramas observados, entre elas o da sílica. Novamente são notadas diferenças composicionais entre as unidades estudadas. Assim, em todos os diagramas até aqui apresentados as rochas da Serra da Bota apresentam o campo composicional mais restrito. Suas amostras mostram sempre composições compatíveis

com as dos Gabros do Complexo de Cana Brava com id entre 0,4 e 0,6. Já as amostras da Sequência de Palmeirópolis quando comparadas com as do Complexo de Cana Brava distribuem-se no intervalo com id entre 0,4 e 0,8 e mostram-se enriquecidas em TiO_2 , CaO , Na_2O e Sr e empobrecidas em Al_2O_3 .

Análise das Normas

Diferenças composicionais entre as rochas do CCB, do GSB e dos anfibolitos da SVSP são observadas através de vários diagramas (Correia, 1994). No presente trabalho foram utilizados cálculos normativos para evidenciar essas tais diferenças.

Assim, as normas calculadas com base nas composições de rocha total mostram que somente entre as rochas de Palmeirópolis são encontradas leucita e nefelina normativas e a maioria de suas amostras apresentam olivina normativa refletindo composições mais próximas do plano olivina-clinopiroxênio-anortita no diagrama dos basaltos de Yoder & Tilley (1962), que corresponde ao grupo dos alcali-olivina basaltos.

As rochas das unidades PICB1 são quartzo normativas correspondendo à composições toleíticas supersaturadas. Nela os teores em quartzo normativo são particularmente elevados em relação aos demais (valor médio de 7,21%) podendo não refletir composições originais uma vez que correspondem à zona de falha, conforme já apontado anteriormente.

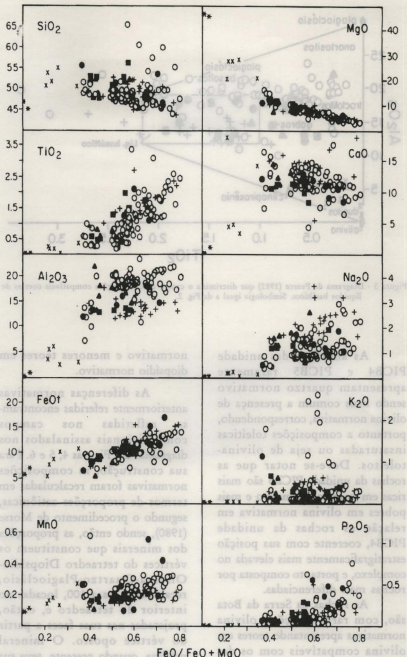


Figura 2 - Diagramas de variação de elementos maiores X id. Simbologia: + anfibólitos da Sequência de Palmeirópolis; ■ rochas da unidade PICB1; * rochas da unidade PICB2, X rochas da unidade e PICB3; ● gabróides das unidades PICB4 e PICB5; ● anfibólitos das unidades PICB4 e PICB5; ▲ gabróides do Gabro da Serra da Bota.

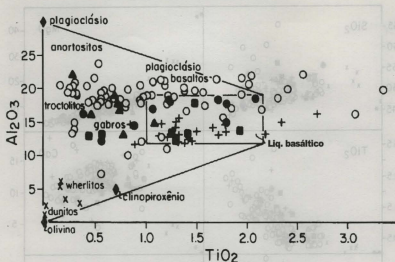


Figura 3 - Diagrama de Pearce (1982) que discrimina o campo de composições compatíveis com as de líquidos basálticos. Simbologia igual a da Fig. 2.

As amostras das unidade PICB4 e PICB5 raramente apresentam quartzo normativo sendo mais comum a presença de olivina normativa, correspondendo, portanto a composições toleíticas insaturadas ou seja de olivina-toleitos. Deve-se notar que as rochas da unidade PICB5 são mais ricas em quartzo normativo e mais pobres em olivina normativa em relação as rochas da unidade PICB4, coerente com sua posição estratigraficamente mais elevada no complexo, e portanto composta por rochas mais diferenciadas.

As rochas da Serra da Bota são, com raras exceções, olivina normativas apresentando teores em olivina compatíveis com os das amostras de Palmeirópolis (valores médios por volta de 7%), porém se diferenciam delas por apresentarem maiores teores em plagioclásio

normativo e menores teores em diopsídio normativo.

As diferenças normativas anteriormente referidas encontram-se refletidas nos campos composicionais assinalados nos diagramas das Figuras 4, 5 e 6. Para sua construção, as composições normativas foram recalculadas em termos de proporções catiônicas, segundo o procedimento de Morse (1980), sendo então, as proporções dos minerais que constituem os vértices do tetraedro Diopsídio-Olivina-Quartzo-Plagioclásio, recalculados para 100, localadas no interior do tetraedro e, então, projetadas nas suas faces a partir do vértice oposto. O mineral nefelina, quando presente, teve sua composição computada como equivalente a 5/3 da molécula de plagioclásio.

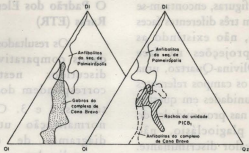


Fig. 04

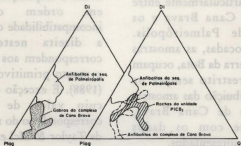


Fig. 05

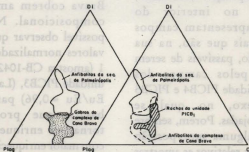


Fig. 06

Figuras 4, 5 e 6 - Campos de distribuição das composições normativas das rochas de algumas unidades do Complexo de Cane Brava e dos anfibolitos da Sequência de Palmeirópolis. Minerais normativos recalculados para proporções catiônicas. Nos diagramas têm-se as projeções nas diferentes faces do tetraedro Di-Ol-Qz-Plag a partir do vértice oposto. Não se encontram representadas as projeções na face Plag-Ol-Qz. (Vide comentário no texto).

