

## PETROQUÍMICA DE METABASITOS: METODOLOGIA PARA IDENTIFICAÇÃO DE ALTERAÇÕES MAGMÁTICAS E PÓS-MAGMÁTICAS

Caetano Juliani (Departamento de Mineralogia e Petrologia - IGUSP)

Ian McReath (Departamento de Geologia Geral - IGUSP)

"Few geologists would classify the tectonic setting of a basaltic rock solely on its chemical composition. In most cases, field work gives important evidence about the plate-tectonic environment. However, in some cases field evidence is ambiguous. According to the present study, the Ti-Y-Zr diagram can also lead to misinterpretations of the plate-tectonic environment."

(Holm, 1982).

### 1 INTRODUÇÃO

A caracterização dos tipos dos magmas basálticos, e suas correlações com os ambientes geotectônicos onde eles se colocam, através da análise petroquímica, tem sido amplamente utilizada nas

últimas décadas. Isto se deve às facilidades analíticas atualmente existentes, como a fluorescência de raios X (XRF), espectrometria óptica de emissão com fonte de plasma indutivamente acoplada (ICP) e a ativação neutrônica (INAA), que produzem dados a custos relativamente baixos, de boa precisão e de grande reprodutibilidade.

As interpretações decorrentes tem sido largamente aplicadas para seqüências metamórficas de rochas, às vezes intensamente recristalizadas e deformadas. Para estes estudos são utilizados elementos menores e traços que têm comportamentos relativamente imóveis durante as alterações hidrotermais e metamórficas.

Entretanto, com o uso desta metodologia tem sido, muitas vezes, desconsideradas outras técnicas fundamentais, como a petrografia, as relações estratigráficas e as associações geológicas, por exemplo, pois freqüentemente as interpretações são baseadas puramente na análise de diagramas discriminantes, o que simplifica sobremaneira as deduções, quando não produz conclusões errôneas ou incoerentes.

J. A. Pearce, um dos pioneiros nessa aplicação dos dados geoquímicos, face aos resultados alcançados em muitas pesquisas, chegou

conhecer a necessidade de atribuir aos argumentos geoquímicos somente seu peso justo, dentro do conjunto global de informações geológicas e petrográficas notadamente aquelas referentes a rochas inalteradas e não deformadas (J.A. Pearce, 1987).

É preciso salientar que muitas seqüências em baixo grau apresentam evidências para histórias metamórficas complexas com grande mobilidade e variedade de fluidos, que podem alterar o quimismo das rochas. No caso de seqüências submarinas, pode-se distinguir os seguintes eventos:

- Sin-deposicional: Interações com a água do mar ou derivados de alta temperatura em sistemas hidrotermais e, a baixa temperatura, pervasiva. Estas ocorrem preferencialmente ao longo das dorsais meso-oceânicas e de zonas de fraturas, que por serem regiões relativamente mais quentes, geram células de convecção que circulam os fluidos aquosos aquecidos, quimicamente aptos para lixiviar diversos elementos químicos, especialmente aqueles contidos nas frações vítreas (onde concentram-se os elementos incompatíveis, muito utilizados na análise do quimismo de metabasitos).

- Regional: Fluidos metamórficos derivados da desidratação das rochas (metamorfismo progressivo) e re-hidratação (metamorfismo retrógrado), incluindo atividades hidrotermais intensas em zonas de cisalhamento.

- De contato: Ocorre quando da intrusão de granitóides, incluindo-se os efeitos de fluidos magmáticos nas auréolas metamórficas, e de fluidos colocados em circulação pelo efeito do calor da intrusão, que gera correntes de convecção, afetando rochas mais afastadas.

Todos os processos podem operar, em escalas diferentes, em uma seqüência e cada um deles, entretanto, produz efeitos diversos (Brewer & Atkin, 1989). Bons exemplos brasileiros, além do Grupo Serra do Itaberaba (Juliani *et al.*, 1986, Juliani, 1993), discutido adiante, são o cinturão de xistos verdes do rio Itapicuru, BA (Teixeira *et al.*, 1990) o cinturão de Orós, CE (McReath, 1992) e a Suíte Metamórfica Vila Nova, PA-AP (Faraco, 1990).

O estudo do quimismo das rochas, quando precedido de estudos petrográficos e geológicos detalhados, pode não somente minimizar os erros interpretativos, como também evidenciar feições geológicas que



normalmente passariam despercebidas, como alterações hidrotermais, a ocorrência de processos cumuláticos, ou até mesmo explicar determinadas inconsistências comumente verificadas em determinadas seqüências de rochas, com característicos magmáticos diversos, incoerentes com a evolução geológica da região. Estas discrepâncias no quimismo podem, em muitos casos, ter sido introduzidas por processos geológicos magmáticos e pós-magmáticos, sem que tenha havido mudanças substanciais na fonte magmática e, conseqüentemente, no ambiente geotectônico de formação. A constatação de alterações hidrotermais-metassomáticas podem ter, inclusive, implicações na definição do potencial metalogenético de uma determinada região.

Deste modo, pretende-se neste artigo sugerir um roteiro metodológico analítico, baseado nos trabalhos de Pearce (1982) e Juliani (1993), onde podem ser detectadas alterações no caráter químico original dos metabasitos, introduzidas por processos magmáticos e pós magmáticos, incluindo as alterações a que as rochas metamórficas são submetidas desde a diagênese até o final do metamorfismo, que podem ocasionar mobilidades mais ou menos intensas de alguns elementos

químicos considerados "imóveis", além daqueles reconhecidamente móveis.

## 2 LEVANTAMENTOS PRELIMINARES NECESSÁRIOS

Qualquer região em estudo deve, obviamente, estar mapeada e com as relações estratigráficas e os litotipos bem conhecidos, antes da seleção das amostras para as análises químicas. A amostragem representativa das diferentes unidades litoestratigráficas e de possíveis zonas de alterações pré- ou pós-metamórficas são fundamentais na caracterização da evolução magmática da sequência.

Isto é relativamente fácil em regiões de grau metamórfico mais baixo e menos intensamente deformadas, mas em regiões afetadas por metamorfismo mais intenso a dificuldade aumenta muito, devido às novas paragêneses minerais, às complexidades deformacionais e à microtexturas metamórficas, que podem destruir as primárias. Nestes casos, levantamentos em escala de detalhe são exigidos para evitar-se que as amostras de diferentes litotipos sejam tratados e interpretados conjuntamente. Entretanto, Pearce (1982) ponderou que onde não são

possíveis reconstituições estratigráficas, os litotipos de cada subárea devem ser amostrados de modo a garantir representatividade adequada, o que permitiria a verificação dos possíveis diferentes tipos magmáticos existentes na área. Apesar disto, para observação destas alterações químicas, um conhecimento detalhado da estratigrafia e da petrografia é, geralmente, imprescindível.

No Brasil estas dificuldades são ainda maiores devido à falta quase que total de mapeamentos geológicos nas escalas de detalhe e de semi-detalhe com caracterizações petrográficas em número adequado, às condições dos afloramentos e, também, pelas dificuldades orçamentárias e técnicas de analisar-se grande quantidade de amostras, como sugerido por Pearce (1982).

