

## O BATÓLITO QUIXADÁ – PETROLOGIA E GEOQUÍMICA

Afonso Rodrigues de Almeida<sup>1</sup>  
Horstpeter H. G. J. Ulbrich<sup>2</sup>  
Ian McReath<sup>3</sup>

### ABSTRACT

*The Quixadá batholith in central Ceará, about 160 km southwest of Fortaleza, forms the northern part of the Quixadá-Quixeramobim granitic complex. The pear-shaped batholith crops out over an area of about 260 km<sup>2</sup>, and is formed by a monzonitic suite with diorite, dominant monzonite and syenite. All rock types are porphyritic with megacrystals of potassic feldspar and plagioclase immersed in a medium- to coarse-grained, greenish-black matrix composed essentially of amphiboles and biotite. The diorites mainly form swarms of enclaves and synplutonic dykes. The diapiric nature of the batholith is emphasised by its internal foliations which mimic the contact geometry and are concordant with the external foliations in the host rocks. A circular pattern occurs in the northern part of the intrusion as a result of ballooning intrusion. The intermediate rocks are metaluminous with high alkali, MgO, CaO, Sr, Ba and LREE contents, and a K<sub>2</sub>O/MgO ratio of about 1, thus constituting a shoshonitic suite. Eu anomalies are absent, and HREE contents are low. The widespread presence of the microgranular enclaves and syn-plutonic dykes suggest that magma mixing could have been a very important process acting in the genesis of the batholith. The lithospheric mantle source contained amphibole and phlogopite. The earliest potassic magmas whose composition was controlled by phlogopite melting were followed by more magnesian magmas whose compositions were controlled by amphibole melting.*

### RÉSUMÉ

*Le batholite de Quixada, situé dans la partie central de l'Etat du Ceará, à une distance de 160 km à sud-ouest de Fortaleza, représente la partie septentrionale du Complexe Granitique de Quixada-Quixeramobim. La forme de ce batholite est celle d'une poire affleurant sur près de 260 km<sup>2</sup>. Il est constitué par une suite monzonitique composée par des diorites, monzonites (dominants) et syénites, tous porphyres, avec des mégacristsaux de plagioclases et de feldspaths potassiques immergés dans une matrice de couleur noire/verte, de granulation moyenne à grossière, constituée principalement par des amphiboles et de la biotite. Les diorites se trouvent surtout sous la forme d'enclaves elliptiques et de dykes syn-plutoniques. Sa forme diapirique est soulignée par des foliations internes qui forment, dans la partie nord, une structure circulaire qui indique un mécanisme de gonflement (ballooning). Ses lithotypes sont essentiellement intermédiaires à métalumineux, riches en alkalis, MgO (K<sub>2</sub>O/MgO ~ 1), CaO, Sr, Ba et ETRL, le caractérisant comme une suite shoshonitique anorogénique.*

<sup>1</sup> Universidade Federal Do Ceará – Departamento De Geologia – [almeida@ufc.br](mailto:almeida@ufc.br)

<sup>2</sup> Universidade de São Paulo – GMG – IGC.

<sup>3</sup> Universidade de São Paulo – GMG – IGC – [ianmcr@usp.br](mailto:ianmcr@usp.br)