Nestas figuras, encontram-se as projeções em três diferentes faces do tetraedro, não existindo as respectivas projeções na face Plagioclásio-Olivina-Quartzo, uma vez que nesta os campos referentes às diferentes unidades em questão se sobrepoem nas proximidades do vértice do plagioclásio, não apresentado valor discriminante. Nas demais faces ficam evidentes as diferenças composicionais entre as unidades, particularmente entre os gabros de Cana Brava e os anfibolitos de Palmeirópolis. Embora não locadas, as amostras do Gabro da Serra da Bota, ocupam campo mais restrito sempre na região de distribuição das amostras do complexo de Cana Brava, coerentemente com os dados anteriormente apresentados.

Pode-se notar ainda que as rochas de composição anfibolítica, encontradas no interior do Complexo, apresentam campos composicionais que são, na sua maior extensão, passíveis de serem englobados pelos campos dos gabros das unidades PICB4 e PICB5 do Complexo, no qual se encontram alojadas. Porém, sempre apresentam alguma superposição com os campos relativos as amostras de Palmeirópolis, demonstrando as afinidades químicas desses anfibolitos do Complexo com aquelas rochas.

As rochas da unidade PICB1 além da maior riqueza em quartzo já apontada, são, dentre todas, as que apresentam distribuição mais errática; provavelmente em função de sua natureza mais transformada em relação às demais unidades do Complexo de Cana Brava.

O Padrão dos Elementos Terras Raras (ETR)

Os resultados analíticos e os dados comparativos que serão discutidos neste sub-item correspondem dos listados nas tabelas 2 e 3. Os valores de normalização utilizados nos diagramas de concentrações normalizadas apresentados, (diagramas tipo "Spider") bem como a disposição dos elementos em ordem crescente de incompatibilidade da esquerda para a direita nestes diagramas, correspondem aos propostos para o manto primitivo por Hofmann (1988). É exceção o elemento Cr, cujo valor de normalização corresponde ao do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).

O padrão dos ETR das rochas do Complexo de Cana Brava cobrem amplo intervalo composicional. Na Figura 7 é possível observar que variam entre valores normalizados próximos de 1 (amostra CB-1042, piroxenito da unidade PICB3, $(La/Lu)_n = 0,95$ e $Eu/Eu = 0,96$) para as amostras basais, que progressivamente tornam-se enriquecidas nas ETR com maior enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados. A maioria das amostras mostram padrões pouco inclinados (razões $(La/Lu)_n$ entre 2 e 8) sendo raros padrões mais íngremes onde as razões $(La/Lu)_n$ atingem valores de 15,35 e 24,55 como no caso das amostras CB-1380 e CB-1383 localizadas no topo do Complexo de Cana Brava. Valores assim tão elevados podem tanto ser consequência do maior

fracionamento sofrido por estas rochas como da contaminação pelas rochas encaixantes, uma vez que se encontram adjacentes ao contato com as rochas meta-sedimentares da Sequência de Palmeirópolis.

Outra característica importante é a ocorrência de anomalias positivas e negativas de Eu nos gabros de Cana Brava. Estas rochas das unidades PICB4 e PICB5 apresentam razões Eu/Eu^* que variam entre 0,48 e 2,63. Estas anomalias podem ser atribuídas a amostras com plagioclásio cumulus (anomalia positiva) ou empobrecida neste mineral por processos de separação de cristais (anomalia negativa) como freqüentemente ocorre em complexos estratiformes (Irvine, 1979). Valores equivalentes de concentração nestes elementos e padrões semelhantes são também apresentados pelas rochas de complexos máficos e ultramáficos do craton arqueano de Karnataka na Índia estudados por Srikantappa et al. (1984).

Na figura 8, é possível comparar os dados de Cana Brava com os dos complexos estratiformes de Skaergaard e Stillwater. Nela pode-se constatar que os valores medidos para amostras isoladas de Skaergaard, e do Complexo de Stillwater, de maneira geral ocorrem no mesmo intervalo relativo às amostras de Cana Brava. As inclinações são semelhantes e, também ocorrem anomalias positivas e negativas para Eu (Fig. 8 e razões Eu/Eu^* entre 0,81 e 2,35).

Cabe observar que em contraste com a similaridade

apresentada pelos padrões de ETR entre as amostras de Cana Brava com outros complexos estratiformes, estes padrões se diferenciam daqueles apresentados por rochas gabróides de complexos ofiolíticos que são caracteristicamente empobrecidos em ETR leves em relação aos ETR pesados conforme demonstram os dados de Suen et al. (1979), e Kay & Senechal (1976); aspecto já apontado por Fugi (1989).

A semelhança do padrão das ETR das amostras da unidade PICB1 de Cana Brava com rochas oriundas de líquidos basálticos arqueanos pode ser uma primeira evidência geoquímica de que as rochas desta unidade estejam relacionadas com a possível borda resfriada do Complexo da Cana Brava.

Neste sentido deve-se notar também as similaridades composicionais que apresentam com as rochas tidas como possíveis líquidos progenitores das rochas dos complexos de Skaergaard e Stillwater arrolados respectivamente nas colunas 1-2 e, 3-4 da Tabela 3. As rochas da unidade PICB1 apresentam razões $(La/Yb)_n$ entre 2,89 e 5,71 enquanto as amostras de Skaergaard mostram os valores 3,77 e 3,84. A razão Eu/Eu^* varia respectivamente entre 0,86 a 0,99; 0,81 e 0,94; e 1,00 e 1,05 para as rochas de Cana Brava, Skaergaard e Stillwater em questão, mostrando portanto valores muito próximos.

apresentada pelos padrões de ETR entre as amostras de Cana Brava com outros complexos estruturais, estes padrões se diferenciam daqueles apresentados por rochas gabaritos de complexos ophiolíticos que são caracteristicamente empobrecidos em ETR leves em relação aos ETR pesados conforme

