

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS DA SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR NOVA BRASILÂNDIA -SUDESTE DE RO.

GILMAR JOSÉ RIZZOTTO*, EVANDRO FERNANDES DE LIMA** & FARID CHEMALE JR.**

ABSTRACT GEOLOGY AND GEOCHEMICAL OF METABASIC ROCKS OF NOVA BRASILANDIA METAVOLCANO-SEDIMENTARY SEQUENCE -SOUTHEASTERN RONDÔNIA Amphibolites and metagabbros of the Nova Brasilândia supracrustal sequence display textural and structural aspects related to a progressive, heterogeneous tectono-metamorphic event of low P-high T conditions. Igneous texture and mineralogy are still preserved due to the greater competence of these rocks with respect to the neighboring metapsamites and metapelites (metaturbidites).

We characterize two main metamorphic events, of one metamorphic pulse i.e., (a) a regional one (M1) formed in medium to upper amphibolite facies conditions which accompanied by migmatization of adjacent sedimentary rocks and (b) localized granulite facies metamorphism (M2). The latter one is result of thermal-static metamorphic conditions also under low P-T. On base of geochemistry data the amphibolite and metagabbros are classified as early evolved, tholeiitic magma with fractionated crystallization of clinopyroxene + olivine + plagioclase. Thus, these rocks show a geochemistry signature similar to the enriched basalts or P-MORB. The field relationship and the relation of metabasic with metaturbidite sea deep and geochemistry data support an extensional tectonic environment, such as intracontinental rifting or passive margin, for the generation of basic rocks from the Nova Brasilândia Sequence.

Keywords: Amphibolites, metagabbros, cummingtonite, P-MORB.

RESUMO Os anfíbolitos e metagabros da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia, exibem características estruturais e texturais que refletem um evento metamórfico-deformacional progressivo e heterogêneo, em condições de baixa P e alta T. A preservação parcial da textura e mineralogia dos metagabros é o resultado da maior competência à deformação em relação aos metapsamitos/metapelitos (metaturbiditos) adjacentes. A recristalização metamórfica é relativa a um pulso metamórfico progressivo dividido em dois estágios onde o M1 é sintectônico, de amplitude regional e em condições de fácies anfíbolito médio a superior (zona da cianita/sillimanita), aliado à migmatização dos metapsamitos circunvizinhos. Localizadamente, o fácies granulito é atingido (M2) e é resultante de condições metamórficas estáticas também em baixa pressão. Os anfíbolitos e metagabros exibem uma assinatura geoquímica compatível com os basaltos enriquecidos ou P-MORB e representam magmas toleíticos originalmente evoluídos que passaram por processo de cristalização fracionada de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio. As relações de campo, a associação das rochas metabásicas com metaturbiditos terrígeno-carbonáticos de mar profundo, adicionados aos dados geoquímicos das primeiras, sugerem que a Sequência Nova Brasilândia foi posicionada em ambiente tectônico extensional, do tipo rift intracontinental ou margem passiva.

Palavras-chave: Anfíbolitos, metagabros, cummingtonita, P-MORB.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS A região de Nova Brasilândia-Alta Floresta D'Oeste é caracterizada pela ocorrência de uma variedade de litótipos metamorfizados e complexamente deformados contendo zonas de cisalhamento geralmente com mineralizações de ouro. O reduzido número de dados explica as controvérsias quanto ao posicionamento estratigráfico, condições de metamorfismo e ambiente tectônico desta unidade de rochas (Pinto Filho et al. 1976, Leal et al. 1978). Pesquisas desenvolvidas pela CPRM na região (Scandolara et al. 1992) revelaram a existência de um conjunto de rochas supracrustais de médio grau metamórfico, constituído por micaxistos, biotita-paragnaisses, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e quartzitos, denominadas de Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (SMNB).

O interesse em melhor compreender a evolução dos corpos básicos e do seu significado geotectônico para a porção ocidental do Cráton Amazônico constituíram a motivação inicial do presente trabalho. Nesse sentido, pretende-se divulgar os dados obtidos, centrando-se mais diretamente nas características geoquímicas das rochas metabásicas e na avaliação dos processos metamórficos-deformacionais. Para tanto, optou-se pelo estudo detalhado da petrografia e geoquímica dos anfíbolitos e metagabros da SMNB.

Também, destaca-se os aspectos relacionados à compartimentação tectônica onde possivelmente os magmas básicos parentais foram gerados.

GEOLOGIA E CONTEXTO GEOTECTÔNICO As rochas metabásicas estudadas pertencem à Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia, e que integra o contexto geológico regional do Cinturão Metamórfico Guaporé (Santarém et al. 1992). Os anfíbolitos e metagabros foram originalmente "sills" de corpos básicos contemporâneos a sedimentação dos turbiditos da sequência. Ocorrem como corpos lenticulares de dimensões métricas, e raramente quilométricos, concordantes com a estruturação regional NW-SE, intercalados numa sequência de metaturbiditos terrígeno-carbonáticos representados pela alternância de metapsamitos, metapelitos, rochas calcissilicáticas e quartzitos (Fig. 1).

Esta sequência mostra-se heterogeneamente deformada e exibe dobras isoclinais apertadas, bandamento gnáissico centimétrico, e não raramente, apresentando o S0 preservado, indicado pela predominância de camadas plano-paralelas centimétricas de arenitos feldspáticos maciços, camadas de argilitos e calcissilicáticas maciças subordinadas. Também ocorrem corpos intrusivos de sieno/monzogranitos tardi-tec-

tônicos exibindo características químicas do tipo A. O contato entre as metabásicas e supracrustais é brusco e subparalelo à foliação das últimas. Essa foliação oscila em torno de N 40°-70° W e mergulho de 45°-70° NE contornando os metabasitos. Estes, por sua vez, são representados por anfíbolitos e metagabros subordinados com paragênese metamórfica indicativa de regime de baixa pressão representado pela cummingtonita nos metabasitos, coerente com a presença de sillimanita (e mais raramente cordierita) nos metapelitos associados (Fig. 2). São designadas como metagabros as rochas que mostram feições ígneas preservadas e de anfíbolitos quando totalmente transformadas. Os anfíbolitos e metagabros são predominantemente rochas maciças onde apenas os anfíbolitos exibem uma incipiente foliação que segue o "trend" regional.

O metamorfismo predominante é de fácies anfíbolito médio a superior (M1), onde os cristais de anfíbolito e de feldspato estão alinhados segundo a superfície S1. Localizadamente, o metamorfismo de fácies granulito (M2) é alcançado e representado pelo desenvolvimento de uma trama granoblástica de anfíbolito e por cristais poiquiloblásticos de clinopiroxênio e plagioclásio que envolvem os de anfíbolito da paragênese M1. Nos metapelitos ocorre o desenvolvimento de cristais aciculares de sillimanita juntamente com cristais alinhados de biotita e quartzo os quais definem a foliação da rocha. Estas rochas supracrustais atingem condições de fusão parcial com a geração de veios e bolsões de neossoma granítico (Fig. 3). A deformação nessa associação de rochas foi heterogênea, com os corpos gabróicos atuando como lentes competentes refratárias à deformação preservando as feições primárias. Minerais reliquias em textura ígnea e feições cumuláticas estão ainda presentes na maioria dos corpos sugerindo derivação a partir de protólitos gabróicos e indicam transformações metamórficas incompletas. A transição de metagabros para anfíbolitos, no campo, não é clara, podendo-se preliminarmente sugerir que os primeiros representem núcleos de alguns corpos parcialmente preservados.

Uma possibilidade para a anfíbolitização (hidratação) das rochas gabróicas está provavelmente relacionada ao influxo de fluidos a partir das rochas supracrustais psamo-pelíticas adjacentes, favorecido pela deformação através das zonas de cisalhamento.

Dados radiométricos são ainda escassos, entretanto, os resultados de um metapsamito (biotita-paragnaisses) conforme o método isocrônico Rb/Sr (rocha total), indicam uma idade de 1177 ± 33 M.a. (Tassinari, C.G. Relatório interno, CPRM 1992). Recentemente, dados

* CPRM-Serviço Geológico do Brasil-REPO, Av. Lauro Sodré 2561, Tanques, CEP:78.904-300, Porto Velho-Ro, Brasil Fax: (069) 229-5547; e-mail: cpmrepo@enter-net.com.br.