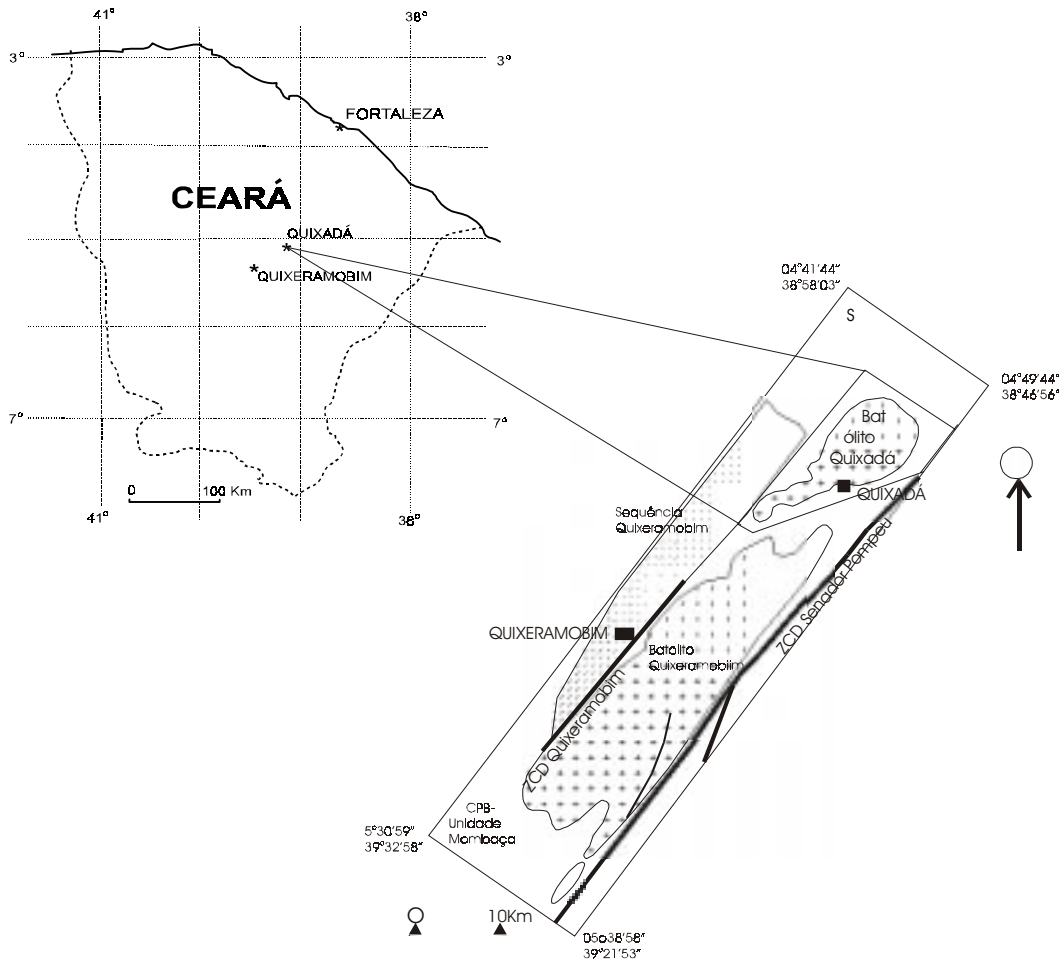
*L'existence systématique d'enclaves microgranulaires et de dykes syn-plutoniques discontinus suggèrent que le mécanisme de mélange de magma a eu une importance primordiale dans la formation de ce batholite. À Quixadá il ne semble pas qu'il y ait eu participation de magmas crustaux. Les teneurs élevées de Sr, Ba et ETRL, sans anomalie de Eu, sont le résultat de la fusion d'un manteau lithosphérique enrichi en ETRL, contrôlée principalement par la hornblende et le phlogopite. Les magmas potassiques légers, dont la fusion est contrôlée par le phlogopite, paraissent avoir été les premiers à envahir la croûte, suivis et inondés immédiatement par des magmas plus magnésiens dont la fusion a été contrôlée principalement par la hornblende.*

## RESUMO

*O batólito Quixadá, situado na porção central do Estado do Ceará, distante cerca de 160 Km a sudoeste de Fortaleza, constitui a porção setentrional do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim. O batólito, exhibe uma área aflorante com forma de pêscoço de cerca de 260 Km<sup>2</sup> e está constituído por uma suíte monzonítica, composta por dioritos, monzonitos (dominantes) e sienitos, todos porfiríticos, com megacristais de plagioclásio e feldspatos potássicos imersos em uma matriz de cor preta esverdeada, granulação média a grossa, composta essencialmente por anfibólios e biotita. Os dioritos ocorrem principalmente na forma de encraves elipsoidais e diques sinplutônicos. Sua forma diapírica é ressaltada pelas foliações internas que são paralelas aos contatos e às foliações externas, formando na sua porção norte, um "trend" circular, indicando um processo de baloneamento. Seus litotipos são essencialmente intermediários e metaluminosos, ricos em álcalis, MgO ( $K_2O/MgO \sim 1$ ), CaO Sr, Ba, e ETRL, caracterizando-os como uma suíte shoshonítica anorogênica. A ocorrência universal de encraves microgranulares e diques sinplutônicos descontínuos, sugere que o mecanismo de mistura de magmas foi de primordial importância na geração deste batólito. Em Quixadá parece não haver a participação de magmas crustais. Os altos teores de Sr, Ba e ETRL, com anomalias de Eu ausentes e baixos teores de ETRP, sugerem que os magmas mantélicos são o resultado da fusão de um manto litosférico metassomatizado enriquecido em ETRL, controlada principalmente por hornblenda e flogopita. Os magmas potássicos leves, cujas fusões foram controladas por flogopitas, parecem ter sido os primeiros a invadirem a crosta, seguidos e inundados imediatamente por magmas mais magnésianos, cujas fusões foram controladas principalmente por hornblenda.*

## INTRODUÇÃO

O batólito Quixadá constitui a porção setentrional do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim. Ele aflora numa extensão areal por cerca de 260km<sup>2</sup>, com suas melhores exposições nas adjacências da cidade de Quixadá. Ali, os litotipos são destacados como monólitos isolados, mameliformes, que constituem um mar de inselbergs que atingem alturas de até 150m. Sua forma superficial lembra a de uma pêscoço (Fig. 1) com seu eixo maior de direção ENE-WSW estendendo-se por cerca de 25km.



**Figura 1** – Situação geográfica e mapa geológico esquemático do batólito Quixadá, exibindo sua relação como o batólito Quixeramobim.