Unid./Am. Complexo	1	2	3	4	5
	EG4272 Skaergaard	EG4312 Skaergaard	VC81-23 Stillwater	368-313/410 Stillwater	1008/1078/1081 Cana Brava
La	13,10	13,40	-	-	16,11
Ce	-	41,00	10,87	21,82	33,95
Nd	37,00	33,00	4,78	13,17	17,93
Sm	10,10	9,90	1,12	3,71	4,22
Eu	3,40	2,90	0,40	1,31	1,20
Gd	12,00	12,00	1,20	4,29	3,48
Tb	1,65	1,65	-	-	-
Dy	-	-	1,31	4,75	4,36
Ho	-	1,63	-	-	0,94
Er	-	-	-	2,90	2,83
Yb	2,30	2,40	0,80	2,81	2,52
Norm.					
La	21,34	21,83	-	-	26,25
Ce	-	25,61	6,79	13,63	33,95
Nd	31,11	27,75	4,02	11,07	15,08
Sm	26,13	25,61	2,90	9,60	10,91
Eu	23,35	19,92	2,75	9,00	8,26
Gd	23,40	23,40	2,34	8,37	6,79
Tb	17,55	17,55	-	-	-
Dy	-	-	2,05	7,45	6,84
Ho	-	11,45	-	-	6,61
Er	-	-	-	6,96	6,78
Yb	5,55	5,79	1,93	6,78	6,09
(La/Yb)n	3,84	3,77	-	-	4,16
Eu/Eu*	0,94	0,81	1,05	1,00	0,94

Tabela 3 - Concentrações de ETR de microgabros considerados como possíveis bordas resfriadas dos complexos de Skaergaard (colunas 1 e 2 Haskin & Haskin, 1968), Stillwater (colunas 3 e 4, Lambert & Simmons, 1988 e Cana Brava (coluna 5).

fracionamento sofrido por estas rochas como da contaminação pelas rochas calcáreas, uma vez que se encontram adjacentes ao contato com as rochas metá-sedimentares da seqüência de Palmatopolis.

Outra característica importante é a ocorrência de anomalias positivas negativas de ETR leves em relação aos ETR pesados conforme das amostras de Cana Brava e das amostras de Skaergaard e Stillwater.

Os valores equivalentes de ETR leves em relação aos ETR pesados são semelhantes nos complexos de Skaergaard e Stillwater, porém os valores de ETR leves em relação aos ETR pesados são inferiores nos complexos de Cana Brava e Stillwater. Nas amostras de Cana Brava as inclinações são semelhantes e também ocorrem anomalias positivas e negativas para Eu (Fig. 3 e 4).

Cabe observar que em contraste com a similaridade

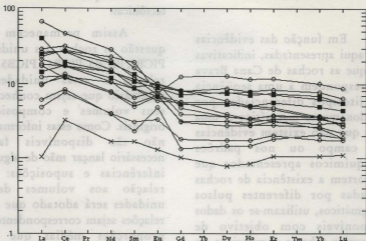


Figura 7 - Diagrama de Concentrações Normalizadas de ETR de rochas do Complexo de Cana Brava. Simbologia: \circ amostras da unidade de PICB1, \times piroxenito da unidade PICB3, \square gabróides das unidades PICB4 e PICB5.

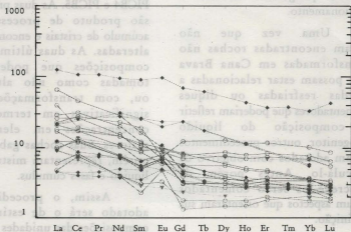


Figura 8 - Diagrama de concentrações normalizadas de ETR de amostras dos Complexos de Skaergaard (\bullet) de Cana Brava (\circ) e de Stillwater (\blacktriangledown). As amostras de Cana Brava correspondem aos gabróides das unidades PICB4 e PICB5.

As amostras dos demais Complexos correspondem a dados extraídos de Paster et al. 1974 e Haskin e Haskin (1968).

PETROLOGIA DAS UNIDADES DECANABRAVA

Em função das evidências até aqui apresentadas, indicativas de que as rochas de Cana Brava correspondem a uma seqüência de litotipos diferenciados por fracionamento magmático e, uma vez que não existem evidências de campo ou nos padrões geoquímicos apresentados que suportem a existência de rochas geradas por diferentes pulsos magmáticos, utilizam-se os dados disponíveis com objetivo de especular sobre a composição do possível magma progenitor das rochas do complexo, sobre as condições nas quais o fracionamento teria ocorrido e, sobre o caminho percorrido pelo líquido progenitor durante o fracionamento.

Uma vez que não foram encontradas rochas não transformadas em Cana Brava que possam estar relacionadas a bordas resfriadas ou diques alimentadores que poderiam refletir a composição do líquido progenitor, outros procedimentos foram adotados com objetivo de calculá-lo. Antes porém de descrevê-los serão comentados algum aspectos que orientaram sua definição.

Embora os dados geoquímicos e petrográficos existentes mostrem que a unidade PICB1 pertença ao CCB, podendo eventualmente representar sua borda resfriada; ela não foi levada em consideração na elaboração da modelagem, visto ter sido

profundamente afetada por transformações metamórficas e tectônicas.

Assim permanecem em questão as rochas das unidades PICB2, PICB3, PICB4 e PICB5. Em relação a estas unidades é necessário que sejam conhecidos seus volumes e composições originais. Como essas informações não são disponíveis faz-se necessário lançar mão de algumas inferências e suposições: Em relação aos volumes destas unidades será adotado que suas relações sejam correspondentes às proporções médias que elas mantem na Figura 1, e em perfis construídos a partir dela. No tocante às composições a situação é diferente quando consideradas as rochas das unidades PICB2 e PICB3 em relação as rochas das unidades PICB4 e PICB5. As duas primeiras são produto de processos de acúmulo de cristais e encontram-se alteradas. As duas últimas têm composições que podem ser tomadas como não alteradas ou, com transformações não significativas em termos das concentrações em elementos maiores. Suas rochas gabróides, porém, representam misturas de líquido e fases cumulus.

Assim, o procedimento adotado será o de estimar as composições das unidades PICB2 e PICB3 com base nas proporções entre suas fases minerais determinadas na petrografia e, na composição destas fases obtidas por Girardi & Kurat (1982), em fragmentos não alterados dos minerais presentes nestas rochas.

Para as unidades PICB4 e PICB5 as estimativas serão feitas com base na média das composições normativas calculadas a partir da Tabela 1, para as rochas que nos diagramas anteriores não tenham apresentado evidências de serem representativas de processos de separação e acúmulo de cristais, tendo assim maior chance de corresponderem a composições de líquido.