Os estudos petrográficos são necessários para caracterização das relíquias de texturas (ígneas, vulcanoclástica, pofirítica, cumulática, etc), da mineralogia metamórfica (incluindo substituições, bordas de reações, etc), as texturas (foliada, maciça, milonítica, etc), de reações metamórficas e retrometamórficas (definindo-se se as novas fases minerais formadas implicam ou não na introdução de outros elementos no sistema),

a presença de venulações e as alterações intempéricas. Estas observações são fundamentais para as interpretações, razão pela qual a petrografia deve sempre preceder as análises químicas.

Deve-se também coletar amostras grandes para reduzir a probabilidade de variações nos teores e razões entre elementos causadas por mobilidades locais em função de dissoluções e reprecitações de elementos imóveis (Smith & Smith, 1976).

Rochas de zonas cisalhadas, cataclasadas, ou muito deformadas, devem ser bem identificadas, pois estas estruturas constituem-se em condutos preferenciais de fluidos diversos, que podem alterar a composição química do litotipo. Todavia, para constatação destas alterações, zonas deformadas dentro de unidades pouco deformadas, quando amostradas e analisadas, sempre efetuando-se minuciosa petrografia para definição da idade relativa das deformações em relação às estruturas e texturas da rocha, permitem caracterizar as transformações químicas introduzidas pelos fluidos metamórficos, que podem produzir alterações menos intensas no restante do conjunto dos metabasitos, às vezes suficientes para mudar as interpretações em determinados

diagramas. Neste aspecto podem ser citados os trabalhos de Beach (1973) e Beach & Tarney (1978), que demonstraram haver intensas alterações químicas (controladas pelos tipos de estruturas, tamanho dos grãos e pelas fases minerais presentes) em anfibolitos de alto grau, afetados por zonas de cisalhamento.

Adicionalmente deve ser ressaltado que quando dados analíticos são compilados, eles devem ser discriminados nos diagramas, não somente em função das restrições acima colocadas, como também devido aos erros analíticos sistemáticos que podem existir em diferentes laboratórios.

### 3 A ESCOLHA DOS ELEMENTOS DISCRIMINADORES DAS ORIGENS MAGMÁTICAS.

Esta deve ser feita de modo a evitar-se elementos que entrem facilmente em solução aquosa, como as que são geradas durante o intemperismo e o metamorfismo. O comportamento do elemento durante as alterações pode ser relacionado com sua carga/raio iônico (potencial iônico). Íons de baixo potencial iônico ( $<3$ ) podem ser facilmente

removíveis em solução como cátions hidratados e os de alto potencial iônico ( $>10$ ) podem ser extraídos por complexos aniônicos hidratados. Íons de potencial iônico intermediário em geral tendem a permanecer no resíduo sólido da alteração e podem ser considerados imóveis, exceto quando a lixiviação é intensa (Pearce, 1982), ou por soluções com  $\text{CO}_2$  (Hynes, 1980) ou F e Cl, por exemplo.

De acordo com estes critérios, podem ser considerados como relativamente imóveis (e que, portanto, poderiam manter registradas as características dos magmas originais) o Ti, Zr, Hf, Nd, Ta, REE (exceto o La), Y, Cr, Th e, possivelmente, o P.

Como usualmente admitido, em "condições normais" a maioria destes elementos permanece imóvel até a fácies anfibolito e normalmente considera-se que na fácies anfibolito, devido ao baixo teor de fluidos nas rochas, as lixiviações e reprecipitações químicas não são significativas. Entretanto muitas alterações químicas podem ser introduzidas quando da diagênese e durante os metamorfismos de fundo oceânico e os regionais das fácies das zeólitas e dos xistos verdes, quando diversos elementos têm seus teores alterados (Condie *et al.* 1977, Herbert & Constantin, 1991),

incluindo elementos relativamente imóveis, e, conseqüentemente, este novo quimismo pode ser mantido nas rochas durante o metamorfismo da fácies anfibolito, ou seja, mesmo que não haja mobilidade significativa nestas condições metamórficas, o protolito pode não mais estar representado, devido às alterações prévias.

Já durante a fácies granulito, em função do  $\text{CO}_2$  nos fluidos, admite-se alta mobilidade potencial de muitos elementos, incluindo Ti, Y, Zr, que podem formar complexos com o  $\text{CO}_3^{2-}$  e ser extraídos ou concentrados seletivamente nas rochas.

A aplicação deste conceito de "imobilidade", mesmo em seqüências de rochas onde permearam fluidos originais de composições "normais", pode não ser válida, pois com o aumento da temperatura durante o metamorfismo pode-se formar cloretos e outros complexos, que podem removê-los (Pearce, 1982). Além do mais, nas proximidades de zonas mineralizadas, sejam sin- ou epigenéticas, devido aos tipos de fluidos dos sistemas hidrotermais, o mesmo pode ocorrer, além de forte ação metassomática.

Além do aspecto de sua imobilidade em potencial, outro fator que influencia na escolha dos elementos estudados diz respeito ao seu comportamento durante os processos de evolução magmática. Quanto aos magmas máficos, sua produção por fusão parcial de peridotito está controlada predominantemente por equilíbrios entre combinações dos minerais olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e, às vezes, granadas ou espinélios. Durante sua cristalização o magma precipita combinações desses minerais e plagioclásio e neste sistema de equilíbrio, alguns elementos traços tendem a ficar retidos nos minerais sólidos (os compatíveis), enquanto outros (os incompatíveis) concentram-se no líquido magmático.

#### 4 DISCRIMINAÇÃO QUÍMICA DAS AMOSTRAS

##### 4.1 Caracterização da ação de processos de diferenciação magmática e do líquido magmático

A caracterização de composições compatíveis com líquidos basálticos é ainda mais difícil em rochas metamorfisadas sem as texturas



originais preservadas. Neste caso a adoção do diagrama de Pearce (1982) apresentado na FIGURA 1 é fundamental.

Neste diagrama a composição dos líquidos basálticos dos mais diversos ambientes tectônicos modernos estão delimitados pela área do retângulo. A intersecção inferior na ordenada corresponde à composição da olivina, com a dos clinopiroxênios quase sobre a reta geradora, e a dos plagioclásios na intersecção superior. Portanto, do retângulo em direção à composição dos plagioclásios, estão representados basaltos ricos em plagioclásio, que gradam até anortositos por processos cumuláticos, e em direção à composição das olivinas têm-se picritos, wehrlitos e dunitos, refletindo a acumulação de olivinas e de clinopiroxênios, com gabros e troctolitos, à esquerda.

Entretanto, através de uma pesquisa bibliográfica destinada a localizar análises de basaltos africanos ou pouco porfiríticos (com < 5% de volume de fenocristais) ou com texturas típicas de resfriamento rápido do magma, verificamos que as composições de líquidos magmáticos máficos ocupam uma área maior, delineada na figura, que a verificada por Pearce (1982).

Outros diagramas, como os de razão de proporções moleculares de Pearce (1968, 1970), de Pearce & Flower (1977) e de Pearce & Norry (1979) indicam também a segregação destes silicatos e de óxidos dos magmas, o que faz com que muitos dos "elementos imóveis" tenham suas concentrações e razões alteradas em função dos seus diferentes coeficientes de distribuição entre o líquido e a fase mineral formada, o que implica na exclusão destas amostras para determinação do tipo do magma e do ambiente tectônico de formação. Apesar disto, estes litotipos com composições químicas alteradas são de grande utilidade no estudo petrogenético dos metabasitos.