Em toda a sua porção meridional mostra-se intrudido em biotita-gnaisses da unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca, exibindo contatos sinuosos, porém bruscos. A foliação da rocha encaixante mostra-se com mergulhos que variam entre 50° e 80° geralmente dirigidos para o interior do batólito. Os mergulhos mais fortes são encontrados a cerca de 5km do contato, onde a zona de cisalhamento Senador Pompeu é mais atuante. Toda a sua porção setentrional está intrudida em uma seqüência supracrustal (Grupo Ceará), constituída por mica-xistos com ou sem fibrolita, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e metavulcânicas e metaplutônicas básicas. As rochas encaixantes, de modo geral, exibem foliação paralela aos contatos e à foliação interna do corpo granítico, inclusive contornando-o em suas porções terminais, sugerindo um processo de baloneamento.

**Petrografia**

Os litotipos que constituem o batólito Quixadá são porfiríticos, com megacrstais de K-feldspato e plagioclásio que variam de 2 a 8 cm de comprimento ao longo de seu eixo C cristalográfico, imersos em uma matriz de cor preto esverdeado e granulação grossa.

Os megacristais são de modo geral não deformados e mostram-se alinhados sub-paralelamente ao contato, conferindo a rocha uma marcante foliação, que também é evidenciada por um alinhamento de enclaves magmáticos elipsoidais, de composição freqüentemente diorítica. Nas porções centrais do corpo, não há alinhamento de cristais ou enclaves, sugerindo ausência de fluxo nesta porção do batólito. A deformação no estado sólido, não coaxial, heterogênea, está ressaltada pela ocorrência de bandas de cisalhamento, observadas em todas as porções do batólito. Suas espessuras variam desde centimétrica a decamétrica. Nessas “shear bands” a rocha toma um aspecto facoidal com sombras de recristalização em megacristais de feldspatos, geralmente indicando uma movimentação destal para tais zonas.

Aglomerados de feldspatos sejam ovalados, elipsoidais ou lenticulares são comuns. “Filter pressing” para as acumulações lenticulares e acumulações por reversão na direção do fluxo para as acumulações ovaladas são os mecanismos propostos para a geração destes aglomerados.

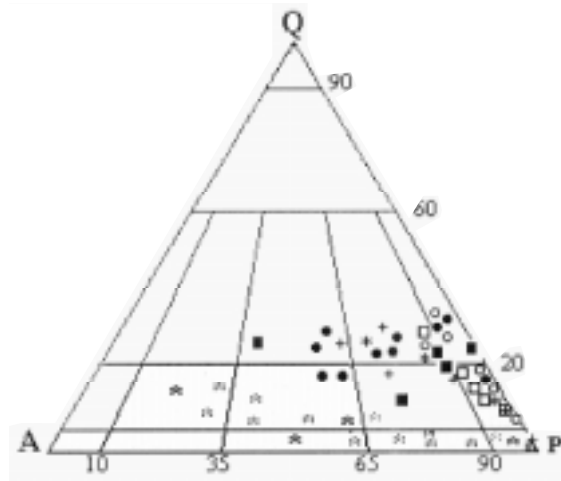
Feições do tipo “layering”, onde se alternam acumulados de feldspatos, na forma de faixas ou lentes, com poucos metros de comprimento por alguns centímetros de espessura, com concentrações “schlieren” de material máfico, especialmente anfibólio, em espessuras com as mesmas dimensões, são feições ocasionalmente observadas. Elas sugerem ou misturas de dois materiais com composições químicas contrastantes, ou uma marcante sedimentação rítmica durante a cristalização.

O entelhamento de megacristais de feldspatos é uma feição esporadicamente presente; ele define uma orientação preferencial de fluxo magmático, com cinemática destal, sugerindo a atuação da zona de cisalhamento Senador Pompeu sobre o magma Quixadá ainda no estágio magmático.

O batólito Quixadá (Bqxd) está constituído essencialmente por uma suíte monzonítica (Lameyre & Bowden 1982), com monzodioritos, monzonitos, sienitos e sienogranitos compondo cerca de 90% do total de litotipos presentes. Estes constituem o facies monzonitos sendo os monzonitos, sienitos e suas variedades quartzosas os tipos dominantes (fig. 2). Os dioritos e quartzo-dioritos desta suíte ocorrem na forma de enclaves e diques sinplutônicos. Granodioritos e sienogranitos, ambos hololeucocráticos, são encontrados na forma de diques de espessura e comprimento variáveis, intrudidos nas rochas supracitadas. Estes compõem o denominado facies “granitos intrusivos”.

## O Facies Monzonito

Os litotipos que constituem este facies são universalmente porfiríticos, com megacristais de K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e ocasionalmente clinopiroxênio. Sua matriz está constituída essencialmente por anfibólio e biotita, com plagioclásio, microclina e quartzo como acessórios, compondo o cimento. São encontrados ainda, titanita, allanita, apatita, zircão, magnetita/ilmenita pirita e epidoto. Carbonatos, clorita, actinolita-tremolita, minerais-argila e minerais óxido de ferro são os minerais produtos de alteração dos minerais primários. Os minerais máficos conferem a estas rochas índices de cor que variam de 15 a 50%, com os termos mesocráticos predominando. Aglomerados máficos podem ser encontrados, neste caso, elevando o índice de cor a valores próximos de 100%.