Na Tabela 4 encontram-se as composições das fases minerais das unidades PICB2 e PICB3. As proporções médias entre as fases minerais adotadas para as rochas destas unidades, a partir das análises petrográficas foram: Unidade PICB2 - Olivina 70%, ortopiroxênio 20%, clinopiroxênio 9% e, espinélio 1%; Unidade PICB3 - ortopiroxênio 10%, clinopiroxênio 85% e, plagioclásio 5%.

As proporções relativas médias entre as unidades PICB2, PICB3, PICB4 e PICB5, medidas na perpendicular à superfície de contato entre elas em perfis da Figura 1 são: PICB2 - 9,2%; PICB3 - 1,8% e, PICB4 + PICB5 - 89,0%.

As unidades PICB4 e PICB5 foram tomadas em conjunto por apresentarem composições próximas em termos de elementos maiores e ocuparem proporções médias similares nos perfis supra referidos.

A seqüência de cálculo adotada foi a seguinte:

a) Somar as composições das fases minerais das unidades PICB2 (colunas 1 a 4 da Tabela 4), com base nas proporções volumétricas estimadas destas fases, corrigidas

para proporções em peso, para se obter a possível composição global original desta unidade;

b) Somar as composições das fases minerais da unidade PICB3 (colunas 5 a 7 da Tabela 4), com base nas proporções volumétricas destas fases, para ela estimadas, corrigidas para proporções em peso, para se obter a possível composição global original desta unidade;

c) Calcular a composição média das amostras dos gabros das unidades PICB4 e PICB5 que se aproximam de composições de líquido;

d) Somar as composições obtidas nos itens anteriores na proporção estimada em que estas unidades ocorrem no Complexo de Cana Brava, corrigidas para proporções em peso.

A composição final obtida deve corresponder a composição do líquido progenitor das rochas do complexo.

Na Tabela 5 encontram-se os resultados destes cálculos. Nela, as colunas 1 a 4 correspondem aos cálculos relativos aos itens a, b, c e d acima referidos. Os cálculos de adição de composições para obtenção dos resultados da colunas 1, 2 e 4 dessa tabela, foram realizados utilizando-se o programa XLFRAC de Stormer-Jr. & Nicholls (1978). O mesmo programa permitiu também, por balanço de massa, aferir a possibilidade de se percorrer o caminho inverso, ou seja, partindo-se da composição da coluna 4 extrair as fases minerais das unidades PICB2 e PICB3, nas proporções volumétricas que ocupam no complexo, corrigidas

para proporções em peso. Os resultados obtidos ajustam-se aos da coluna 3 da Tabela 5, ficando o valor do quadrado dos resíduos, dos cálculos de balanço de massa feitos pelo programa, pelo método dos mínimos quadrados, dentro do intervalo considerado aceitável. No caso, o quadrado dos resíduos obtido foi de 2,03. Segundo os autores valores bons são menores que 2, aceitáveis entre 2 e 5 e ruins quando maiores que 5.

Comparações feitas com as composições de líquidos progenitores calculados para outros complexos estratiformes por diferentes autores, e o estudo do caminho do fracionamento das diferentes unidades de Cana Brava, a partir da composição relacionada na coluna 4 da Tabela 5, dão substância a esta composição, como possível líquido progenitor do complexo.

Na Tabela 6 pode-se comparar a composição do líquido progenitor calculado para Cana Brava com os complexos de Niquelândia, Muskox, Skaergaard, Stillwater e Bushveld. A grande maioria dos elementos calculados para Cana Brava e o n° de "mg mol" encontram-se no intervalo de variação composicional dos demais complexos. São exceção apenas SiO_2 (47,96 contra 48,10 a 50,68), Fe_2O_3 (1,60 contra 1,02 a 1,40) e CaO (11,55 contra 9,78 a 11,48). Mesmo estes elementos encontram-se muito próximos dos limites composicionais dos demais complexos.

As análises normativas mostram ainda que à exceção do

complexo de Stillwater, que é quartzo normativo, todos os demais são olivina normativos, sem nefelina, correspondendo portanto a líquidos progenitores de composições olivina-toleíticos.

Na Figura 9 encontram-se locados as proporções normativas catiônicas de olivina, anortita, diopsídio e sílica, no diagrama de fases tridimensional de Presnal et al. (1979). Novamente as similaridades entre as composições apresentadas são marcantes. Todas elas posicionam-se no campo da olivina conforme esperado, bastante próximas umas das outras. Além disto, de todas as composições presentes, a que mais se aproxima da de Cana Brava é a de Niquelândia, complexo vizinho a Cana Brava e com o qual, provavelmente, guarda relações genéticas.

Estudos de Green (1971) mostram que a taxas de fusão entre 20 a 35 % em condições de pressão abaixo de 8 Kbar, os magmas gerados a partir de composições pirolíticas no manto superior geram olivina toleíticos com conteúdo em olivina normativa entre 5 e 15 %. O valor apresentado para o líquido calculado de Cana Brava (8,4 %; tab. 6) situa-se entre estes limites e, as condições de cristalização do complexo indicam pressões necessariamente inferiores a 7 Kbar como veremos a seguir.

Na figura 10 as composições de unidades PICB2, PICB3, das rochas gabróides das unidades PICB4 e PICB5, e do possível líquido progenitor de Cana Brava

Min./Rocha Unidade	1 ol-perid. PICB2	2 opx-perid. PICB2	3 cpx-perid. PICB2	4 esp-perid. PICB2	5 opx-pirox. PICB3	6 cpx-pirox. PICB3	7 plg-pirox. PICB3
SiO ₂	41,48	56,90	54,10	0,09	55,40	52,65	52,96
TiO ₂	0,02	0,07	0,23	0,05	0,07	0,36	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	2,50	2,90	47,00	3,18	3,86	29,72
FeO	9,94	5,70	1,90	14,00	8,65	2,16	0,00
Fe ₂ O ₃	1,05	1,48	0,49	4,66	0,92	0,56	0,59
MnO	0,17	0,20	0,07	0,20	0,23	0,10	0,00
MgO	46,20	32,50	16,10	12,50	30,94	15,20	0,00
CaO	0,02	0,31	22,60	0,02	0,24	23,40	12,28
Na ₂ O	0,02	0,02	0,58	0,00	0,02	0,28	4,21
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,31	0,13
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 4 - Composições de fases minerais isoladas. As colunas 1, 2 e 3 se referem à média das determinações das diferentes fases minerais da amostra G-24. As colunas 5, 6 e 7 se referem à média das determinações para cada fase mineral das amostras CBAK-6A, MCB-920 e G-23. Além dos óxidos listados na tabela a fase espinélio (coluna 4) apresenta teores de Cr₂O₃ equivalentes a 19%. Estes dados foram extraídos do trabalho de Girardi & Kurat (1982).