Rejeitadas as amostras cujas composições indiquem que não possam representar líquidos magmáticos máficos, as restantes serão sujeitas a outros testes. Entretanto, é fundamental salientar que foram rejeitadas algumas amostras que não se conformam a determinados padrões geoquímicos e, uma vez que sempre há superposição de campos composicionais, é sempre possível que as amostras não rejeitadas incluam ainda gabros não cumuláticos ou basaltos porfiríticos.

A simples caracterização do magma com base no teor de  $\text{SiO}_2$  das rochas nem sempre pode ser adotada com segurança, uma vez que a lixiviação ou a introdução de sílica é muito comum durante os processos de alteração e de metamorfismo, mesmo que não se alterem os teores absolutos e as razões existentes entre os elementos imóveis. Assim a caracterização do magma basáltico pode ser efetuada, por exemplo, pelo diagrama com  $\log \text{Zr}$  versus  $\log \text{Ti}$ , proposto por Pearce *et al.* (1981), onde estão delimitados os campos de distribuição das rochas vulcânicas de vários ambientes tectônicos, com a composição basáltica limitada acima da linha reta, ou seja, os pontos plotados abaixo não podem ser utilizados nos diagramas discriminantes de rochas basálticas (FIGURA 2).

Outros tipos de diagramas foram elaborados com o intuito de distinguir, de maneira simples e clara, entre processos ígneos contrastados. A teoria da distribuição dos elementos durante equilíbrios entre minerais e líquido permite prever os comportamentos entre dois elementos diferentemente incompatíveis, ou entre um elemento incompatível e outro compatível. Como pode ser visto nas FIGURAS 3 e

4, os comportamentos durante a cristalização fracionada e a fusão parcial são nitidamente diferentes. Para seqüências de rochas não alteradas espera-se, nestes diagramas um (uns) agrupamento (s) nítido (s).

Uma vez que elementos compatíveis em composições basálticas (por exemplo, Ni e Cr) possuem mobilidade potencialmente maior, a comparação das conclusões alcançadas através dos dois diagramas pode servir como sinal de alerta, caso haja conclusões divergentes.

São os elementos incompatíveis que possuem grande potencial no estudo dos processos magmáticos, uma vez que é possível prever-se seu comportamento durante processos ígneos com certa precisão e são justamente alguns destes elementos (por exemplo, Zr e Nb) que são também bastante imóveis. A análise do comportamento e das tendências de diferenciações magmáticas, seja por cristalização fracionada ou por fusão parcial, são geralmente bem definidas por estes elementos, especialmente quando são consideradas conjuntamente as rochas mais diferenciadas, como os andesitos, dacitos, riodacitos e riólitos, por exemplo.

#### 4.2 Caracterização das alterações pós-magmáticas

Diversos diagramas tem sido propostos para este fim, podendo ser citados os seguintes:

a) O de Miyashiro (1975), delineado com base em análises de rochas básicas e intermediárias quaternárias de diversas regiões do mundo (FIGURA 5). Acima da linha tracejada distribuem-se as análises de rochas que ganharam  $\text{Na}_2\text{O}$  e/ou perderam  $\text{K}_2\text{O}$  por causa das interações com a água marinha, ou devido ao metamorfismo de baixo grau. O autor constatou também a grande mobilidade do  $\text{Na}_2\text{O}$  e do  $\text{K}_2\text{O}$  e, conseqüentemente, do rubídio e do cézio durante o metamorfismo de baixo grau e, portanto, concluiu que estes elementos não deveriam ser utilizados em diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos.

b) Floyd (1976) propôs o diagrama da FIGURA 6, onde as rochas basálticas alteradas distribuírem-se ao longo da linha da mistura epidoto-clorita, podendo assim serem discriminadas.

c) Cann (1969), ao estudar os basaltos espilitizados da Carlsberg Ridge (Oceano Índico), verificou grandes dispersões das amostras quando

plotadas em diagrama de Zr *versus* K, o que não ocorreu quando lançadas em diagramas de Zr *versus* Ti. Este fato, melhor estudado por Cann (1970), foi caracterizado como devido a enriquecimentos ou perdas de potássio (e de rubídio também) durante as alterações de fundo oceânico, constituindo-se, desta forma, em critério distintivo para a separação de rochas frescas e alteradas (FIGURAS 7 e 8).

As amostras selecionadas através destes três diagramas devem então ser distinguidas no tratamento dos dados como tendo sofrido alterações hidrotermais-metassomáticas.

#### 4.3 Rochas afetadas por ambos processos

Comumente são encontradas amostras que são discriminadas como afetadas por ambos processos descritos. Estas devem ser também distinguidas das demais, para evitar-se erros interpretativos decorrentes da superposição dos eventos.

Note-se, entretanto, que ao trabalhar-se com rochas fortemente alteradas ou mais intensamente metamorfisadas o comportamento de alguns elementos químicos pode variar relativamente, quando comparadas

com os processos pouco intensos acima discutidos. Em diversos casos podem ser introduzidas mudanças no teor e em razões entre elementos químicos, como o alumínio e o titânio, por exemplo, fazendo com que as amostras comportem-se em diagramas específicos como se tivessem sido afetadas apenas por processos magmáticos.

## 5 CARACTERIZAÇÃO DO TIPO DO MAGMATISMO

Após a seleção das amostras deve-se caracterizar o tipo do magmatismo basáltico.

Um grande número de diagramas pode ser encontrado na bibliografia, muitos deles definidos para séries de rochas ígneas, portanto incluindo tipos intermediários e ácidos, que no caso de existirem análises, deverão ser acrescentadas, com símbolos apropriados, nos diagramas.

Deve ser tomado muito cuidado quanto aos diagramas utilizados (devem ser utilizados estritamente como definidos) e é muito recomendável o uso de diversos deles para elementos maiores, menores e traços, pois possíveis alterações introduzidas por processos magmáticos

ou de alteração que podem não ser detectados em alguns deles, tornam-se evidentes em outros.

Um aspecto relevante deste método analítico é que é possível avaliar-se o comportamento dos elementos considerados nas rochas afetadas por processos magmáticos, de alteração ou ambos, relativamente às não ou pouco alteradas, ou seja, pode-se analisar integradamente o conjunto das amostras, mesmo em diagramas de número de Mg (Mg #) ou  $\text{SiO}_2$  plotados contra os demais elementos.

Alguns exemplos de diagramas que catacterizam os tipos dos magmas são apresentados a seguir, com análises dos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba (Juliani, 1993):

No clássico diagrama de Kuno (1968), apresentado na FIGURA 9, apesar da sabida mobilidade dos álcalis e até mesmo da sílica, algumas conclusões podem ser obtidas, pois as rochas alteradas (RA) distribuem-se no campo dos basaltos alcalinos e no dos tholeiítos concentram-se as rochas pouco ou não alteradas (RPA), evidenciando a introdução elevada de sódio, característica de alterações do tipo espilitização. As rochas afetadas por processos cumuláticos (RM) tem os teores dos elementos



considerados como pouco, ou relativamente pouco, móveis afetados, mas as que sofreram ambos processos (RAM), distribuem-se mais amplamente. Assim pode-se, com base nas discriminações anteriormente efetuadas, caracterizar os litotipos originais como tholeiítos que adquiriram característicos alcalinos devido às alterações, e, desta forma, não refletem mais a composição original do magma.