**Figura 2** – Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP) exibindo a variação composicional modal do batólito Quixadá (pegadas). Rochas dos facies M. Velho (círculos), M. Novo (cruzes), Serra Branca (quadrados fechados), Boa Fé (asteriscos), Água Doce (quadrados abertos) e Uruquê (círculos fechados), todos constituintes do batólito Quixeramobim foram plotadas para comparação.

Na assembléia de megacristais, bem como na matriz, o K-feldspato está representado pela microclina que se apresenta como megacristais, via de regra euedrais, de cor cinza-claro a amarelado e tamanhos variando entre 2 e 8cm, com os cristais de 3cm sendo os mais abundantes, exibindo a olho nú suas geminações características. São geralmente pertíticos, com as estruturas em mancha e “flame shadow” predominantes. Alguns megacristais, especialmente em monzonitos, exibem-se ovalados ou não com mantos plagioclásicos de espessuras que variam de 3 a 6mm. Estes mantos apresentam contatos bruscos, porém anastomosados, com os seus hospedeiros. As espessuras dos mantos independem da dimensão do cristal mantelado, porém suas morfologias externas são quase sempre similares à do cristal interno e apresentam-se geralmente livres de inclusões. Muitos dos megacristais exibem até três fases de crescimento marcadas por cristais de biotitas crescidas epitaxialmente aos feldspatos.

Inclusos de forma dispersa nestes megacristais, são encontrados cristais euedrais de plagioclásio, anfibólio, zircão e apatita. Outras inclusões, estas de cristais não euedrais, são de minerais óxido de ferro (sem titânio), epidoto, clorita e epidoto em intercrescimentos lamelares e quartzo, que só ocorrem nas bordas dos megacristais.

O plagioclásio exhibe comportamento similar ao do K-feldspato, ou seja, ocorrem em megacristais de tamanhos variando entre 3 e 8cm com aqueles de 3cm predominando. São de cor branco leitoso, às vezes túrbidos em função das alterações para minerais-argila e de inclusões de anfibólio, titanita, zircão, minerais óxidos de ferro e apatita. Ao microscópio exibem zonação simples ou oscilatória e crescimento em sinneusis. Alterações para carbonato de cálcio e terras raras são frequentes, bem como alterações para epidoto e calcita sem terras raras. Dados óticos e espectrométricos sugerem uma composição andesínica sódica, entretanto, oligoclásio também pode ocorrer, principalmente nos sienitos.

Minerais do grupo da hastingsita com pleocroísmo marrom esverdeado e marrom claro e os do grupo da actinolita-tremolita, com os primeiros dominantes, são os anfibólios presentes nos litotipos do batólito Quixadá. São de modo geral prismáticos, com tamanhos que podem

alcançar a 1,5cm ao longo de seu eixo cristalográfico C. Alguns cristais exibem em seus núcleos clinopiroxênios (augita diopsídica) reliquiares, sugerindo que pelo menos alguns destes anfibólios são produtos da reação clinopiroxênio + líquido magmático rico em H<sub>2</sub>O e álcalis. Ao microscópio eletrônico os anfibólios hastingsíticos exibem zonação onde o núcleo está constituído por um mineral aluminoso, enquanto que suas bordas estão constituídas por anfibólio pouco aluminoso. Ao microscópio polarizado isto está refletido pela mudança no pleocroísmo nas bordas do mineral, agora se mostrando verde claro a verde azulado e incolor. Incluídos nos anfibólios hastingsíticos, são encontrados cristais de apatita, magnetita com ilmenita exsolvida, titanita, zircão, allanitas sem manto de epidoto e raro sulfo-sal de Pb+Cu+Fe+S. Os cristais de apatita que ocorrem no núcleo são sempre de tamanho bem menor que aqueles que ocorrem nas bordas.

As biotitas são, de modo geral, marrons com muitos dos cristais observados sendo produtos da transformação de anfibólios. Elas pseudomorfizam o anfibólio de maneira tal que, a olho nú, pensa-se que o único máfico presente na rocha é o anfibólio, entretanto, mesmo tendo diferentes formas de aparecimento, espectros tirados em SEM/EDS mostram que cristais internos aos anfibólios são similares aos externos, não havendo, qualitativamente, diferenças composicionais. Quando cloritizadas as biotitas apresentam-se esverdeadas com lamelas de ilmenita ao longo dos planos de clivagem. Apatitas, zircão, titanita, rutilo, magnetita, ilmenita, allanita, quartzo e plagioclásio são as inclusões encontradas nas biotitas. De maneira pouco peculiar, são encontradas lamelas de biotitas avermelhadas formando enxames dentro de plagioclásio, dispostos de forma tal a assemelhar-se com simplectitos. Tais biotitas vermelhas também foram encontradas em enclaves.