** Instituto de Geociências, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul -LJFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500-Campus do Vale, CEP: 91501-970. Porto Alegre-Rs, Brasil, e-mail: evandro@if.ufgrs.br.

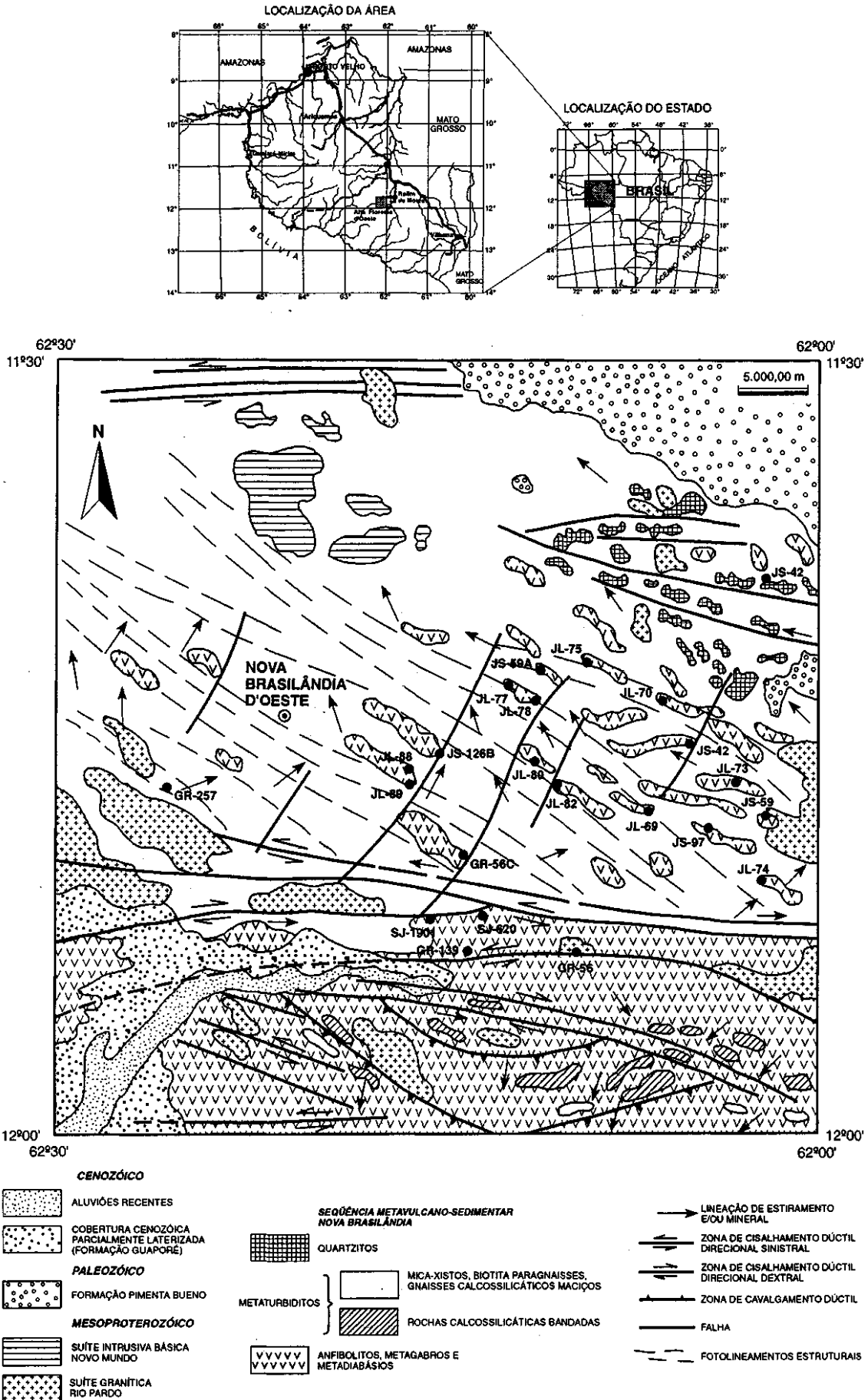


Figura 1 - Mapa Geológico da região de Nova Brasilândia (modificado de Scandolaro & Rizzotto 1992) com localização dos pontos de amostragem geoquímica.

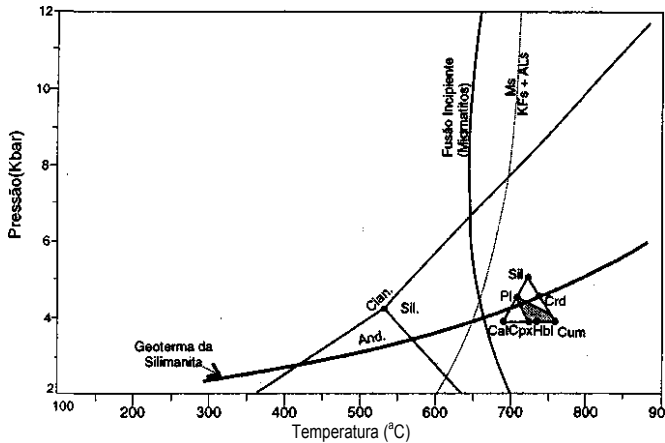


Figura 2 - Condições do metamorfismo dos anfibolitos e metagabros. O triângulo ACF (área hachurada) mostra a paragéneses destas rochas com indicação de pressão e temperatura (modificado de Bucher & Frey 1994).

de U/Pb em zircão em leucossoma granítico gerado pela fusão das supracrustais resultou numa idade de 1093 Ma (Van Schmus, com. verbal. 1998). Levando-se em conta a margem de erro da idade Rb/Sr, essas idades se aproximam e são interpretadas como sendo representativas do evento metamórfico regional e concordante com a época da Orogenia Sunsas definida no Oriente Boliviano (Litherland et al. 1986).

PETROGRAFIA Os anfibolitos possuem granulação média (1 a 3 mm), com texturas predominantemente maciças a fracamente foliadas, compostos por 55 a 75% de hornblenda, 25 a 35% de plagioclásio, além de traços de cummingtonita, clinopiroxênio, ilmenita, esfero, biotita e sulfetos. Texturas reliquias tais como a substituição de cristais de clinopiroxênio por agregados granoblásticos de hornblenda sugerem protólitos plutônicos, tais como gabros e melagabros.

A paragéneses metamórfica M₁ é de fácies anfibólito médio a superior, sintectônica e representada por cristais prismáticos alongados de anfibólio cálcico + plagioclásio + clinopiroxênio + ilmenita ± titanita ± cummingtonita ± quartzo, exibindo textura granoblástica a nematoblástica, a qual define a estrutura planar S₁. Observa-se também a textura granoblástica inequigranular, preservando em algumas seções a textura ígnea hipidiomórfica inequigranular. Os dados preliminares de microsonda eletrônica indicam que o anfibólio é quimicamente compatível com Mg-hornblenda e o clinopiroxênio com diopsídio (Wo₄₆En₃₄Fs₂₀) segundo a classificação de Hawthorne (1981) e Morimoto (1989), respectivamente. Na classificação de Leake et al. 1997, o anfibólio também é compatível com Mg-hornblenda. Os cristais de plagioclásio são do tipo bitownita (An= 76-79). A mineralogia reliquiar é representada por cristais subarredondados de clinopiroxênio (possivelmente augita), e mais raramente hornblenda verde-oliva, os quais comportam-se como fenoclastos contornados por cristais neoformados de Mg-hornblenda. A ilmenita é o acessório mais frequente e está geralmente bordejada por agregados neoformados de titanita.