rocha unidade	1 CB-Peridotitos PICB2	2 CB-Piroxenitos PICB3	3 CB-Gabros PICB4+PICB5	4 CB-Liq.Progenitor. PICB
SiO ₂	45,29	52,94	48,05	47,96
TiO ₂	0,05	0,31	0,86	0,77
Al ₂ O ₃	1,25	5,09	19,92	17,04
FeO	8,41	2,70	8,35	9,22
Fe ₂ O ₃	1,12	0,60	1,62	1,60
MnO	0,17	0,11	0,22	0,22
MgO	40,41	16,01	7,66	10,88
CaO	2,11	20,53	12,30	11,55
Na ₂ O	0,07	0,45	1,27	1,15
K ₂ O	0,02	0,27	0,11	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,08	0,07
mg mol	0,89	0,91	0,62	0,67
OR	0,1	1,6	0,7	0,6
AB	0,6	3,8	10,7	9,7
AN	3,1	11,2	48,1	40,8
WO/DI	3,1	38,3	5,1	6,6
EN/DI	2,4	30,6	2,9	4,0
FS/DI	0,4	3,2	2,0	2,2
EN/HY	23,2	6,8	14,8	15,5
FS/HY	3,4	0,7	10,1	8,4
FO/OL	53,4	2,2	0,9	5,2
FA/OL	8,6	0,3	0,7	3,1
MT	1,6	0,9	2,3	2,3
IL	0,1	0,6	1,6	1,5
AP	0,0	0,0	0,2	0,2
NE	0,0	0,0	0,0	0,0
Q	0,0	0,0	0,0	0,0
PL	3,8	16,6	59,5	51,1
CPX	5,9	72,1	9,9	12,8
OPX	26,6	7,5	24,9	23,9
OL	62,0	2,4	1,6	8,4

Tabela 5 - Composições globais calculadas para as diferentes unidades do complexo de Cana Brava (colunas 1, 2 e 3), para o possível líquido progenitor destas unidades (coluna 4). A razão Fe₂O₃/FeO adotada foi igual a 0,15.

Complex.	1 CANA BRAVA	2 NIQUELÂNDIA	3 MUSKOK	4 SKAERGAARD	5 STILLWATER	6 BUSHVELD
SiO ₂	47,96	49,15	48,20	48,55	50,68	50,55
TiO ₂	0,77	0,43	0,93	1,18	0,45	0,66
Al ₂ O ₃	17,04	15,09	11,98	17,39	17,64	15,23
FeO	9,22	7,41	9,13	8,71	8,79	10,17
Fe ₂ O ₃	1,60	1,02	1,25	1,20	1,21	1,40
MnO	0,22	0,16	0,18	0,16	0,15	0,23
MgO	10,88	14,08	14,88	8,70	7,67	8,30
CaO	11,55	11,03	9,78	11,48	10,47	11,30
Na ₂ O	1,15	1,20	1,56	2,39	1,87	2,24
K ₂ O	0,10	0,09	0,56	0,25	0,24	0,19
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,08	0,10	0,09	-
mg mol	0,67	0,77	0,74	0,64	0,61	0,59
Q	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0
OR	0,6	0,5	3,4	1,5	1,4	1,1
AB	9,7	10,2	13,4	20,2	15,9	18,8
AN	40,8	35,6	24,4	35,9	39,3	31,8
WO/DI	6,6	7,9	10,2	8,5	5,2	10,0
EN/DI	4,0	5,4	6,8	5,0	2,8	5,3
FS/DI	2,2	1,9	2,7	3,1	2,2	4,3
EN/HY	15,5	18,6	11,6	4,6	16,4	10,6
FS/HY	8,4	6,6	4,6	2,8	12,6	8,6
FO/OL	5,2	7,8	13,5	8,4	0,0	3,3
FA/OL	3,1	3,0	5,8	5,7	0,0	2,9
MT	2,3	1,5	1,8	1,7	1,8	2,0
IL	1,5	0,8	1,8	2,2	0,9	1,3
AP	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,0
NE	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Q	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0
PL	51,1	46,3	41,2	57,6	56,7	51,8
CPX	12,8	15,2	19,6	16,6	10,2	19,6
OPX	23,9	25,2	16,2	7,5	29,0	19,2
OL	8,4	10,6	19,3	14,2	0,0	6,2

Tabela 6- Composição química e normativa do possível líquido progenitor de Cana Brava em comparação com valores equivalentes de outros Complexos. Niquelândia (Girardi et al., 1986); Muskox (Irvine, 1979); Skaergaard (Irvine, 1979); Stillwater (Hess, 1960) e Bushveld (Wagner & Brown, 1968). A razão Fe₂O₃/FeO para efeito do cálculo do mgmol foi tomada como 0,15 para facilitar correlações com cálculos dos autores acima citados.

foram locadas nos diagramas An-Fo-Qz de Morse (1980). Neste sistema, no plano An-Fo-Qz é possível observar que as projeções das prováveis composições dos peridotitos originais da unidade PICB2, dos piroxenitos da unidade PICB3 e do líquido progenitor de Cana Brava posicionam-se no campo da olivina, enquanto os gabros fracionados tem sua projeção no campo do plagioclásio. Neste diagrama seria de se esperar que a composição do líquido progenitor de Cana Brava, após o fracionamento das composições dos peridotitos migrasse na direção oposta encontrando a linha cotética olivina-espínélio. Após percorrer curto caminho ao longo desta linha com o rebaixamento da temperatura, deveria descer ao longo da linha cotética olivina-anortita-líquido até o ponto A, quando então a olivina passaria a exibir reação peritética com o líquido formando ortopiroxênio. Na sequência, o curso da cristalização continuaria pelo seguimento A - B'. A partir do ponto B' a cristalização seguiria em direção ao ponto eutético E', cristalizando as fases protoenstatita e plagioclásio até o esgotamento do líquido em alguma posição entre B' e E'.