Apatitas se mostram, via de regra, euedrais, colunares, com pequenas razões comprimento/largura. Estas quando analisadas por catodoluminescência, se mostram invariavelmente zonadas de modo concêntrico, desde núcleos de cor lilás a cinza-azulado até bordas de cor verde-amarelado brilhante. Tal esquema pode corresponder a zonação dos ETR, com concentrações decrescentes do núcleo para a borda, e de Mn<sup>2+</sup>, crescente do núcleo para a borda (Markunin 1979; Marshall 1988). Alguns cristais maiores de apatita que mostram contatos que parecem irregulares quando analisados por microscopia convencional, são na verdade, aglomerados de cristais que se formaram, talvez por sinneusis. Além disso ela é muito mais abundante do que se suspeita através de exames convencionais. Associa-se preferencialmente aos ferro-magnesianos, sendo mais comum sua ocorrência nos contatos desses minerais, na forma de agrupamentos de cristais eudrícos. As inclusões nos anfibólios tendem a ficar concentradas em direção às bordas destes cristais. Às vezes sua disposição geométrica sugere que a cristalização ocorreu ao longo de uma face de crescimento do anfibólio. A apatita também ocorre como inclusões em minerais félsicos, e novamente tende a se concentrar nas partes mais externas deles. Por SEM/EDS, a zonação observada através das imagens de elétrons retroespalhados é sutil e algo irregular. Os ETRL e Fe foram detectados em todas as porções examinadas dos cristais, havendo somente poucos indícios de zonação destes elementos. Por outro lado, o yttrio foi detectado apenas nas (bordas) o que sugere que há zonação dos ETRP.

Titanita – exibindo sua cor mel característica, este mineral é relativamente abundante e grande com alguns cristais podendo alcançar a 1cm. Duas gerações são encontradas: aquelas primárias, quase sempre euedrais, losangulares, geminadas e precoces na ordem de cristalização e aquelas anedrais irregulares oriundas da transformação de biotitas. Ocorrem como inclusões nos minerais máficos, especialmente nos anfibólios e nas interfaces dos minerais principais.

Este último tipo hospeda com frequência, apatita, torita e ilmenita. Por SEM/EDS, verifica-se uma zonação irregular. Manchas nas imediações dos núcleos dessas titanitas podem, ou não, conter ETRL (especialmente Ce) acima do limite de detecção, enquanto que os ETRP foram detectados apenas nas bordas

Allanita – Ocorrendo sistematicamente associada às biotitas (exceção feita aos cristais que ocorrem incluídos no plagioclásio), a allanita se mostra quase sempre prismática, eudral, zonada e com um manto de epidoto. Observações com SEM/EDS, revelam zonação oscilatória com relação aos teores de ETR e  $\text{ThO}_2$ , porém nos núcleos a concentração de ETR é um pouco maior. Assim como a titanita, a allanita e o epidoto associado podem ser encontrados depositados ao longo dos planos de clivagem de anfibólios. Nos minerais félsicos, inclusões com a morfologia típica da allanita encontram-se pseudomorfosadas por minerais fibrosos de Ca e ETR, possivelmente flúor-carbonatos ou óxidos e de minerais pontuais de Th e Si, possivelmente a thorianita. Minerais fibrosos de cálcio e terras raras foram encontrados também nas bordas de alguns cristais de plagioclásio, ao longo de seus planos de clivagem, e ao longo de algumas de suas interfaces.