O plagioclásio é totalmente recristalizado apresentando-se como prismas idioblásticos a subidioblásticos em arranjo granoblástico poligonal. A intrusão de corpos graníticos tardi-tectônicos propiciou a formação de mica branca no núcleo dos cristais com o consequente desaparecimento dos planos de macias, além de agregados de clorita a partir das bordas e nas clivagens da Mg-hornblenda indicando assim um efeito retrometamórfico, porém de atuação localizada. Os cristais de magnésio-hornblenda exibem formas prismáticas, coloração verde amarelado (a), verde castanho (p), marrom claro (ô), frequentemente zonados em continuidade óptica, com bordas pleocróicas de cor verde a verde claro. Também são comuns exsoluções de finas lamelas de ilmenita marrom escuro a preto ao longo da face (100) fornecendo uma coloração castanha no núcleo dos cristais de anfibólio. Observa-se, em algumas amostras, o intercrescimento da Mg-hornblenda com cummingtonita, exibindo contato nítido e extinção simultânea. Este intercrescimento parece estar em equilíbrio, e representado por uma alternância das fases minerais onde a Mg-hornblenda ora apresenta-se bordejada pela cummingtonita e esta, por vezes, mostra uma fina borda de Mg-hornblenda. Portanto, essa relação parece demonstrar um crescimento contínuo entre os dois minerais. A geração de leucossomas

MINERAIS	M ₁	M ₂
METABÁSICAS		
magnésio-hornblenda	_____	_____
bitownita	_____	_____
diopsídio	_____	_____
quartzo	_____	_____
anortita	_____	_____
ortopiroxênio	_____	_____
titanita	_____	_____
cummingtonita	_____	_____
biotita (Il)	_____	_____
METAPSAMITOS/METAPELITOS		
quartzo	_____	_____
muscovita	_____	_____
biotita	_____	_____
sillimanita	_____	_____
feldsp. alcalino	_____	_____
cordierita	-----	_____
neossoma granítico	_____	_____
ESTÁGIO DE RECRISTALIZAÇÃO	Sin-Cinemático	Pós-Cinemático
Superfícies Formadas	S ₁	_____

Figure 3 - Paragéneses mineral dos eventos M₁ e M₂ das metabásicas e dos metapelitos/metapsamitos.

graníticos por fusão anatética dos metapsamitos adjacentes está vinculada a este estágio do metamorfismo o qual atingiu condições de temperatura compatível com a "segunda isograda da sillimanita" (ocasionalmente referida na literatura geológica). Estes fundidos de granulação grossa a pegmatóide são sin a tardi-tectônicos, em geral concordantes com o bandamento metamórfico das encaixantes e fracamente deformados.

Os anfibolitos também foram submetidos, em alguns locais, a um segundo estágio metamórfico (M₂) de um mesmo pulso metamórfico progressivo, pós-tectônico, de característica termal e não penetrativo e com transformações mineralógicas localizadas preservando, em grande parte, a paragéneses M₁. Este estágio é caracterizado pela paragéneses com plagioclásio + Mg-hornblenda + diopsídio ± ortopiroxênio ± biotita avermelhada, indicativo de metamorfismo de fácies granulito. Os plagioclásios, de composição bastante cálcica (anortita), ocorrem como cristais porfiroblásticos crescendo por sobre a foliação do estágio M₁ e com inúmeras inclusões de Mg-hornblenda, ilmenita e quartzo do M₁, sugerindo crescimento estático. Também ocorre a neoformação de ortopiroxênio, definido como ferrosilita (Wo₁En₄₄Fs₅₅), na forma de cristais poiquiloblásticos com inclusões de plagioclásio (bitownita) e ilmenita do estágio M₁, e são indicativos da atuação do metamorfismo em condições de fácies granulito.

Os metagabros preservam em parte a mineralogia primária principal constituída por clinopiroxênio, plagioclásio e subordinadamente ortopiroxênio e ilmenita. A textura reliquiar é hipidiomórfica inequigranular e sub-ofítica. Observou-se também a ocorrência local de hornblenda-gabros, com a hornblenda primária preservada apresentando fórmula pleocróica a (castanho esverdeado), ρ (verde escuro) e δ (verde oliva), acompanhada, em alguns casos, por biotita cristalizada tardiamente. Os metagabros ocorrem como pequenos corpos subarredondados que apresentam mineralogia bastante semelhante aos anfibolitos adjacentes. A mineralogia neoformada é representada por clinopiroxênio (diopsídio: Wo₄₇En₃₄Fs₁₉), hornblenda zonada com núcleo verde acastanhado e bordas verde azuladas e biotita titanífera, onde o primeiro apresenta a textura blastofítica definida pela inclusão de ripas de plagioclásio primário. A hornblenda exibe arranjo granoblástico-poligonal por vezes englobando cristais de piroxênio primário (augita), e frequentemente transformada em clorita e biotita por retrometamorfismo. O plagioclásio ocorre em arranjo granoblástico poligonal na matriz. Já o plagioclásio primário exibe forma prismática tabular e frequentemente zonado. O ortopiroxênio reliquiar,

quando presente, mostra-se bordejado e substituído por um agregado incolor de cummingtonita.

GEOQUÍMICA As análises químicas dos elementos maiores, elementos traço e Terras Raras foram realizadas no Activation Laboratories Ltd (Ontario-Canadá) onde os primeiros foram analisados por fusão em ICP e os dois últimos por fusão em ICP/MS. Foram analisadas 30 amostras sendo que a maioria representam anfibolitos e secundariamente metagabros conforme é mostrado na tabela 1. Todas as amostras estão metamorfisadas na fácies anfibolito médio/superior com exceção de duas de fácies granulito representadas pela siglas JL-75 e JL-82.

Para testar a possibilidade das rochas básicas apresentarem alterações químicas significativas, seja por processos singenéticos, metassomáticos, etc., apesar das mesmas não mostrarem evidências no campo e nem petrográficas, utilizou-se os diagramas LMPR de Beswick & Soucie (1978) (Fig.4). Visualizando estes diagramas, constatou-se que os mesmos mostram "trends" bem definidos, portanto, não existem evidências significativas de alterações pós-magmáticas.

Como as rochas metabásicas exibem fases cumulus, as mesmas não podem ser tratadas como líquidos magmáticos puros. O contraste de composição entre os minerais de cumulus e as outras fases minerais resultam numa "tendência de pontos esparsos" característico dos cumulos. Assim, as amostras que foram identificadas com as fases minerais cumulus conforme critérios texturais (aglomerados granoblásticos e nematoblásticos de Mg-hornblenda) e critérios químicos como baixo $Al_2O_3 \cong 12\%$, baixa $SiO_2 = 45-47\%$, alto $MgO = 9.9\%$ e $Cr \cong 1100$ ppm, foram assinaladas com símbolos diferentes nos diagramas geoquímicos.

Conforme visualizado na tabela 1, os baixos conteúdos de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , associados com alto CaO e Na/K são características químicas similares aos toleitos de fundo oceânico (Engel et al. 1965; Kay et al 1970). Adicionalmente, a série toleítica pode ser caracterizada em diagramas de classificação química como $SiO_2 \times (Na_2O + K_2O)$ e AFM, sendo que neste último os anfibolitos mostram um distinto "trend" de enriquecimento em ferro (Fig.5)

Elementos Maiores Os parâmetros químicos das amostras foram projetados através da razão $Fe/Fe + Mg$ (atômicos), um índice de fracionamento ou diferenciação (ID). Este índice foi escolhido por representar melhor a variação composicional destas rochas, consequentemente, é representativo do processo de diferenciação magmática.

Observando-se os diagramas binários (Fig. 6) nota-se que ocorre um aumento progressivo de SiO_2 , FeO , MnO , P_2O_5 e TiO_2 com a

diferenciação do magma. Antipateticamente, ocorre um decréscimo de MgO , CaO , e Al_2O_3 com o processo de diferenciação.

O Sr sendo compatível geoquimicamente com o Ca substitui o mesmo no plagioclásio. O padrão da variação de CaO é algo semelhante ao de Al_2O_3 . No diagrama $CaO + Al_2O_3$ Sr ID (Fig. 7a) e Sr x ID (Fig. 7b) estes elementos mostram uma correlação negativa enquanto que no diagrama $CaO + Al_2O_3$ x Sr (Fig. 8) há um comportamento quase que linear de maneira que estes diagramas sugerem a cristalização fracionada do plagioclásio. Ao mesmo tempo, o decréscimo de MgO é sugestivo da cristalização fracionada do piroxênio e olivina.

Os efeitos da diferenciação podem ser também demonstrados através da comparação dos óxidos com o Zr, na medida que o último não participa das fases minerais dos magmas básicos tornando-se, desta forma, um índice de diferenciação. Assim, os anfibolitos exibem valores do mg que decrescem com o aumento de Zr implicando que muitas das variações químicas dessas rochas podem ser atribuídas ao processo de cristalização fracionada (Fig. 9).