A posição aparentemente anômala dos gabros na projeção, não se situando nas vizinhanças da linha B' - E', pode ser explicada supondo-se que processos de separação de cristais durante o fracionamento tenham enriquecido estas rochas em plagioclásio conforme já comentado anteriormente. Porém mesmo assim, se o caminho da cristalização seguido

fosse o anteriormente mencionado, a seqüência de rochas que se formaria deveria ser a seguinte: Dunitos ou peridotitos com pequena quantidade de ortopiroxênio (ortopiroxênio formado a partir da cristalização de eventual líquido intercumulus), seguidos por rochas com espínélio cumulus, e então rochas a olivina e plagioclásio e finalmente ortopiroxênio e plagioclásio, devendo ocorrer significativos horizontes de ortopiroxenitos cumulíticos. A seqüência observada no entanto não corresponde a esta. A sucessão de peridotitos cumulíticos com pouco ortopiroxênio ($\cong 20\%$) e espínélio ($\cong 1\%$), seguida por clinopiroxenitos cumulíticos com plagioclásio e finalmente por rochas gabróides encontradas em Cana Brava, pode ser melhor compreendida com base no diagrama da Figura 11 de Presnal et al. (1979).

Neste diagrama, constituído em perspectiva tridimensional as relações de fase da entre An-Ol-Qz, do diagrama anterior que agora correspondem a base do tetraedro plagioclásio-olivina-quartzodiopsídio, podem ser melhor visualizadas em conjunto com clinopiroxênio que não aparece representado no diagrama da figura 10.

O diagrama mostra que a composição do possível líquido progenitor de Cana Brava após fracionar os peridotitos da unidade PICB2 atingiria após curto percurso a superfície cotética olivina-plagioclásio-líquido, no ponto C do diagrama. A partir deste ponto seriam fracionadas as fases

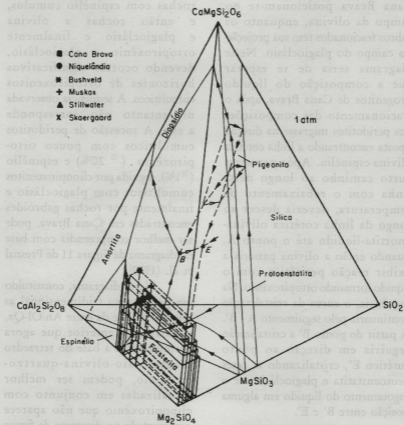


Figura 9 - Composições normativas dos possíveis líquidos progenitores de diferentes complexos estratiformes calculadas em termos de proporções catiônicas e localadas no diagrama de Presnal et al (1979).

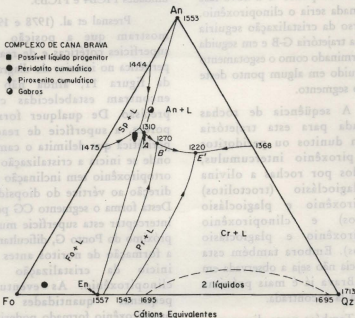


Figura 10 - Composições calculadas para as unidades PICB2 (●), PICB3 (◆), PICB4 + PICB5 (●) e do possível líquido progenitor (■) destas rochas do Complexo de Cana Brava localas no bdiagrama de Morse (1980).

plagioclásio-olivina nas proporções correspondentes a do Ponto F, e o líquido migraria em direção ao ponto G. Em algum lugar desta trajetória seria atingida a superfície de reação peritética do líquido com a olivina formando ortopiroxênio. A partir do ponto G a nova fase fracionada seria o clinopiroxênio. O curso da cristalização seguiria então a trajetória G-B e em seguida B-E terminado como o esgotamento do líquido em algum ponto deste último segmento.

A seqüência de rochas esperada para esta trajetória seriam dunitos ou peridotitos com piroxênio intercumulus, seguidos por rochas a olivina e plagioclásio (troctolitos) ortopiroxênio e plagioclásio (noritos) e clinopiroxênio ortopiroxênio e plagioclásio (gabros). Embora também esta seqüência não seja a observada em Cana Brava já é mais próxima daquela lá encontrada.

Também neste diagrama a composição dos gabros do complexo não se encontra nas proximidades dos seguimentos GB e BE onde se formariam. Sua posição encontra-se muito deslocada no campo do plagioclásio nas vizinhanças do ponto C. Este fato indica conforme já comentado, o enriquecimento sofrido por estas rochas em plagioclásio formado nos estágios iniciais de cristalização do magma progenitor. Se estes processos de separação e acúmulo das fases em fracionamento foram efetivos, podem não ter se formado rochas de composição troctolítica em Cana

Brava, ou estas ainda não foram encontradas. Ainda assim, permanece o problema de ocorrerem em Cana Brava clinopiroxênitos cumulíticos após os peridotitos, precedendo a sucessão de rochas gabróides das unidades PICB4 e PICB5.

Presnal et al. (1978 e 1979) mostram que a posição das superfícies cotéticas e de reação peritética no interior do diagrama da figura 11, ainda não se encontram estabelecidas com precisão. De qualquer forma, porém, a superfície de reação peritética que delimita o campo onde se inicia a cristalização de ortopiroxênio tem inclinação em direção ao vértice do diopsídio. Desta forma o segmento CG pode interceptar esta superfície muito próximo do Ponto G, dificultando a formação de noritos antes do início da cristalização do clinopiroxênio. As eventuais pequenas quantidades de ortopiroxênio formado poderiam então estar incorporados nos peridotitos cumulíticos, enquanto permaneceriam efetivos os possíveis processos de separação do plagioclásio das demais fases mais densas. Esta possibilidade faz sentido uma vez que o plagioclásio é encontrado pela primeira vez no complexo, como fase intercumulus, nos websteritos da unidade PICB3. Se durante a cristalização, no segmento GB, houve separação de websteritos estas rochas deveriam apresentar composição compatíveis com a área hachurada na figura 11, que vai deste segmento até o vértice do diopsídio. A figura mostra que a composição calculada destas

rochas de Cana Brava posicionam-se dentro deste campo de composições.