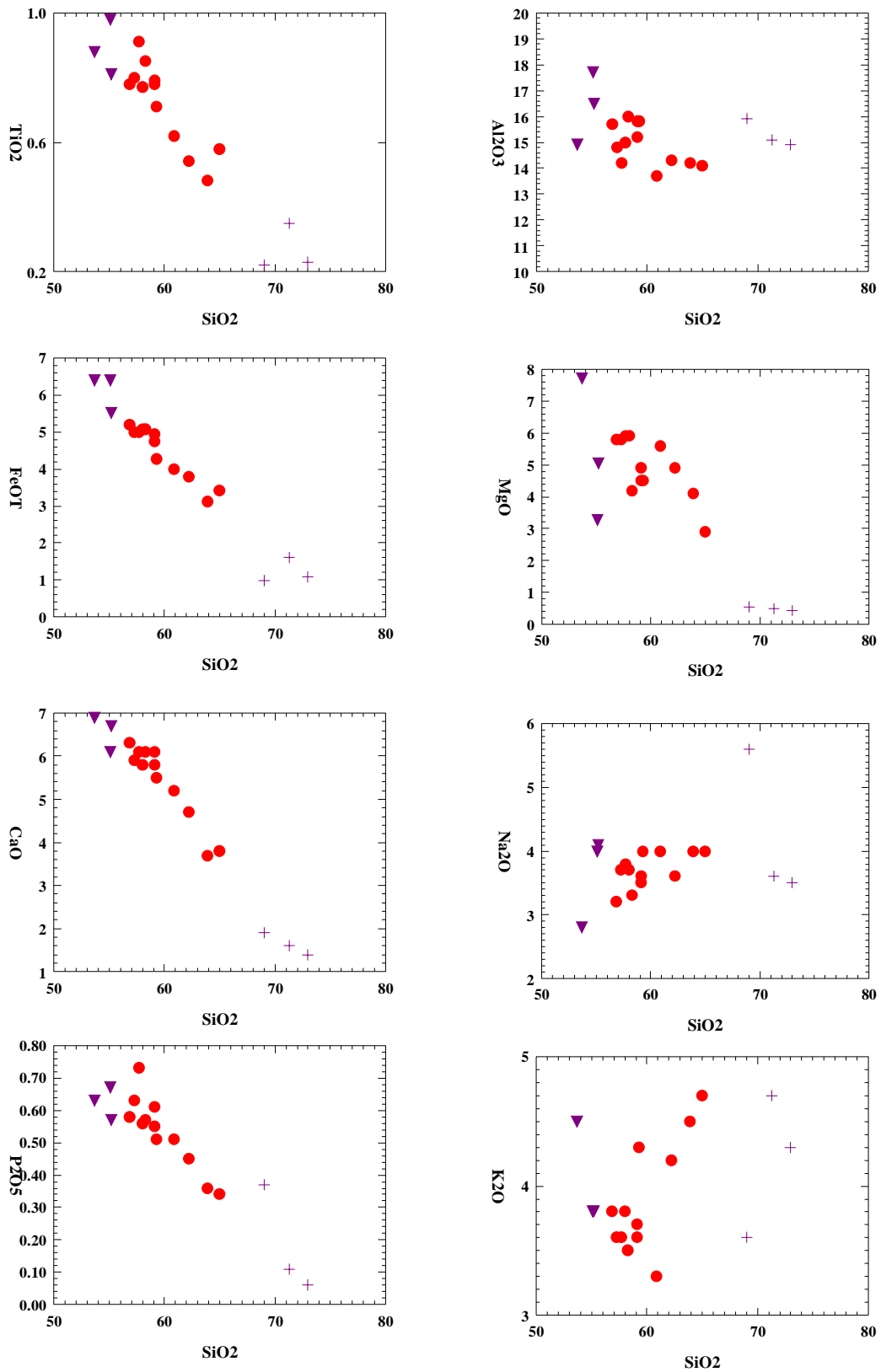
Epidoto – Os cristais de epidoto ocorrem em três diferentes formas: 1) em cristais subedrais sistematicamente associados a biotita e/ou anfibólio, com os quais mantendo uma estreita relação de equilíbrio, como evidenciado pelos contatos retos entre ambos; 2) em cristais granulares, mantendo os cristais de allanita. Estes, apesar de granulares, exibem um conjunto cuja forma externa é normalmente aquela de um cristal bem formado, eudral ou subedral. Este manto varia em espessura independente do tamanho dos cristais de allanita do núcleo; 3) em cristais anedrais oriundos da desestabilização do plagioclásio.

Os cristais de zircão são sempre muito pequenos (5 a 10micra) e ocorrem inclusos em cristais máficos, especialmente biotitas. Um ou outro cristal, entretanto, chega a atingir 50micra. Os núcleos desses cristais não apresentam catodoluminescência. Em direção às bordas, surge uma zonação aproximadamente concêntrica, muito fina, em que a catodoluminescência alterna entre quase ausente, branco azulado brilhante até branco, ligeiramente amarelado. Devido ao pequeno tamanho das zonas, não é possível verificar sua origem através de SEM/EDS. As cores observadas por CL, entretanto, podem ser atribuídas a zonação seja de U e Th (Grauert & Wagner, 1975), seja aos ETR (Markunim, 1979).

Embora não sejam quantitativos, os resultados de SEM/EDS obtidos nos minerais acessórios, podem ser comparados aos de Sawka (1988). É possível que alguns dos padrões de zonação observados sejam devidos à lentidão (baixa difusividade) de íons  $\text{M}^{3+}$ , no estado líquido. Nesse caso, modelos simples de partição dos elementos-traços são inaplicáveis. A presença de compostos secundários de Ca e ETR alerta para a possibilidade de migração desses elementos durante a consolidação do magma.

## Aspectos Geoquímicos

As rochas que compõem a suíte monzonítica perfazem cerca de 95% do batólito Quixadá. Elas se apresentam com natureza essencialmente intermediária ( $57 < \text{SiO}_2 \leq 65$ ) e, apesar de porfíricas com megacristais de K-feldspato e plagioclásio, não mostram química de acumulação de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , vista que todas as rochas analisadas são meta-aluminosas, com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variando de 13,7 a 14,8%. Apesar da simplicidade mineralógica, tanto as rochas que compõem a suíte monzonítica como os enclaves, apresentam uma química complexamente anormal onde, por exemplo, uma amostra com 4,9% de MgO contém 4,0% de  $\text{K}_2\text{O}$ .