Elementos traço Os valores dos elementos traço dos anfibolitos e metagabros estão indicados na Tabela 1. Salienta-se que o problema da mobilidade química é bastante comum em rochas basálticas quando afetadas por metamorfismo. Desta forma, para os elementos mais incompatíveis tais como Ba e K e em menor proporção o Rb, comportam-se como elementos móveis devido ao processo retrometamórfico, o qual não é penetrativo, conforme é observado nos diagramas binários (Fig. 10). Esse comportamento está provavelmente vinculado ao processo de sericitização do plagioclásio. Entretanto, elementos menos móveis como Y e Ti plotados contra o ID mostram uma boa correlação, refletindo o fracionamento ígneo original (Fig. 11).

Nos diagramas binários, o Cr e Ni mostram um decréscimo com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$, corroborando o processo de cristalização fracionada (Fig. 12). O comportamento do fracionamento do Ni em magmas basálticos é devido a cristalização da olivina que é extraída precocemente do líquido. O decréscimo de Cr pode indicar o fracionamento do piroxênio. Rochas ultramáficas (piroxenitos, troctolitos) e anortositos que ocorrem a SSE da área, podem representar os componentes cumuláticos dominados por olivina + piroxênio e plagioclásio + piroxênio, respectivamente.

Os conteúdos de Cr, Ni e MgO indicam que estas composições básicas representam líquidos evoluídos.

Green et al. 1974, sugerem que magmas primários que constituem o manto peridotítico tem valores de # mg em torno de 70. Seus argumentos são baseados no valor uniforme de Mg da olivina mantélica e o coeficiente de partição Mg-Fe constante entre a olivina e o

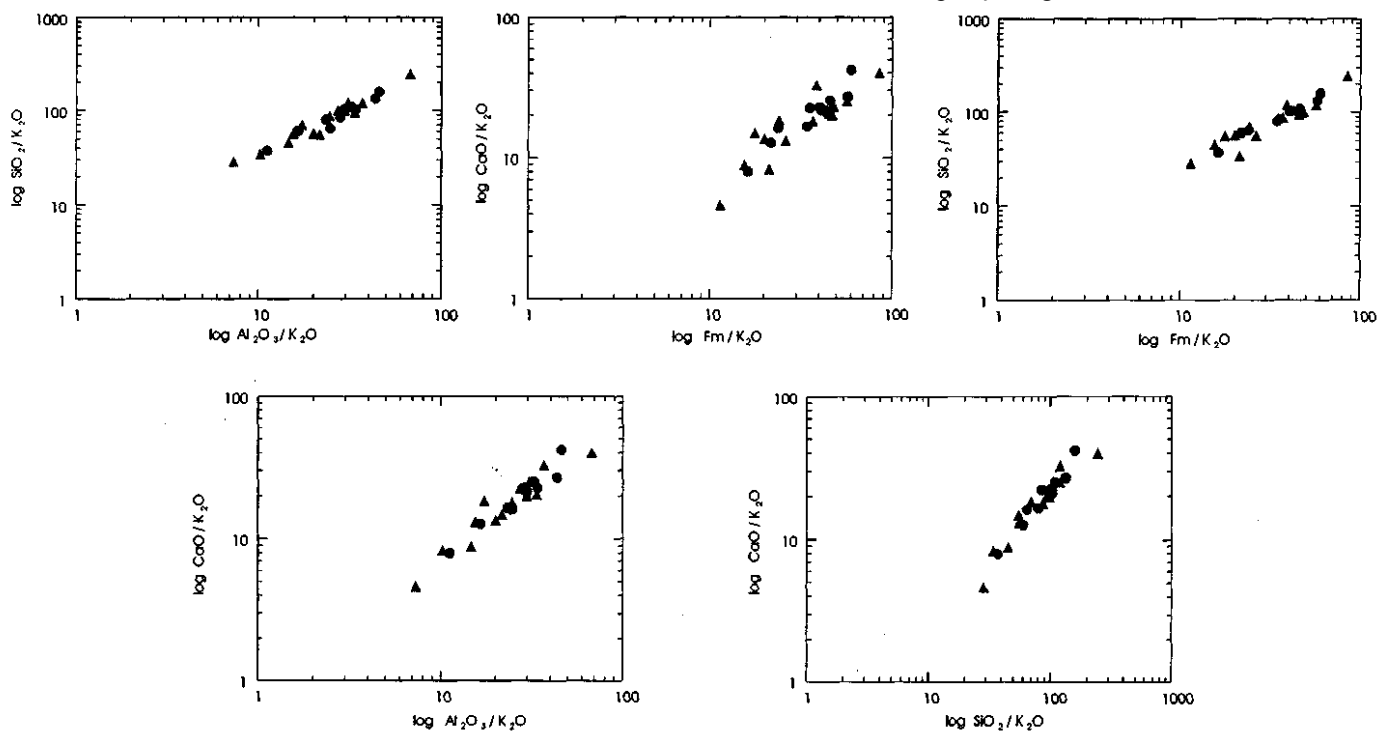


Figura 4 - Diagramas LMPR para as rochas metabásicas da SMNB. Fm é a soma da proporção molecular do FeO total, MgO e MnO. Símbolos: (# - cumulos; - anfibolitos/metagabros normais).

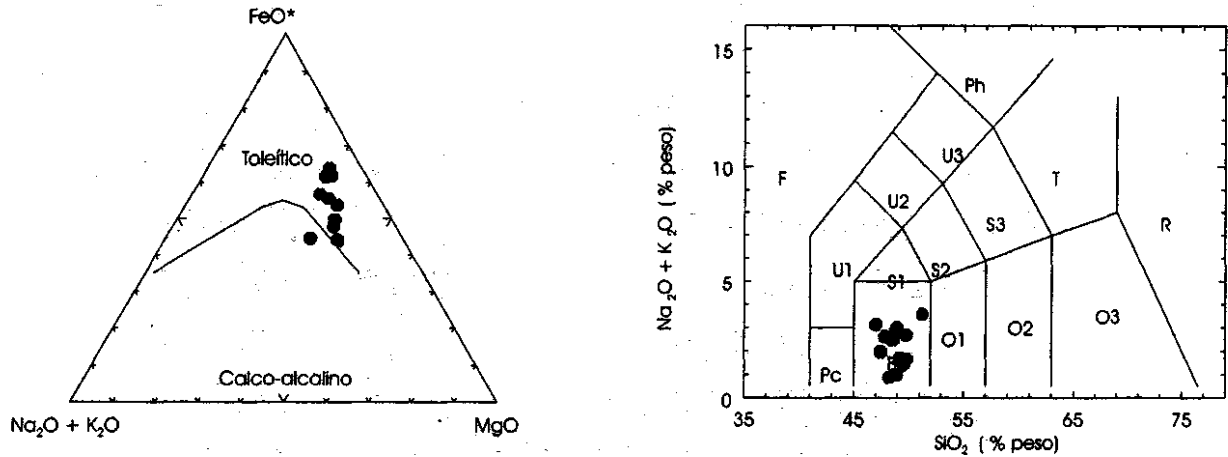


Figura 5 - Diagrama AFM e $SiO_2 \times (Na_2O + K_2O)$ mostrando a distribuição dos anfíbolos no campo toleítico e dos basaltos, respectivamente.