O uso de elementos considerados como relativamente imóveis, como nos diagramas de Pearce & Cann (1973) e Winchester & Floyd (1976) reafirmam os característicos acima (FIGURAS 10 e 11).

Outros exemplos são os diagramas de Floyd & Winchester (1975) e Winchester & Floyd (1976), que utilizam os teores de Zr, Ti, P e Nb, os de Miyashiro (1974 e 1975), com  $\text{FeO}^*/\text{MgO} \times \text{FeO}^*$  e  $\text{SiO}_2$ , o de Jolly (1975), com  $\text{FeO}^*$  e  $\text{MgO}$ , o de Jensen (1976), com  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*+\text{TiO}_2$  (note-se que este diagrama foi elaborado para identificação de séries komatiíticas e não para basaltos normais e, assim sendo, basaltos picriticos ou fortemente alterados podem plotar no campo dos basaltos komatiíticos, gerando erros interpretativos) e os de Tegye (1979), que utilizam razões diversas, o de Miyashiro & Shido (1975), com  $\text{SiO}_2$

*versus* log Cr, log V *versus* log Cr, log V *versus*  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ , log Ni *versus*  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ou o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

## 6 DEFINIÇÃO DO AMBIENTE TECTÔNICO

Diversos diagramas tem sido propostos para tal fim, geralmente de conhecimento geral, motivo pelo qual serão apresentados apenas alguns deles, de modo a ilustrar a questão.

Nos diagramas de Pearce & Cann (1973), nas FIGURAS 12, 13 e 14 pode-se observar nítida tendência das RPA distribuírem-se no campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB), sempre acompanhadas pelas RA, que tendo sido afetadas apenas por alterações de baixa grau mantêm as proporções dos elementos considerados relativamente imóveis.

Entretanto, as RM na FIGURA 12 têm significativos empobrecimentos em Ti e Zr (às vezes enriquecimentos também) e distribuem-se no campo do tholeiítos de baixo potássio (LKT) e dos basaltos cálcio-alcálinos (CAB), estes de arcos de ilhas, juntamente com as RAM. Na FIGURA 13 nota-se que algumas RPA definem tendências em direção ao vértice  $\text{Yx}_3$ , indicando enriquecimentos no elemento, ou

empobrecimento relativo de Zr e Ti, mas sem alterações na razão  $Zr/(Ti \times 100)$ . Novamente parte das amostras RM e RAM plotam no campo dos CAB, indicando as alterações introduzidas nos seus quimismos. Os mesmos característicos podem ser observados na FIGURA 14, mas com forte mobilidade do Sr para razões  $Zr/(Ti/100)$  aproximadamente constantes, inclusive nas RA, devido à mobilidade do cálcio nas alterações hidrotermais, que introduziram aspectos químicos típicos de arcos de ilhas. Este mesmo processo pode ser observado no diagrama de Pearce & Norry (1979) apresentado na FIGURA 15.

Outros diagramas podem ser citados, como o de Pearce (1975), com Ti e Cr, Pearce *et al.* (1977), com  $MgO/FeO^*$  e Al, Pearce & Norry (1979), que podem indicar fracionamentos de olivina, piroxênios e plagioclásios em câmaras magmáticas abertas ou fechadas, Floyd & Winchester (1975), que se utilizam dos elementos  $TiO_2$  versus Y/Nb,  $TiO_2$  versus Zr,  $P_2O_5$  versus log Zr,  $TiO_2$  versus  $Zr/P_2O_5$  e Nb/Y versus  $Zr/P_2O_5$ , Beccaluva *et al.* (1979), que utilizam log Ba/Y e log (Ti/Cr) versus log Ni, Wood *et al.* (1979), modificado por Wood (1980), com

Th-Hf/3 (ou Zr/39)-Ta (ou Nb/16), Shervais (1982), com Ti e V, Mullen (1983), com MnO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Meschede (1986), com Nb, Zr e Y.

Em síntese, muito cuidado deve ser tomado na interpretação destes diagramas, pois uma análise superficial, desconsiderando-se os processos que afetaram as rochas e a eficácia dos diagramas, pode produzir erros interpretativos, pois diagramas construídos para diferentes elementos podem, em função as alterações magmáticas e pós-magmáticas, apresentarem diferentes resultados.

## 7 A MOBILIDADE RELATIVA DE ALGUNS ELEMENTOS QUÍMICOS

Na análise da distribuição dos teores dos elementos, quando plotados contra SiO<sub>2</sub> ou Mg #, deve-se sempre considerar as alterações químicas introduzidas nas rochas e o tipo da amostra selecionada, podendo ser ressaltados os trabalhos de:

Cann (1969) que constatou em basaltos alterados para espilitos significativas mudanças nos teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe total, CaO, Na<sub>2</sub>O e H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> e pequena mobilidade de alguns elementos menores, exceto o Sr,

que tem seu teor reduzido, juntamente com o cálcio. Cann (1970) verificou que o Y, Zr, Nb e Ti parecem não ser afetados nas alterações de fundo oceânico, ao passo que Rb e K são enriquecidos nestas alterações, empobrecidos na fácies dos xistos verdes e muito pouco afetado na fácies anfíbolito. O Sr seria menos afetado pelos processos secundários, mas é empobrecido, juntamente com o cálcio no metamorfismo de baixo grau.

Hart *et al.* (1974) que verificaram empobrecimento de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, S e Ga e enriquecimento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ , MnO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , Cl, B, Rb, Cs,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , bem como alterações menores, mas consideráveis dos teores de MgO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Ni, e Cu.

Wood *et al.* (1976) concluíram haver em lavas do Eastern Iceland, metamorfasadas na fácies das zeólitas, grande mobilidade de Si, Mg, K, Rb, Sr e de algumas terras raras leves e pouca mobilidade do Ti, P, Zr, Y, Nb, Ta, Hf. As outras LREE, por apresentarem alta correlação entre si, foram sugeridas como não tendo sido afetadas pelos fluidos metamórficos.

Humphris & Thompson (1978) apresentaram detalhado estudo do comportamento de diversos elementos traços e Hynes (1980) observou

forte correlação entre o teor de carbonatos e a concentração de alguns elementos incompatíveis. Com altos teores de carbonatos reduz-se os teores de Y e Zr e aumenta o Ti, e com teores menores de carbonatos há forte redução do Ti, Y e Zr.

Hérbert & Constantin (1991) estudaram o testemunho de sondagem na Zona de Fratura Atlantis II, no Oceano Índico, e verificaram paragêneses indicativas de fluidos de: a) altas temperaturas (800 a 600<sup>o</sup> C) pobres em Si e ricos em Al, Na, K, Ti e Fe/Mg; b) de temperaturas moderadas (600 a 450<sup>o</sup> C) progressivamente enriquecidos em Si e empobrecidos em Al, Na e K e; c) de médias a baixas temperaturas (450 a 350<sup>o</sup>C) em locais de paragênese de baixo grau metamórfico.

Portanto, as variações químicas passíveis de serem introduzidas nas rochas básicas durante sua alteração são complexas e intensas e dependem muito do grau geotérmico local, das estruturas, deformações, composição mineralógica da rocha e do fluido hidrotermal, podendo em casos extremos afetar a estabilidade dos elementos considerados como imóveis na maioria dos casos.