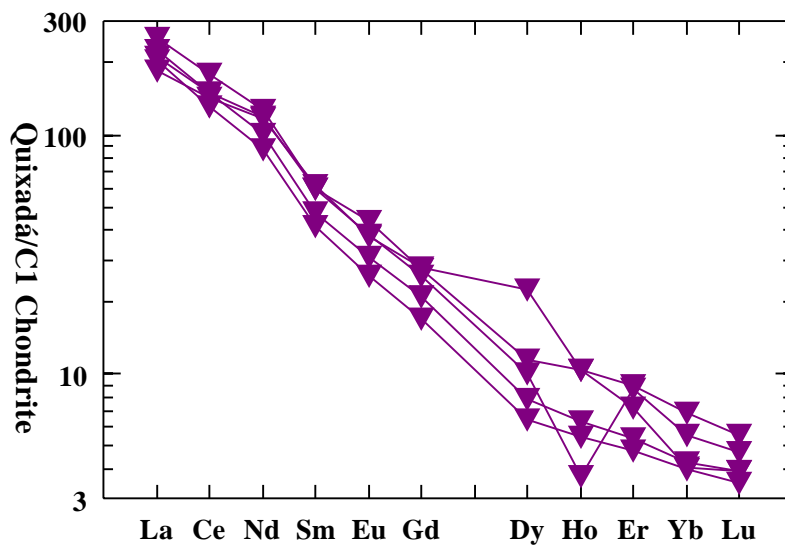
**Figura 3** – Diagrama de Harker para rochas do batólito Quixadá (Diamantes = enclaves; Pontos Cheios = Suíte monzônica; Cruzes = Granitos intrusivos)



No diagrama de Harker (fig. 3), exibem “plots” lineares ou curvilineares com  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  decrescendo com crescente  $\text{SiO}_2$ .  $\text{Na}_2\text{O}$  permanece aproximadamente constante (3,6-4,0%), enquanto  $\text{K}_2\text{O}$  (3,3-4,5%) cresce com  $\text{SiO}_2$ .

Os teores de  $\text{NiO}$  estão abaixo de 0,01% enquanto que os de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  alcançam 0,04%.  $\text{Sn}$  e  $\text{Mo}$  exibem-se em teores menores que 5ppm enquanto que  $\text{Th}$ ,  $\text{Ta}$  estão abaixo de 15ppm e  $\text{Nb}$  abaixo de 20ppm.  $\text{Y}$  comporta-se como elemento compatível decrescendo com crescentes teores de  $\text{SiO}_2$ .

As rochas da suíte monzonítica exibem um enriquecimento de ETR de 70 a 100 vezes com relação aos condritos. De modo geral, os teores de ETR comportam-se como os de  $\text{Y}$ , decrescendo com crescentes teores de sílica. A amostra A3 corresponde a uma anomalia positiva no teor total de ETR. Muito provavelmente esta anomalia corresponde a uma abundância um tanto quanto anormal de titanita (aí os cristais chegam a atingir a 1cm) e allanita. As razões  $\text{Ce}/\text{Yb}$  variam de 98 a 157 evidenciando um fracionamento relativamente forte de ETRP com relação aos ETRL. O fracionamento dos ETRL ( $\text{Ce}/\text{Sm}$ ), eleva-se com o teor crescente de Sílica, enquanto que as razões  $\text{Dy}/\text{Yb}$  permanecem aproximadamente constantes. Das amostras analisadas, apenas uma delas exhibe uma fraca anomalia positiva de  $\text{Eu}$ . As demais não apresentam anomalias (Fig. 4).



**Figura 4** – Padrão de elementos terras raras condrito normalizado para rochas representativas do batólito Quixadá.

Os enclaves analisados exibem química bastante similar à dos litotipos que os contém. Exceção importante está no mais baixo teor de  $\text{SiO}_2$ . Por outro lado, como nas rochas anteriormente citadas, amostras ricas em  $\text{MgO}$  (7,7%), também são ricas em  $\text{K}_2\text{O}$  (4,5%). Os baixos teores de  $\text{SiO}_2$ , altos teores de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}^*$ , sugerem uma composição basáltica ou, no máximo basáltico-andesítica para estes enclaves.