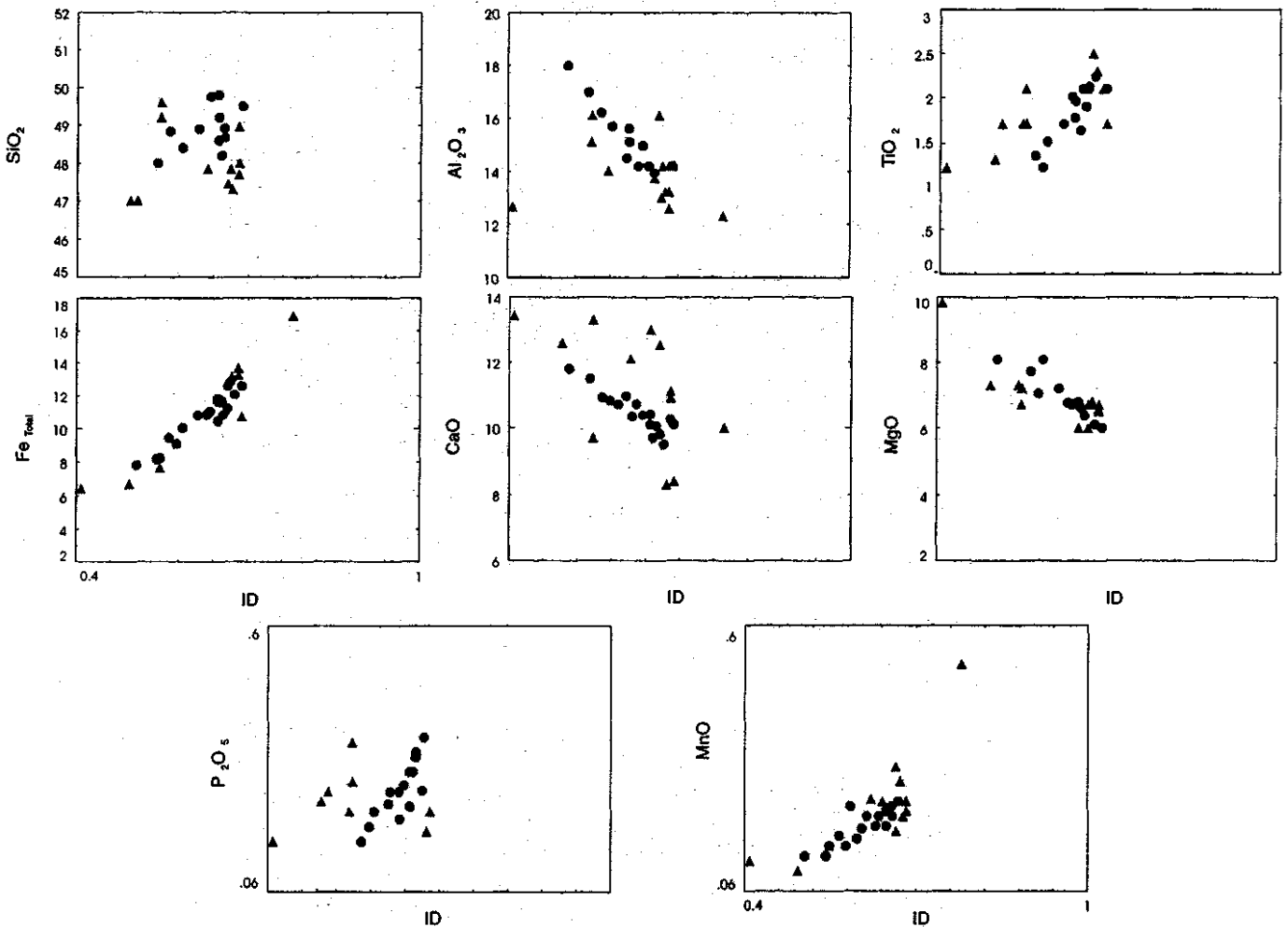


Figura 6 - Diagrama de variação dos elementos maiores versus o ID (= $Fe/(Fe+Mg)$) (atômico).

magma. Usando um caminho de raciocínio similar, a relação Ni-Mg pode ser usada como um critério para identificar magmas primários e também é efetiva na estimativa do grau de cristalização fracionada de magmas basálticos, onde o níquel concentra fortemente na olivina-que é cristalizada precocemente no trajeto de resfriamento de um magma basáltico. Sato (1977), salienta que o conteúdo de Ni em magmas basálticos é estimado em torno de 300-500 ppm e de MgO entre 10 e 12,5%. Os anfíbolitos e metagabros aqui estudados mostram valores inferiores em relação as estas médias, sugerindo, mais uma vez, que os mesmos são derivados de magma parental diferenciado. Além disso, o # mg é mais baixo do que o esperado em basaltos primários.

Norma GIPW A composição normativa dos anfíbolitos e metagabros é mostrada na Tabela 1 e no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz (Fig. 13). Utilizou-se a razão $FeO/(FeO + Fe_2O_3)$ com valor de $FeO=0,15$. Estas rochas apresentam hiperstênio e quartzo normativos e, portanto, ocupam o campo dos quartzo-toleitos (toleitos supersaturados segundo Yoder & Tilley 1962). As amostras definem uma tendência em direção ao vértice do quartzo, sendo este padrão semelhante ao dos toleitos do tipo MORO plotados no diagrama ternário Di-Ol-Hy (Schilling 1975). Algumas poucas amostras (com feições cumuláticas observadas em lâmina) apresentam olivina e nefelina normativa.

A composição geoquímica dos elementos maiores, elementos traço e a composição normativa dos metabasitos, associadas aos baixos valores do # mg, sugerem que estas rochas não representam magmas primários, e sim magmas evoluídos por cristalização fracionada de olivina + piroxênio + plagioclásio.

Elementos terras raras Todas as amostras dos anfíbolitos apresentam um padrão moderadamente fracionado em relação ao condrito (Nakamura 1974), com médio enriquecimento em ETRL (30 a 40 x condrito) e intervalo da razão La/Sm de 1,65 a 2,27. Observa-se também um fraco enriquecimento dos ETRP (~ 15 x condrito) com razão La/Yb de 1,83 a 3,31 (Fig. 14). A cristalização fracionada envolvendo olivina, clinopiroxênio e plagioclásio pode explicar este aumento no conteúdo total dos ETR's. Também, a anomalia negativa de Eu sugere que o fracionamento do plagioclásio pode ter sido importante na evolução dos metabasitos. Comparativamente, o padrão de enriquecimento progressivo dos ETRP até o La é comum dos P-MORB's

Caracterização do ambiente tectônico Os MORB's são toleióticos com olivina normativa e # mg [Mg x 100/(Mg + Fe²) atômico] entre 59 e 68 (Sun et al. 1979). São típicos de cordilheiras meso-oceânicas, mas não exclusivos deste ambiente, pois composições similares aos MORB também foram descritas em regiões de bacias back-arc, arco-de-ilhas e em rifts intracontinentais. O uso dos elementos traço e terras raras serve na distinção entre os N-MORB, T e P-MORB conforme Sun et al. 1979:

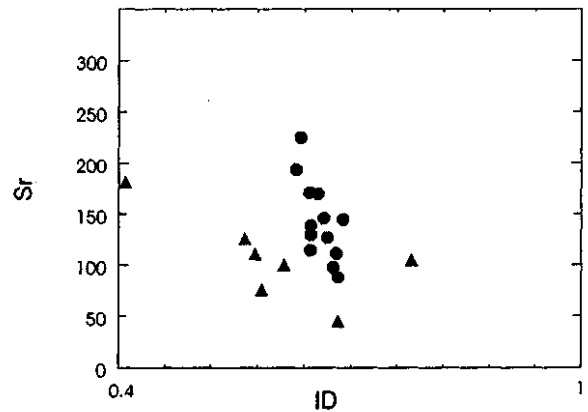
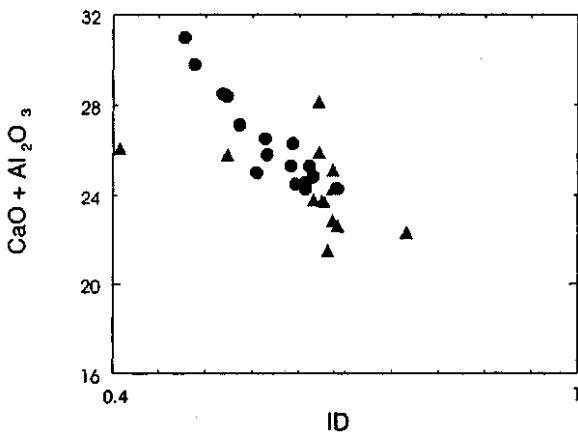
a)- N-MORB: razões La/Sm <1, variando entre 0.4 e 0.7, TiO₂/P₂O₅ -10, Ti/Zr~100, Zr/Y~2.5, Zr/Nb>30, Y/Nb>8 e razões dos isótopos Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ (0.51310-0.51329) >condrito, sugerindo que sua fonte experimentou um fenômeno de empobrecimento de longa duração; Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (0.7021-0.7030) e razões Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ baixas evidenciando o seu caráter empobrecido em elementos incompatíveis.

b)- T e P-MORB: exibem um enriquecimento progressivo dos ETRL em relação aos ETRP terminando com forte empobrecimento do Cs; forte empobrecimento do K em relação ao La e Nb e do U e Th

relativos ao Ba e Nb; são mais radiogênicos que os N-MORB, evidenciado pelas razões mais elevadas de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ e Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴, demonstrando o caráter enriquecido em elementos mais incompatíveis. Os P-MORB's geralmente mostram as médias das razões Zr/Nb ~10, Y/Nb (0,9 a 1,2) e um forte enriquecimento em ETRL (La/Yb=4,8-6,9). Já para os tipos transicionais (T) as razões Zr/Nb variam de 7,7 a 11,8 e Y/Nb de 1,3 a 3,0, além de um leve enriquecimento em ETRL (La/Yb=1,7-4,3).