Alterações de baixa temperatura neste contexto produziram rochas pré-metamórficas do tipo espilito, com subseqüentes mudanças incrementadas por alterações mais intensas e/ou pelo metamorfismo.

A análise da distribuição dos teores de diversos elementos segundo este método levou Juliani (1993) a considerar que nos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba houve grande mobilidade química dos mais variados elementos, incluindo mobilidades menores do Y e do Zr (este aparentemente mais móvel apenas em algumas circunstâncias, como nas proximidades das intrusões graníticas, zonas de cisalhamento e de paleo-sistemas hidrotermais - identificados pela presença de cordierita-granada-cummingtonita anfibolitos), provavelmente em função da origem geológica (basaltos de fundo oceânico, que foram espilitizados ou alterados mais intensamente previamente ao metamorfismo), da grande quantidade de intrusões de granitos e devido ao conjunto de zonas de cisalhamento que delimitam e recortam a área de exposição do Grupo.

Um outro modo de abordar e checar tais alterações pode ser feita através dos diagramas de Razões de Proporções Moleculares (MPR) de

Pearce (1968). Nestes diagramas as rochas afetadas por processos cumuláticos devem exibir tendências, que de acordo com a inclinação da reta, indicam fracionamento de pigeonita, de augita, olivinas, plagiocásios e cromitas. As rochas não afetadas por estes processos devem apresentar tendências para zero ou infinito e as alterações hidrotermais, como discutido por T.H.Pearce (1987) devem fazer com que as análises tendam a se alinhar paralelamente às retas definidas pela cristalização fracionada, de modo semelhante à linha pontilhada da FIGURA 16.

O não paralelismo indicaria, nestas circunstâncias, que a razão entre os elementos não foi mantida, devido a processos semelhantes aos descritos por Hynes (1980), onde diferentes concentrações de carbonatos no fluido de alteração ora removem, ora concentram seletivamente determinados elementos químicos, ou devido à intensidade dos processos, como descrito por Hérbert & Constantin (1991), ou seja, uma determinada razão pode não ser afetada em baixo grau, mas um dos elementos considerados podem ser lixiviado mais intensamente em outra situação.



## 8 DIAGRAMAS DE PADRÕES GEOQUÍMICOS

A determinação do tipo do magma basáltico e o ambiente geotectônico de formação pode também ser feita com a utilização de Diagramas de Padrões Geoquímicos, também conhecidos como *Spider Diagrams* ou Aranhogramas.

Estes consistem na normalização das análises por um padrão apropriado (por exemplo, basaltos de segmentos normais de cadeias meso-oceânicas - N-MORB, tholeiitos continentais, etc) cujos resultados são plotados em escala logarítmica na ordenada, com os elementos organizados de acordo com suas compatibilidades químicas (para o tipo do magma considerado) na abcissa, como exemplificado na FIGURA 17.

Deste modo, uma análise idêntica ao padrão adotado dará uma reta com valor 1,0 e as amostras diferentes definirão um padrão de enriquecimento ou empobrecimento de alguns ou todos elementos. Este padrão pode ser utilizado na caracterização das alterações químicas, fracionamentos de determinados minerais (feldspatos, granadas, etc) e ser

comparados com padrões de outras áreas conhecidas e com ambiente geotectônico bem determinado.

Note-se que a amostra padrão pode ser, por exemplo, uma rocha da área de estudo considerada como a menos alterada e que existem também normalizações com um grande número de elementos, conhecidos como padrões estendidos, e para elementos do grupo das terras raras, onde interpretações complementares podem ser obtidas.

## 9 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Diversos diagramas podem ser utilizados para para classificação química do metabasitos e rochas associadas, exemplificada pelos diagramas de Le Maitre (1984) e Le Bas *et al.* (1986) na FIGURA 18 e de De La Roche *et al.* (1980) e De La Roche (1986), na FIGURA 19. Note-se que as alterações químicas introduzidas nas rochas deslocam as análises dos campos do metabasitos e definem diferentes tendências de diferenciação.

## 10 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Para caracterização litoquímica mais precisa de rochas básicas e metabásicas necessita-se:

a) que a área a ser estudada seja antes bem caracterizada geologicamente, com detalhe suficiente para elucidar as principais associação de litotipos, estratigrafia, estruturas, relacionamento com as intrusões graníticas, zonas de cisalhamento, etc, especialmente se são complexamente deformadas e metamorfasadas.

b) que a petrografia detalhada dos litotipos, e indispensavelmente das amostras que serão analisadas, seja feita previamente, para verificação de possíveis estruturas cumuláticas, porfiríticas, mineralogia, alterações, veios, estruturas secundárias, texturas, etc.

c) que as análises, se compiladas, sejam distinguidas quanto aos laboratórios de origem e aos limites de detecção, para evitar-se que eventuais erros analíticos sistemáticos sejam confundidos com processos geológicos.

d) que, após a seleção das amostras por critérios geológicos e petrográficos, sejam efetuadas as identificações de possíveis alterações químicas introduzidas por processos magmáticos e pós-magmáticos, antes da caracterização dos tipos dos magmas, ambientes geotectônicos de formação, etc.

e) que o tratamento dos dados petroquímicos seja iniciado pela caracterização do tipo do magmatismo, cuidando-se que os diagramas sejam aplicados de modo correto (como definidos, sem extrapolações), que sejam usados os diversos elementos, incluindo-se os maiores, menores e traços tidos como menos móveis e efetuando-se a análise integradamente com os demais elementos e os resultados anteriores.

f) que a caracterização do ambiente geotectônico através de diagramas seja utilizada de modo indicativo e complementar ao dados geológicos, cuidando-se para eliminar das interpretações as amostras com alterações químicas causadas por processos magmáticos e hidrotermais-metassomáticos, pois o uso de diagramas diversos dará, certamente diferentes resultados, especialmente em rochas metamorfasadas e deformadas. A existência de magmas contaminados deve também ser

considerada, bem como as transições entre os diversos ambientes geotectônicos, que podem condicionar a existência de magmatismo básico transicional e as heterogeneidades do manto em pequena escala devem, sempre que possível ser consideradas, mas necessita-se para tanto de dados isotópicos, além de diagramas discriminantes, como o de Wood *et al.* (1979).

g) considerar que em circunstâncias específicas, desde as alterações de fundo oceânico até as associadas às zonas de cisalhamento, passando pelos eventos de metamorfismo regional, atividades ígneas e retrometamórficas, muitos elementos relativamente imóveis podem ser deslocados e, se tal fato não é reconhecido, interpretações errôneas fatalmente ocorrerão.

h) levar em consideração que a identificação dos processos petrogenéticos citados anteriormente, pode ser alcançada através dos métodos aqui apresentado, inclusive com a caracterização de processos que poderiam passar despercebidos em análises não discriminantes, como a espilitização e as cristalizações fracionadas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEACH, A. (1973) - The mineralogy of high temperature shear zones at Scourie, N.W. Scotland. *Journal of Petrology*, **14**(2):231-248.
- BEACH, A. & TARNEY, J. (1978) - Major and trace element patterns established during retrogressive metamorphism of granulite-facies gneisses. *Precambrian Research*, **7**(4):325-348.
- BREWES, T.S. & ATKIN, B.P. (1989) - Elemental mobilities produced by low-grade metamorphic events: a case study from the proterozoic supracrustals of Southern Norway. *Precambrian Research*, **45**:143-158.
- BECCALUVA, L.; OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1979) - Geochemical discrimination between ocean-floor and island arc tholeiites - application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**:1874-1882.
- CANN, J.R. (1969) - Spilites from the Carlsbeg Ridge, Indian Ocean. *Journal of Petrology*, **10**:1-19.
- CANN, J.R. (1970) - Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **10**:7-11.
- CONDIE, K.C.; VILJOEN, M.J. & KABLE, E.K.D. (1977) - Effects of alteration on element distributions in Archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **64**(1):75-89.