Os dados e diagramas de Presnal et al. (1978 e 1979) mostram que as relações de fase expressas na Figura 11 para 1 atm, encontram-se substancialmente modificadas a 7 Kbar. Nesta pressão, os campos de estabilidade das fases espinélio, ortopiroxênio e diopsídio teriam se expandido significativamente às custas da redução dos campos do plagioclásio e da olivina, fazendo com que o segmento de reta que liga a composição do líquido progenitor de Cana Brava ao ponto C interceptasse a superfície cotética entre espinélio e olivina antes de, eventualmente, atingir a superfície cotética entre olivina e plagioclásio, que estaria muito reduzida, acabando por desaparecer por completo antes de se atingir pressões equivalentes a 10 Kbar. Desta forma, se as pressões de cristalização tivessem sido elevadas seria de se esperar maior quantidade de espinélio e ortopiroxênio cumulíticos em detrimento das fases olivina e plagioclásio, tomando menos factível a formação de websteritos cumulíticos diretamente sobrepostos aos peridotitos. A presença de pequenas quantidades de espinélio nos serpentinitos de Cana Brava (quantidades estimadas por volta de 1 %) mostram que esta fase não se formou em quantidade de suficiente para ser estável como fase cumulus.

Em Cana Brava também não foram encontrados horizontes de cromita. Irvine (1967) mostra que

muitas vezes o espinélio cromífero se encontra ausente em função de reação com clinopiroxênio. Caso a ausência de cromita em Cana Brava não tenha sido causada por outros fatores como pressões não suficientes para sua estabilização, ou teores relativamente baixos de Cr no magma progenitor, a constatação acima pode eventualmente ser a explicação, uma vez que as relações de fase propostas implicam na importância do clinopiroxênio durante fracionamento de Cana Brava.

Girardi & Kurat (1982), com base em dados geotermométricos e geobarométricos, sugerem pressões de reequilíbrio para as fases minerais do complexo situadas entre 6 a 7 Kbar a temperaturas entre 850° e 960° C. Estas pressões estariam no limite superior possível sugerido pelo sistema diopsídio-anortita-olivina-sílica. Deve-se porém ressaltar que as pressões e temperaturas calculadas por estes autores referem-se a condições de reequilíbrio pós-magmático, que podem estar relacionadas a eventos tectônicos posteriores à formação do complexo, podendo então, as pressões de cristalização magmáticas, terem ocorrido em níveis algo inferiores, como seria de se esperar, em condições distensionais como as esperadas para a intrusão de grandes volumes de magma basáltico como no caso das intrusões de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava.



Fig. 11- Composições calculadas para a unidade PICB2 (●), PICB3 (◆), PICB4 + PICB5 (■) e de possível líquido progenitor (●) destas rochas do Complexo Cana Brava localadas no diagrama de Presnal et al. (1979). Relações de fase e do caminho indicado para o fracionamento válidos para pressões menores que 7 kbar (vide discussão no texto).

CONCLUSÕES

Os padrões geoquímicos apresentados pelas rochas do Complexo de Cana Brava, dos anfibolitos da Seqüência metavulcano-sedimentar de Palmeirópolis e pelo Gabro da Serra da Bota indicam que os processos metamórficos superimpostos à sua cristalização ígnea preservaram de maneira geral seu caráter original, permitindo identificação, comparação e estudos mais detalhados sobre suas afinidades magmáticas e petrologia.

Todos esses litotipos são produtos de magmatismo básico toleítico. As rochas básicas de Palmeirópolis porém apresentam tendência alcalina podendo ser classificadas como alcali-olivina basaltos, enquanto que em Cana Brava predominam litotipos olivina toleíticos. As rochas da Serra da Bota por sua vez, apresentam características mistas entre os conjuntos anteriores: se por um lado os teores de olivina de suas normas melhor se ajustam ao padrão dos anfibolitos de Palmeirópolis, ou seja olivina normativas; são mais ricas em plagioclásio normativo e empobrecidas em diopsídio normativo, sendo nesse aspecto muito similares às rochas de Cana Brava, que mostram graus intermediários de diferenciação.

As tendências apresentadas em diagramas de variação para elementos maiores e traços, e em diagramas de concentração normalizados para os elementos terras raras, indicam que os três conjuntos de amostras se

encontram, no âmbito de cada grupo, relacionadas por processos de diferenciação magmática. Essa característica é melhor definida para as amostras das diferentes unidades do CCB que apresentam maior diversidade composicional, coerente com o nível estratigráfico, tornando-se progressivamente mais diferenciadas em direção ao topo do Complexo e com tendências muito semelhantes às equivalentes exibidas pelas rochas de Niquelândia (Girardi et al., 1986). Adicionalmente várias características mineralógicas e geoquímicas revelam que processos de separação e acúmulo de cristais, característicos de corpos estratiformes, foram efetivos durante a solidificação do maciço.

Modelagens petrogenéticas permitiram calcular a composição do provável magma progenitor das rochas de Cana Brava e compará-lo com os de outras intrusões similares. O resultado indica composição olivina normativa (8,4% de olivina), compatível portanto com fusões mantélicas entre 25 e 35% em volume, e com características globais próximas as dos líquidos equivalentes propostos para Niquelândia, Skaergaard, Muskox e Bushveld.

O estudo do percurso da cristalização indica que é possível se fracionarem, a partir desse líquido, as rochas das diferentes unidades do complexo, nas proporções que elas atualmente se encontram no campo, indicando que provavelmente o corpo de Cana Brava, se formou a partir de um único pulso magmático. As

relações volumétricas das fases minerais conforme presentes nos piroxenitos e gabros de Cana Brava em conjunção com o previsto, segundo o posicionamento das superfícies cotéticas nos diagramas tetraédricos para rochas basálticas de Presnal et al. (1978 e 1979), somados aos cálculos geotermométricos e geobarométricos de Girardi & Kurat (1982) indicam que a cristalização se deu a pressões inferiores a 6-7 Kbar, ou seja a pressões relativamente baixas, o que é importante para caracterizar o ambiente onde se deu a intrusão, como possivelmente distensional, do tipo rift como parecem indicar as feições geológicas regionais.