No diagrama multielementar normalizado por N-Morb (Pearce 1982), os anfíbolitos mostram um enriquecimento em LIL's aliado a uma anomalia negativa de Ti, Nb e Ta (Fig. 15). Os dados normalizados ao condrito mostram uma distribuição semelhante aos basaltos enriquecidos ou P-MORB (Sun et al 1979), com exceção da anomalia negativa de Sr que é explicada pela cristalização fracionada do plagioclásio (Fig. 16). A anomalia negativa de Nb aliada as anomalias positivas do Th, U e Rb pode estar relacionada a contaminação crustal (Thompson 1982). Segundo Puchtel et al. 1998, a assimilação de pequenas quantidades de rochas fêlsicas crustais resultam num aumento na abundância de Ba, Pb, U, Th e ETRL, mas com pouco efeito na concentração de Ta, Nb, Y, Ti e ETRP. Essa relação produz anomalias negativas de Ta, Nb e Ti em rochas contaminadas. Comparando-se ao padrão dos basaltos enriquecidos (Sun & McDonough 1989), as amostras mostram valores próximos a 1, indicando uma notável semelhança com os P-MORB's, salientando-se a moderada anomalia de Sr, Nb e Ti e o enriquecimento dos elementos mais móveis tais como Ba, Th, U e Cs (Fig. 17). Da mesma forma, a assinatura dos ETR dos anfíbolitos é muito semelhante ao padrão dos basaltos enriquecidos (E-Morb de Sun & McDonough 1989) (Fig. 18).

Alternativamente, a anomalia de Nb-Ti pode estar relacionada a estabilidade de fases residuais (esfeno, ilmenita ou rutilo) durante a fusão mantélica (Weaver & Tamey 1981 b) e que não influenciaria na abundância dos LILE, sendo neste caso características herdadas da fonte mantélica conforme o modelo de enriquecimento em multi-estágio (Perfit 1980).



350

Figura 7 - (a) Diagrama de CaO+Al₂O₃ versus ID e de Sr versus ID (b) dos anfíbolitos e metagabros exibindo o comportamento das amostras com a diferenciação.

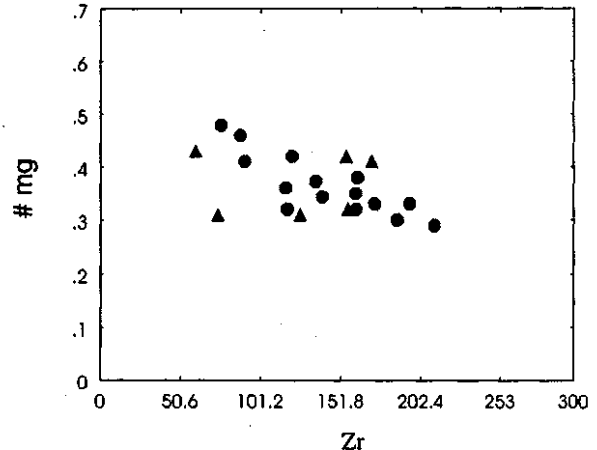
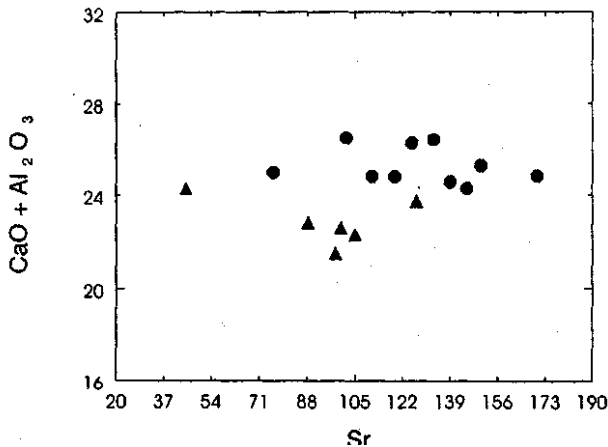


Figura 8 - Diagrama de CaO + Al₂O₃ x Sr mostrando um comportamento similar destes elementos

Fig.9-Diagrama do Mg = (MgO/MgO+FeO+MnO) versus Zr dos anfíbolitos e metagabros.

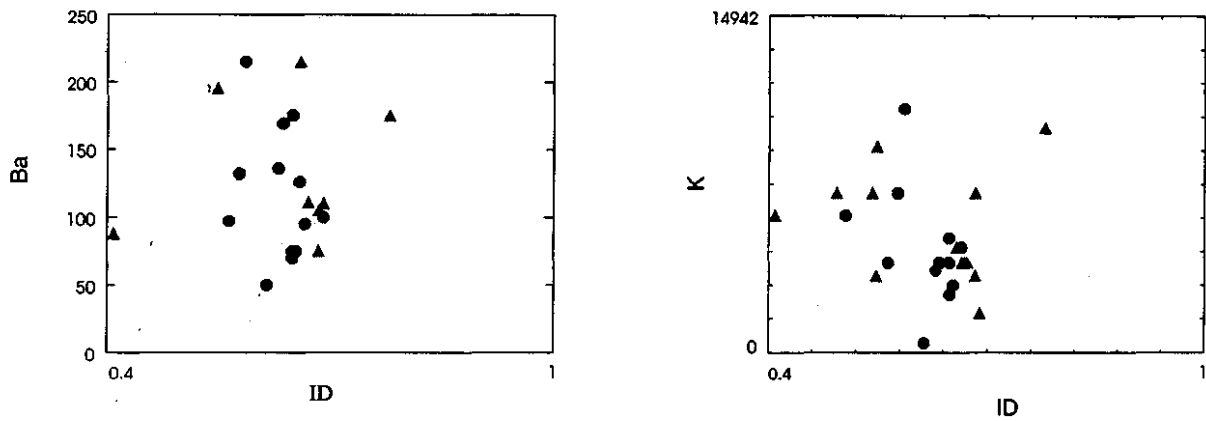


Figura 10 - Diagramas dos elementos mais incompatíveis mostrando a dispersão das amostras ocasionada pelo retrometamorfismo de fácies xisto verde.

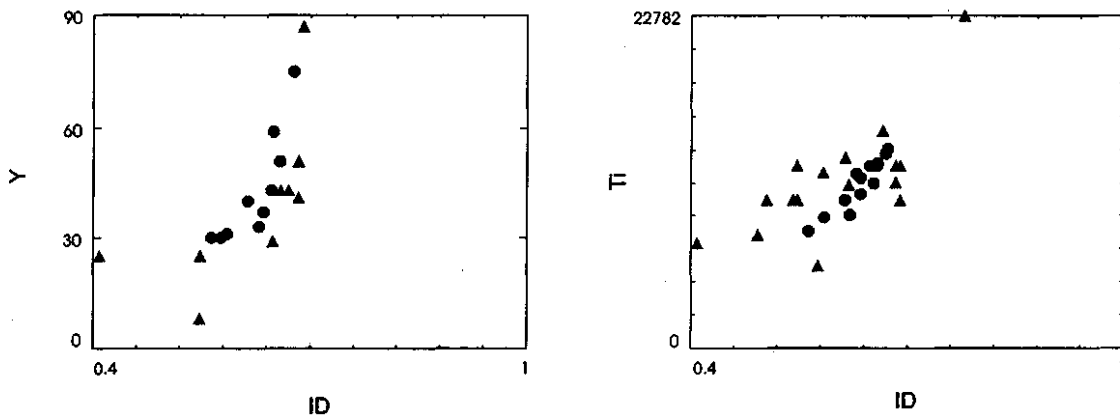


Figura 11 - Diagramas dos elementos de alto campo de força (HFSE) plotados contra o índice de diferenciação (ID).