- DE LA ROCHE, H. (1986) - Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Serie 8, II(2):337-353.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$ -diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(3/4):183-210.
- FARACO, M.T.L. (1990) - *Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Dissertação de Mestrado apresentada à UFPA, 346 p.
- FLOYD, P.A. (1976) - Geochemical variation in the Greenstones of S.W. England. *Journal of Petrology*, 17(4):522-545.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27:211-218.
- HART, S.R.; ERLANK, A.J. & KABLE, E.J.D. (1974) - Sea-floor basalt alteration: some chemical and isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44:219-230.
- HÉRBERT, R. & CONSTANTIN, M. (1991) - Petrology of hydrothermal metamorphism of Oceanic Layer 3: Implications for sulfide parageneses and redistribution. *Economic Geology*, 86(3):472-485.
- HOLM, P.E. (1982) - Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79:308-310.

- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978) - Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:127-136.
- HYNES, A. (1980) - Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75:79-87.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- JENSEN, L.S. (1976) - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, *Miscellaneous Paper*, 66.
- JOLLY, W.T. (1975) - Subdivision of the Archaean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe-Mg-Ni-Cr relations. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2):200-210.
- JULIANI, C. (1993) - *Geologia, petrologia e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das serra do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo*. Tese de Doutorado apresentada ao IGUSP, 803p.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. & SCHORSCHER, H.D. (1986) - Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*, v.2, p. 730-743.
- KUNO, H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (Eds.) - *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York, Interscience Publications, v.2, p. 623-688.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based



on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745-750.

LE MAITRE, R.W. (1984) - A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science*, 31(2):243-255.

MARTIN, H. (1987) - Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28:921-954.

MCREATH, I. (1992) Diversidade geoquímica de rochas meta-ígneas do Cinturão de Orós (Ceará) e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos*, (2):34-35.

MESCHEDE, M. (1986) - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207-218.

MIYASHIRO, A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274:321-355.

MIYASHIRO, A. (1975) - Classification, characteristics and origin of ophiolites. *The Journal of Geology*, 83(2):249-281.

MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975) - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *American Journal of Science*, 275(3):265-277.

MULLEN, E.D. (1983) -  $MnO/TiO_2/P_2O_5$ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and

its applications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62:53-62.

PEARCE, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25:41-67.

PEARCE, J.A. (1982) - A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. Apostila, inédito.

PEARCE, J.A. (1987) - An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 32:3251-3265.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290-300.

PEARCE, J.A. & FLOWER, (1977) - The relative importance of petrogenetic variables in magma genesis at accreting plate margins: a preliminary investigation. *Journal of the Geological Society of London*, 134:103-127.

PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47.

PEARCE, T.H. (1968) - A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19:142-157.

dos, mas com diferentes intersecções na projeção da abcissa, o que é claramente indicativo de alterações pós-magmáticas no quimismo, como sugerido por Pearce (1987). A distribuição das RM indica fracionamento do plagioclásio, mas PEARCE, T.H. (1970) - Chemical variations in the Palisade Sill. *Journal of Petrology*, 11:15-32.

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*, 97:529-534.

PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:121-132.

SABATÉ, P & MARINHO, M.M. (1982) Geochemical affinities of low-grade metamorphic formations of the Contendas-Mirante Proterozoic Complex (Bahia, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 12:392-402.

SHERVAIS, J.W. (1982) - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59:101-118.

SMITH, R.E. & SMITH, S.E. (1976) - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 32:114-120.

TEGYEY, M. (1979) - Utilization de la géochimie - majeurs pour la cartographie des terrains cristallins: possibilités des traitement automatique des analyses au B.R.G.M. *Documents du B.R.G.M.*, 12, 134p.

TEIXEIRA, J.B.; MARIMON, M.P.C.; KISHIDA, A.; XAVIER, R.P.; MCREATH, I. (1990) - The Fazenda Brasileiro gold deposit, Rio Itapicuru Greestone Belt, Bahia: Geology, hidrothermal alteration and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 85:990-1009.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28:459-469.

WOOD, D.A. (1980) - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of

the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50:11-30.

WOOD, D.A.; GIBSON, I.L. & THOMPSON, R.N. (1976) - Element mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55:241-254.

WOOD, D.A.; JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1979) - A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45:326-336.

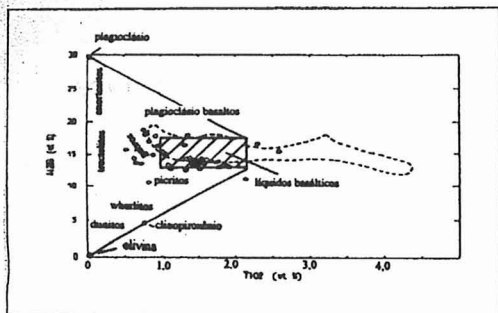


FIGURA 2 - Discriminação das rochas que não apresentam composição basáltica. Os campos foram delimitados com análises químicas de rochas dos mais diversos ambientes geotectônicos, onde: (1) representa o limite que separa as rochas de composição basáltica (acima da linha) das demais, (2) lavas intra-placas, (3) lavas de arcos de ilhas, (4) lavas de cadeias meso-oceânicas, (o) metabasitos, (◇) rochas metaintermediárias, (□) metaintermediárias vulcanoclásticas e (+) metariolito.

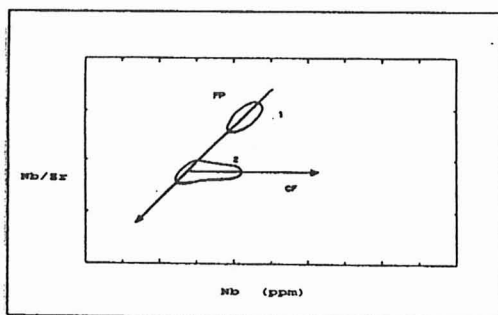


FIGURA 1 - Diagrama para discriminação das rochas que não têm composições compatíveis com as de líquidos basálticos. A área tracejada delimita as composições de rochas afíricas, ou quase afíricas, e com texturas *quench* (de resfriamento rápido), definida por McReath, com base em cerca de 300 análises compiladas de IAB, IAT, CFB, IOB, boninitos, etc.

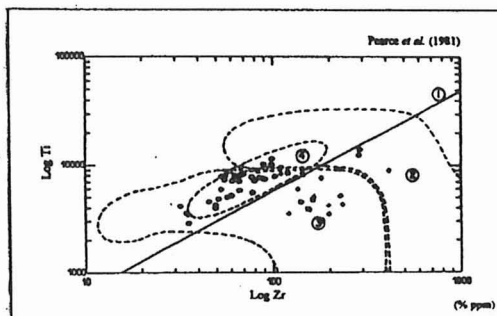


FIGURA 3 - Diagrama tipo A versus A/B para dois elementos incompatíveis, sendo A mais incompatível do que B, onde FP = fusão parcial, com a seta indicando aumento do grau de fusão. CF = cristalização fracionada, com a seta indicando aumento do grau de solidificação. No exemplo, o agrupamento (1) representa rochas derivadas por um grau menor de fusão parcial, cujo magma não sofreu cristalização fracionada. (2) representa um grupo derivado por um grau de fusão maior, com cristalização fracionada posterior. (ver Sabaté & Marinho, 1982 e referências citadas).