Agradecimentos

Os autores agradecem o suporte financeiro das agências brasileiras FAPESP (Proc. 97/00640-5) e CNPq, que permitiram a realização desse trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BESWICK, A.E.; SOUCIE, G. (1978) A correction procedure for metasomatism in an archaic greenstone belt. *Precambrian Research*, v. 6, n. 2, p. 235-248.
- BRITO NEVES, B.B.; MARTINS DE SÁ, J.; NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F. (1995) A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, v. 3, n. 2, p. 1-21.
- CORREIA, C. T. (1994) Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. São Paulo, 153 p. (Tese - Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V.; TASSINARI, C.C.G.; JOST, H. (1997) Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 2, p. 163-168.
- FUGI, M.Y. (1989) REE geochemistry and Sm/Nd geochronology of the Cana Brava Complex Brazil. Japan, 55p. (Master Thesis) - Department of Earth Science, Kobe University.
- GATES, A.E.; SPEER, J.A. (1991) Allochemical retrograde metamorphism in shear zones: an example in metapelites, Virginia, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, n. 5, p. 581-604.
- GREEN, D.H. (1971) Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic Volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, v. 268, n. 1192, p. 707-727.
- GIRARDI, V.A.V.; KURAT, G. (1982) Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - mineral compositions and evolution. *Revis-*

- ta Brasileira de Geociências, v. 12, n. 1-3, p. 313-323.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. (1986) The Petrogenesis of the Niquelândia layered basic-ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 27, n. 3, p. 715-744.
- HASKIN, L.A. ; HASKIN M.A. (1968) Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 32, n. 4, p. 433-447.
- HESS, H.H. (1960) Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. Boulder, GSA, 230p. (Memoir Geological Society of America, 80).
- HOFMAN, A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, 297-314.
- IRVINE, T.N. (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator; pt. 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, n. 1, p. 71-103.
- IRVINE, T.N. (1979) Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. In: YODER, H. S. (ed.) *The Evolution of the igneous rocks*. New Jersey, Princeton, p. 245-306.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- KAY, R.W. ; SENECHAL, R.G. (1976) The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, n. 5, p. 964-970.
- LAMBERT, D.D.; SIMMONS (1988) Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana: II. Rare earth element evidence for the formation of the J-M Reef. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 83, n. 6, p. 1109-1126.
- LE MAITRE, R.W. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 193p.
- MARINI, O. J. ; FUCK, R.A. ; DARDENNE, M.A. ; FARIA A. (1977) Contribuição à geologia do pré-cambriano da porção Central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 304-324.
- MORSE, S.A. (1980) *Basalts and Phase Diagrams*. Berlin, Springer Verlag. 493 p.
- NICHOLAS, A. (1992) Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, v. 33, n. 4, p. 891-915.
- NILSON, A.A.; FERREIRA FILHO, C.F. (1994) Riftingamento crustal Meso-Proterozóico no centro-norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, v. 1, p. 258-259.

- PASTER, P.T.; SCHAUWECKER, S.D.; HASKIN, L. (1974) The behavior of some trace element during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, n. 10, p. 1549-1577.
- PEARCE, T.H. (1968) A contribution to the theory of variations diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 19, n. 2, p. 142-157.
- PEARCE, T.H. (1982) A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. (Apostila) In: JULIANI, C. (1993) *Geologia, Petrogênese e aspectos metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP*. São Paulo, 803 p. (Tese - doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PEARCE, T.H. (1987) The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 97, n. 4, p. 529-534.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; SILVA, L.J.H.D.R. (1996) Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 2, p. 61-70.
- PRESNALL, D.C.; DIXON, S.A.; DIXON, J.R.; O'DONNELL, T.H.; BRENNER, N.L.; SCHROCK, R.L.; DYEUS, D.W. (1978) Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anortite from 1 atm to 20 Kbar; Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 66, p. 203-220.
- PRESNALL, D.C.; DIXON, J.R.; O'DONNELL, T.H.; DIXON, S.A. (1979) Generation of mid-ocean ridge tholeiites. *Journal of Petrology*, v. 20, n. 1, p. 3-35.
- RIBEIRO FILHO, W.; TEIXEIRA, N.A. (1981) Seqüência vulcano-sedimentar da Borda Oeste dos Complexos de Niquelândia e Cana Brava. *Bol. inf. 10, SBG, Núcleo Centro-Oeste*, p. 157-177.
- ROLLINSON, H.R.; ROBERTS, C.R. (1986) Ratio correlation and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, n. 1, p. 89-97.
- SRIKANTAPPA, P.K.; HÖRMANN; RAITH, M. (1984) Petrology and Geochemistry of layered ultramafic to mafic complexes from the archaean craton of karnataka, Southern India. In: KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds) *Archaean Geolchemistry: the origin and evolution of the archaean continental crust*. Berlin, Springer-Verlag, p. 138-160.
- STERNER, S.M.; BOODNAR, R.J. (1989) Synthetic fluid inclusions - VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during

laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, n. 2, p. 243-260.

STORMER JR, J.C. ; NICHOLLS, J. (1978) XLFAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, v. 4, n. 2, p. 143-159.

SUEN, C.J. ; FREY, F.A. ; MALPAS, J. (1979) Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 45, n. 2, p. 337-348.

TAYLOR, S.R. ; MCLENNAN (1985) *The continental crust: its composition and Evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* Blackwell Sc. Publ. Ltd. England. 301p.

WAGER, L.R. ; BROWN, G.M. (1968) *Layered igneous rocks.* Oliver & Boyd. 588 p.

WALKER, D. ; LONGHI, J. ; HAYS, J.F. (1992) Experimental petrology and origin of Fra Mauro rocks and soils. *Proceedings of the Third Lunar Science Conference.* p. 797-817.

YODER JR., H.S. ; TILLEY, C.E. (1962) Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, v. 3, n. 3, p. 342-529.