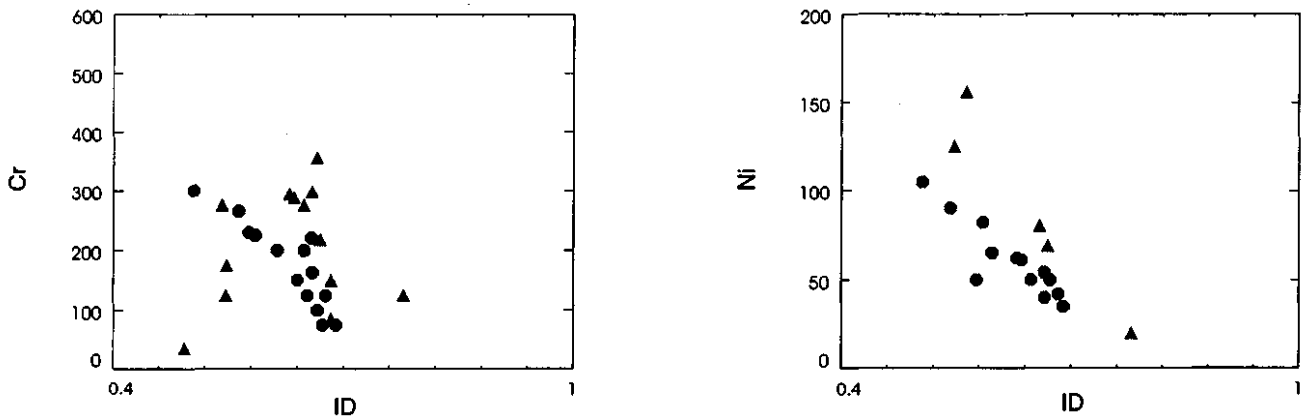


Figura 12 - Diagrama de variação do comportamento dos elementos traço mostrando uma correlação negativa com a diferenciação.

Os anfibolitos e metagabros da Sequência Nova Brasilândia mostram uma convergência de características geoquímicas que mais se aproximam com os basaltos enriquecidos do tipo P-MORB, tais como razões $La/Sm > 1$, $TiO_2/P_2O_5 < 10$, $La/Yb = 1,8$ a $3,3$ e $Zr/Nb = 25$ a 33 , além do moderado a forte enriquecimento em elementos mais incompatíveis como Zr, Ti, Ba, Y e ETR.

Vários modelos foram propostos para explicar o enriquecimento em ETRL dos P-MORB. De acordo com Langmuir et al. 1977, estes basaltos seriam originados por fusão parcial de um manto enriquecido em ETRL. Outros modelos sugerem pequenos graus de fusão mantélica com a retenção de ETRP em granadas residuais. Além disso, um mecanismo de evolução por cristalização fracionada para magmas mais evoluídos pode gerar um aumento da razão ETRL/ETRP, além de uma anomalia negativa de Eu (Sun & Nesbitt 1977).

Os dados quando lançados no diagrama discriminante de Pearce & Cann (1973), os quais utilizam os elementos considerados imóveis tais como Ti, Zr, Y, as amostras ocupam o campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica (Fig.19).

A presença de turbiditos sugere uma bacia relativamente profunda e a associação com os P-MORB's indicam que a bacia possa ter aberto o suficiente para gerar fundo oceânico. Essa associação pode sugerir como paleo-ambiente tectônico um rift intracontinental ou margem passiva.

CONCLUSÕES As relações de campo, as características estruturais, texturais e petrográficas, permitem concluir que as rochas metabásicas da Sequência Nova Brasilândia constituem corpos básicos hipabissais que foram alojados nos sedimentos terrígeno-carbonáticos os quais representam uma sequência turbidítica depositada em ambiente marinho profundo. As características sedimentológicas indicam que essa unidade se desenvolveu em um ambiente com estabilidade tectônica relativa. Adicionalmente, o magmatismo básico que gerou uma quantidade expressiva de "sills", também não é indicativo de ambientes compressivos.

Os dados disponíveis permitem sugerir que a colocação dos corpos básicos foi controlada por esforços distensivos e deu-se a níveis

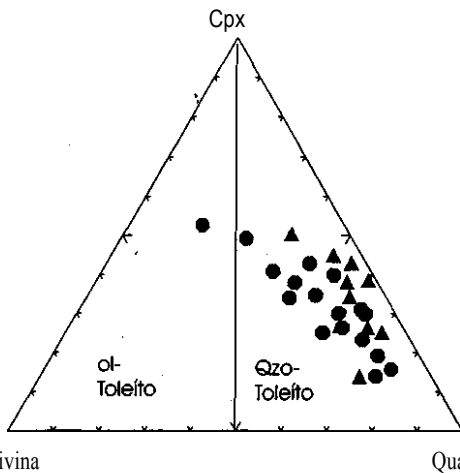


Figura 13 - Mineralogia normativa dos anfibolitos plotados no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz derivado do sistema Di-Fo-Ne-Qz (Yoder & Tilley 1962).

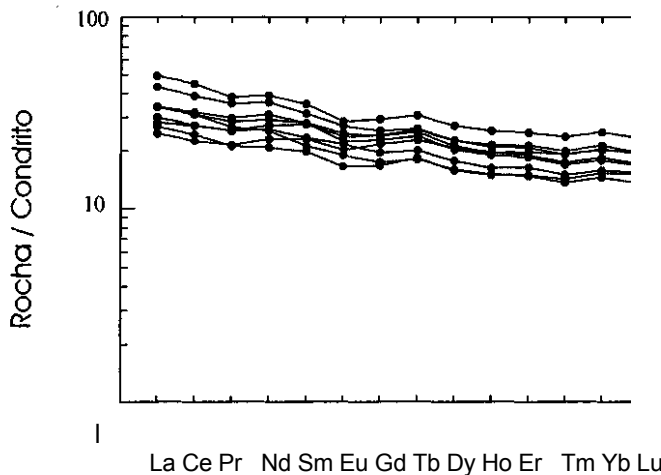


Figura 14 - Diagrama ETR dos anfibolitos normalizado ao condrito (Nakamura, 1974).

crustais rasos. A forte evidência nesse sentido é que os metassedimentos mostram feições primárias parcialmente preservadas onde a deformação não foi muito penetrativa. O mesmo argumento é válido para as rochas metabásicas.

As características texturais e paragenéticas mostram que as transformações mineralógicas foram sintectônicas, de fácies anfibolito médio a superior (M₁), indicadas pela neoformação de Mg-hornblenda e plagioclásio (Na ≅ 75), aliados com a migmatização dos metapsamitos adjacentes. Localizadamente, os metabasitos alcançaram condições de fácies granulito (M₂) em regime estático.

Sugere-se que a preservação parcial da mineralogia e texturas dos metagabros deve-se a dificuldade de acesso de fluidos para promover o desenvolvimento da paragenese metamórfica, a qual se faz presente nos anfibolitos, favorecida pelas zonas de cisalhamento.

As características químicas e texturais mostram que estas rochas são derivadas, possivelmente, de protólitos do tipo gabro - melagabro por cristalização fracionada de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio.

Partindo-se das evidências de campo e associando-as com os dados de petrografia e geoquímica pode-se concluir que os anfibolitos e metagabros da Sequência Nova Brasilândia constituem composições básicas evoluídas com assinatura geoquímica de P-MORB.

Como complemento aos dados geoquímicos, a associação petrogenética e as relações de campo das rochas metabásicas da Sequência Nova Brasilândia permitem caracterizar um paleo-ambiente tectônico distensivo, do tipo rift intracontinental ou margem passiva, originado(a) no Mesoproterozóico tardio.

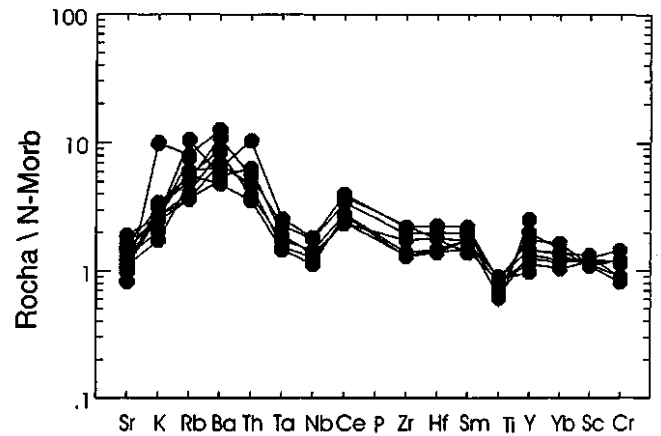


Figura 15 - Diagrama multielementar dos anfibolitos normalizado pelo N-Morb (Pearce 1982).