FIGURA 4 - Diagrama de um elemento incompatível (Nb) *versus* compatível (Ni) para o mesmo caso da figura anterior. Note as escalas logarítmicas. (ver, por exemplo, Martin, 1987)

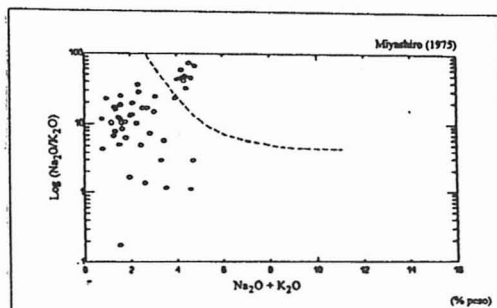
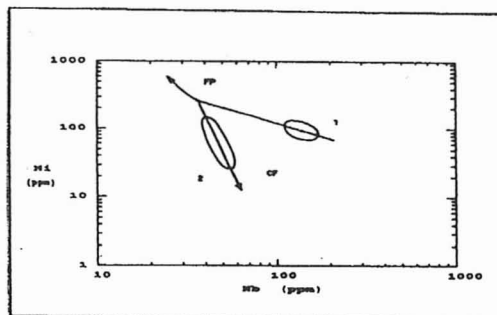
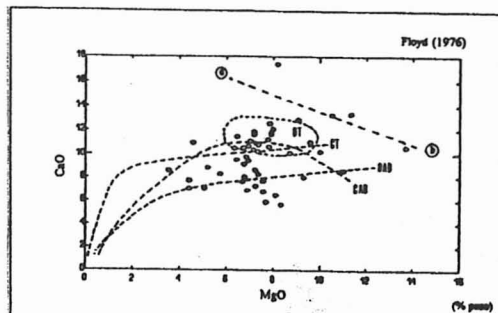


FIGURA 5 - Discriminação das amostras que sofreram alterações no conteúdo de sódio e de potássio, distribuídas acima da linha tracejada.

FIGURA 6 - Discriminação das amostras que sofreram alterações químicas durante espilitização e intemperismo submarino onde: (a - b) misturas epidoto-clorita, (CT) tholeiito continental, (OAB) basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, (CAB) álcali basaltos continentais e (OT) tholeiitos oceânicos.



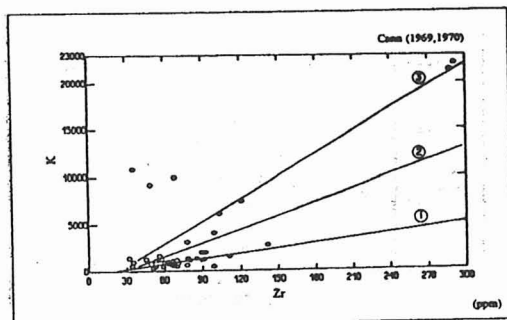


FIGURA 7 - Tendências de dispersões da relação Zr versus K, indicando possíveis alterações pós-magmáticas nas amostras que não se alinham com as tendências (1) e (2). A linha (1) representa a tendência principal das rochas, a (2) a definida por Cann (1969, 1970) e a (3) uma possível tendência subordinada.

FIGURA 8 - Tendências da relação Zr versus Ti, com dispersões altas sugerindo mobilidade de ambos elementos durante os processos de alteração e metamorfismo. Em (1) verifica-se a tendência das amostras da Serra do Itaberaba e em (2) a das amostras da Carlsberg Ridge.

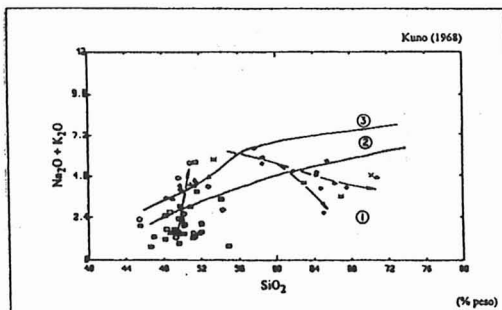
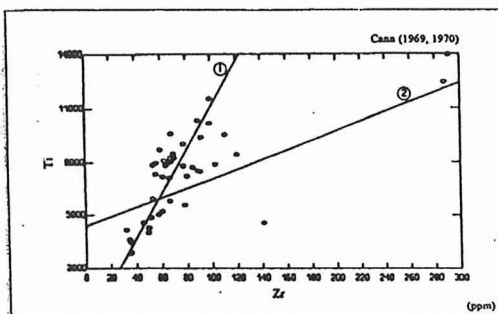


FIGURA 9 - Distinção das rochas de composições toleítica (1), de alto alumínio (2) e alcalina (3), através dos teores de álcalis e sílica, onde ( $\square$ ) representa as RPA, ( $\Delta$ ) RA, ( $\square$ ) RM, ( $\circ$ ) RAM, e os demais símbolos ( $\emptyset$ ,  $\ast$ ,  $\times$ ) as rochas de composição intermediária. A seta da esquerda indica a tendência das alterações químicas introduzidas nas RA e RAM e as da direita, as evoluções magmáticas das rochas intermediárias.

FIGURA 10 - Os metabasitos têm, em geral, também neste diagrama, tendências tholeiíticas, mas nota-se que as RAM e RA tendem a concentrar-se nas proximidades do campo das composições dos basaltos transicionais. As RM, entretanto, parecem não ter as razões Y/Nb significativamente alteradas e as RPA variam amplamente, sugerindo possíveis alterações nas concentrações relativas destes elementos.

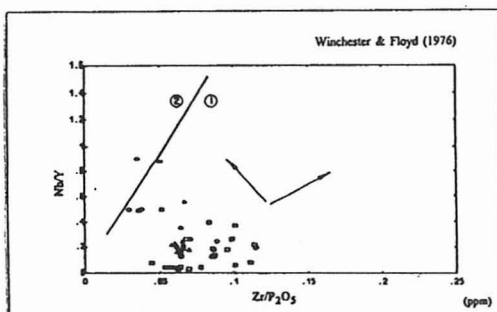
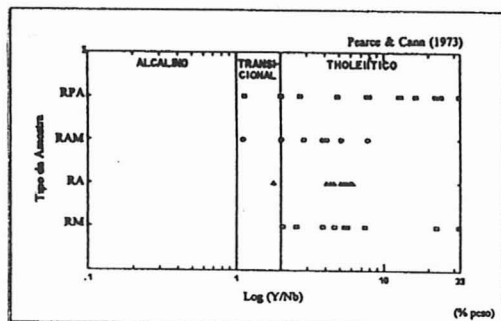
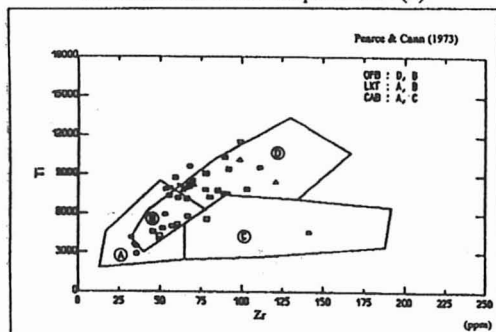


FIGURA 12 - Distribuição das RPA e das RA no campo dos basaltos de fundo oceânico e das RM e RAM quase que exclusivamente no campo dos basaltos de arcos de ilhas.

FIGURA 11 - A partir da maior concentração das RPA, notam-se duas tendências diferentes de evolução para os litotipos RAM e RM, havendo, grosso modo, uma redução da razão  $(Zr/P_2O_5)$  para as primeiras e um aumento da mesma razão para as segundas. As RA parecem não ter estas razões afetadas, mas, apesar disto, quase todos os litotipos plotam no campo dos tholeiítos (1), com uma única amostra no campo alcalino (2).





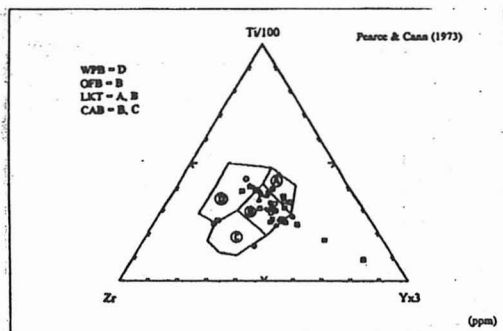


FIGURA 13 - A tendência de origem em fundo oceânico é evidente neste diagrama, assim como variações introduzidas nas RM e RAM. A mobilidade relativa do ítrio é bem expressada nas variações (inclusive das RPA) para o campo dos basaltos intra-placas ou em direção ao vértice  $Yx3$ .

FIGURA 14 - Neste diagrama podem ser vistas as tendências de basaltos de fundo oceânico para as amostras da Serra do Itaberaba, com gradações para arcos de ilhas, devido à grande mobilidade do estrôncio, inclusive para as RA.

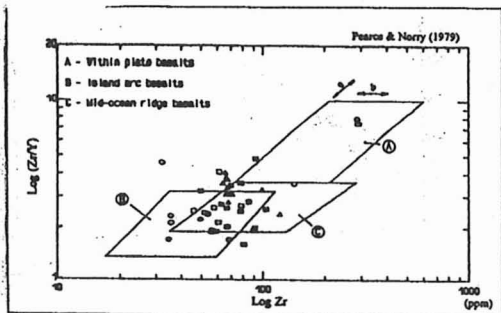
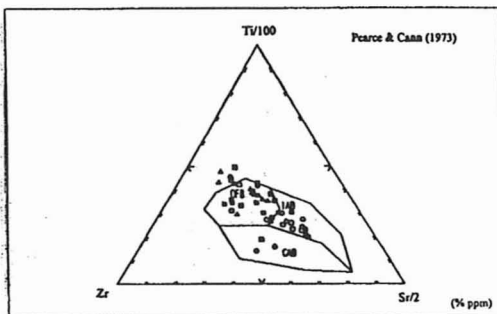


FIGURA 15 - Neste diagrama as RPA tendem a se distribuir no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicas, com as RAM e RM tendendo para ambientes de arcos de ilhas. Notam-se grandes dispersões, inclusive das RA, mas praticamente sem amostras no campo dos basaltos intra-placas.

FIGURA 16 - A  $R = 0,31$  indica o fracionamento de pigeonita, não sendo possível determinar o fracionamento de olivina e augita. As RM e as RAM alinham-se em tendências paralelas à  $R = 0,31$ , indicando alterações hidrotermais, assim como as MBVHM, inclusive com algumas RAM associadas. Não há também tendências compatíveis com o fracionamento de magnetita. A linha mais inclinada define a tendência das RPA.

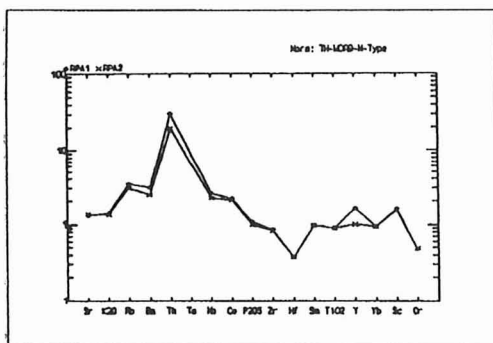
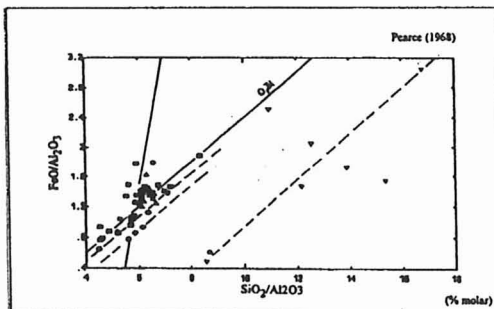
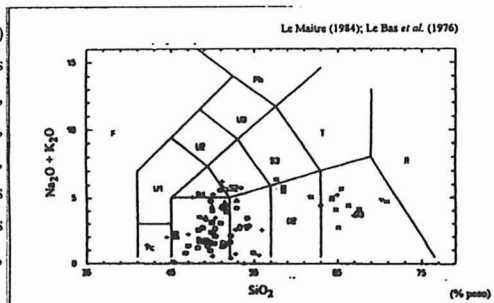


FIGURA 17 - Padrões geoquímicos das médias dos metabasitos RPA, com características de tholeiitos de zonas divergentes de placas, do tipo Golfo de Aden, segundo Pearce (1982). Média de todas as amostras (RPA1) e média das amostras com exclusão das enriquecidas em itrio (RPA2).

FIGURA 18 - Diagrama TAS (Total Alkalies x Silica) onde os símbolos dos metabasitos são os mesmos anteriores), metaintermediárias (\*), meta-ácidas ( $\diamond$ ), metavulcanoclásticas básicas (+), picro-basaltos (Pc), basaltos (B), andesitos basálticos (O1), andesitos (O2), dacitos (O3), traqui-basaltos (S1), traqui-andesitos basálticos (S2), traqui-dacitos e traquitos (T), basanitos e tefritos (U1), fono-tefritos (U2), tefri-fonólitos (U3), fonólitos (Ph) e foiditos (F).



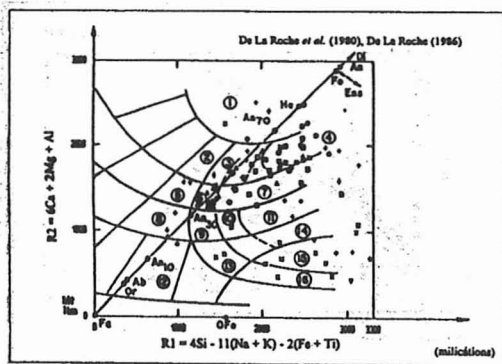


FIGURA 19 - Classificação dos litotipos no diagrama R1-R2, onde: (1) representa picritos, (2) álcali-basaltos, (3) olivina basaltos, (4) tholeiitos, (5) traqui-basaltos, (6) lati-basaltos, (7) basaltos andesíticos, (8) traqui-andesitos, (9) latitos, (10) lati-andesitos, (11) andesitos, (12) traquitos, (13) quartzo latitos, (14) dacitos, (15) riódacitos e (16) riolitos.