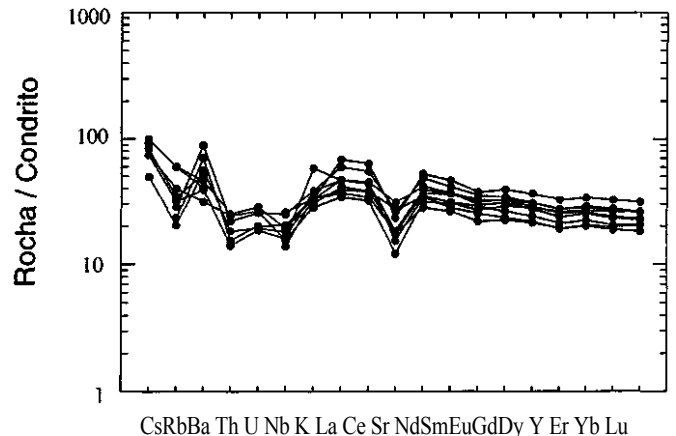


Figura 16 - Diagrama multielementar dos anfibolitos mostrando a abundância dos elementos incompatíveis normalização pelo condrito (Nakamura 1974).

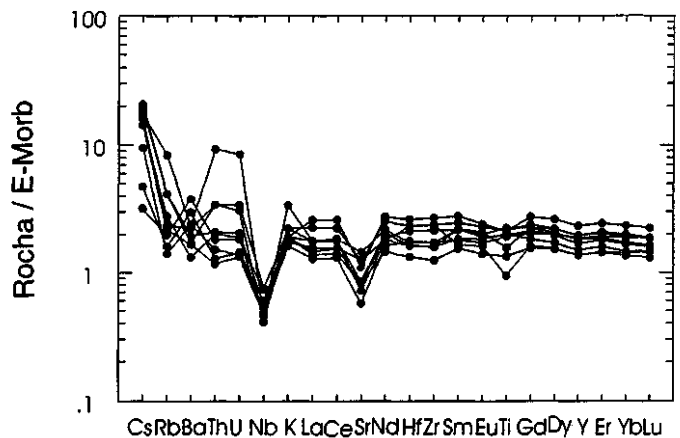


Figura 17 - Diagrama multielementar dos anfibolitos normalizados pelo E-MORB (Sun & McDonough 1989).

Agradecimentos À Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais-CPRM-REPO pelo suporte dado à realização do presente trabalho e a dois revisores anônimos da Revista Brasileira de Geociências pelas críticas e sugestões ao manuscrito.

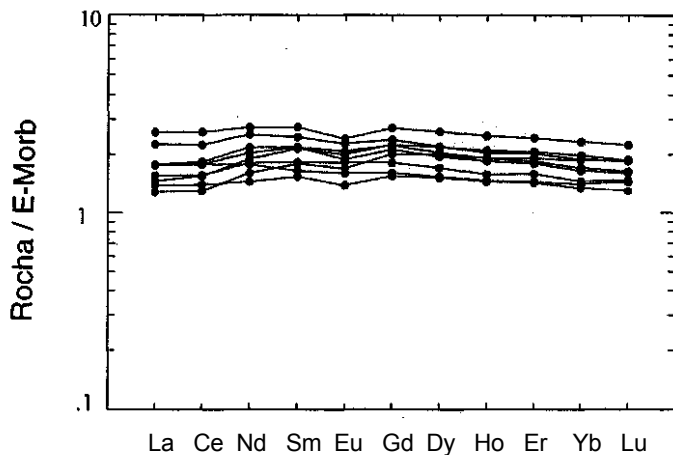


Figura 18 - Diagrama ETR dos anfibolitos normalizado pelo E-MORB (Sun & McDonough 1989).

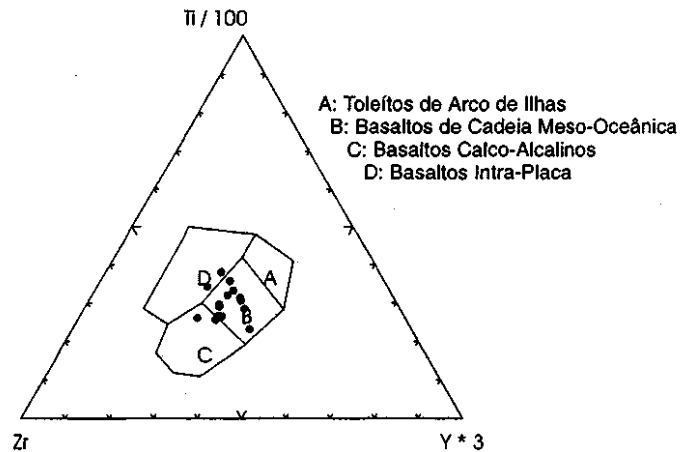


Figura 19 - Diagrama discriminante de Pearce & Cann (1973), mostrando as amostras posicionadas no campo B, correspondendo aos basaltos de cadeia meso-oceânica.

Referências

- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, **6**: 235-248.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete Revision of Winkler's Textbook*. 6th Edition, Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 318 p.
- Engel, A.E.J.; Engel, C.G. and Havens, R.G. 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**:719-734
- Gill, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York, Springer-Verlag, 390p.
- Green, D.H.; Edgar, A.D.; Beasley, P.; Kiss, E. and Ware, N.G. 1974. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**:33-43
- Hawthorne, F., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, **9A**:1-102
- Kay, R.; Hubbard, N.J. and Gast, P. W. 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanics. *Journal of Geophysical Research.*, **75**:1585-1613
- Langmuir, C.H.; Bender, J.F.; Bence, A.E.; Hanson, G.N. and Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: mid-ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**:1-133
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthouth, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H. Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist.*, **35**:219-246
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D., Teixeira, W., Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. Geologia In: BRASIL. Departamento nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Litherland, M. et al., 1986. The Geology and Resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas Memoir 9*. British Geological Survey, 153p.
- Morimoto, N.C. 1988. Nomenclatura de pyroxenes. *Amer. Mineral.*, **73**:1123-1133
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **38**:757-775
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed), *Andesites*. John Wiley & Sons, pp. 525-548.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300
- Pearce, T.H.; Gormann, B.E. and Birket, T.C. 1975. The Tí02-K20-P205 diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**:419-426.
- Perfíl, M.R.; Gust, D.A.; Bence, A.E.; Arculus, R.J. and Taylor, S.R. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications of mantle sources. *Chem. Geol.*, **30**: 227-256.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. de, Melo, C.F. de, Romanini, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia Relatório final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 4v.
- Puchtel, I.S., Arndt, N.T., Hofmann, W., Haase, K.M., Kröner, A., Kulikov, V.S., Kulikova, V. V., Garbe-Schönberg, C.-D., Nemchin, A. A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crust growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**:134-153.
- Santarém, P.C.; Scandola, J.E.; Silva, C.R.; Menezes, R.G. 1992. O Cinturão de Cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. In: SBG, Cong. Brás. Geol., **37**, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**:321-322
- Sato, H. 1977. Nickel content of basaltic magma: identification of primary magmas and measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos.*, **10**:113-120
- Scandola, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v.1, p. 154-155.
- Schilling, J.G. 1975. Azores mantle blob: rare-earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**:103-115
- Sivel, W. and Rankin, P. 1983. Arc-tholeiite and ultramafic cumulate, Brook Street Volcanics, West D'Urville Island, New Zealand. *New Zealand Jour. Of Geology and Geophysics.*, **26**:239-257
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In A. D. Saunders and M.J. Norry (eds) *Magmatism in the ocean basins*. London, Geol. Soc. London, 313-345
- Sun, S.S. and Nesbitt, R.W., 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**:429
- Sun, S.S.; Nesbit, R.W. and Sharaskin, A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**:119-138
- Tassinari, C.C.G. 1992. Resultados Radiométricos pelos métodos Rb/Sr e K/Ar de rochas do sudeste de Rondônia. Relatório Interno. CPRM. 9p.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology.*, **18**:49-107
- Weaver, B.L. and Tamey, J. 1981b. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**:175-188
- Yoder, H.S.Jr. and Tilley, C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology.*, **3**:342-532

Manuscrito A-964
 Recebido em 18 de março de 1998
 Revisão dos autores em 30 de setembro de 1998
 Revisão aceita em 15 de outubro de 1998