**Tabela 1** – Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos maiores e normas CIPW.

<b>Suíte Monzonítica</b>									
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
SiO <sub>2</sub>	56,90	57,30	57,70	58,00	58,30	59,10	59,10	59,30	60,90
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,80	0,91	0,77	0,85	0,79	0,78	0,71	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	14,80	14,20	15,00	16,00	15,20	15,80	15,80	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,99	1,60	1,30	1,30	1,50	1,60	1,40	0,64
FeO	4,03	4,60	4,09	3,89	3,89	3,60	3,31	3,00	4,10
MnO	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,88	0,07	0,08
MgO	5,80	5,80	5,90	5,90	4,20	4,90	4,50	4,50	5,60
CaO	6,30	5,90	6,10	5,80	6,10	6,10	5,80	5,50	5,20
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,70	3,80	3,70	3,30	3,50	3,60	4,00	4,00
K <sub>2</sub> O	3,80	3,60	3,60	3,80	3,50	3,70	3,60	4,30	3,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,63	0,73	0,56	0,57	0,61	0,55	0,51	0,51
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,11	0,57	0,57	0,99	1,05	0,90	1,02	0,81	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,06	0,08	-	0,19	0,01	0,17	0,11	0,08
NiO	-	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	<0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,04	0,04	-	-	-	-	-	0,04
Qz	3,61	2,95	3,32	2,63	7,67	6,47	6,86	3,50	7,22
C									
Or	22,46	21,88	21,28	22,46	20,68	21,87	21,28	25,41	19,50
Ab	27,08	31,31	32,15	31,31	27,92	29,62	30,46	38,85	33,85
An	17,25	13,14	11,06	13,10	18,51	14,84	14,14	12,46	9,68
Wo									
Di	6,17	6,63	10,05	9,63	6,47	9,18	8,92	9,19	9,19
Hy	16,71	17,72	14,75	15,04	11,84	12,04	12,00	10,13	15,64
Ol									
Mt	1,88	1,44	2,32	1,88	1,88	2,17	2,32	2,03	0,93
Il	1,48	1,52	1,73	1,46	1,61	1,50	1,48	1,35	1,18
Ap	1,34	1,46	1,69	1,30	1,32	1,41	1,27	1,18	1,18
Cc	0,91	0,36	0,68	-	-	-	-	-	0,50
FeO*	5,20	5,49	5,53	5,06	5,06	4,75	4,26	4,26	4,68
F/F+M	0,477	0,490	0,488	0,466	0,551	0,507	0,556	0,490	0,459
Rb/Sr	0,030	0,076	0,042	0,037	0,037	0,037	0,034	0,032	0,060
K/Rb	526	360	364	478	476	458	446	558	365
K/Ba	12,6	14,4	-	15,8	14,5	13,5	10,5	12,5	18,8
den	2,50	2,50	2,50	2,49	2,48	2,48	2,48	2,46	2,47

Tabela 1 – Cont. – (Elementos maiores).

	Suíte Monzonítica			Enclaves			Granitos Finos		
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
SiO <sub>2</sub>	62,20	63,90	65,00	53,70	55,10	55,20	69,00	71,30	73,00
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,48	0,58	0,88	0,98	0,81	0,22	0,35	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,30	14,20	14,10	14,90	17,70	16,50	15,90	15,10	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,90	0,60	2,30	2,30	2,60	0,38	1,0	0,42
FeO	3,20	1,40	2,88	4,32	4,32	3,17	0,65	0,72	0,70
MnO	0,07	0,08	0,06	0,14	0,16	0,09	0,02	0,02	0,02
MgO	4,90	4,10	2,90	7,70	3,28	5,06	0,56	0,50	0,44
CaO	4,70	3,70	3,80	6,90	6,10	6,70	1,90	1,60	1,40
Na <sub>2</sub> O	3,60	4,00	4,00	2,80	4,00	4,10	5,60	3,60	3,50
K <sub>2</sub> O	4,20	4,50	4,70	4,50	3,80	3,80	3,60	4,70	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,36	0,34	0,63	0,67	0,57	0,37	0,11	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	0,51	0,80	1,09	1,21	1,01	0,55	0,58	0,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,07	0,14	0,16	0,7	0,13	0,14	-	0,12
NiO	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-
Qz	9,72	12,90	12,67	0,00	0,67	0,00	19,94	28,51	32,43
C	-	-	-	-	-	-	1,42	1,45	2,09
Or	24,82	26,59	27,78	26,59	22,46	22,46	21,28	27,78	25,41
Ab	30,46	33,85	33,85	28,69	33,85	34,69	47,39	30,46	29,62
An	10,46	7,50	6,64	14,80	19,12	15,40	3,74	7,22	6,55
Wo									
Di	5,79	3,68	8,10	12,20	5,49	11,20	-	-	-
Hy	14,01	8,82	7,09	7,0	9,92	4,48	1,95	1,25	1,69
Ol	-	-	-	8,01	-	3,68			-
Mt	0,93	2,75	0,87	3,33	3,33	3,77	0,55	1,37	0,61
Il	1,03	0,91	1,10	1,67	1,86	1,54	0,42	0,66	0,44
Ap	1,04	0,83	0,79	1,40	1,55	1,32	2,02	0,25	0,14
Hm								0,05	
Cc	0,98	1,36							-
FeO*	3,78	3,11	3,42	6,39	6,39	5,51	0,99	1,62	1,08
F/F+M	0,440	0,436	0,545	0,459	0,666	0,528	0,644	0,766	0,714
Rb/Sr	0,070	0,107	0,038	0,055	0,041	0,034	0,035	0,033	0,165
K/Rb	379	410	780	424	451	426	524	1625	324
K/Ba	18,6	25,2	19,8	11,7	10,4	11,9	18,4		17,6
den	2,45	2,41	2,41	2,54	2,50	2,52	2,34	2,34	2,33

**Tabela 2** – Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos traços.

<b>Suíte Monzonítica</b>									
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
Rb	60	83	82	66	61	67	67	64	75
Sr	2000	1090	1940	1770	1640	1820	2000	2000	1240
Ba	2500	2080	1460	2000	2000	2270	2840	2860	1460
Ta			< 15						
Nb	20	–	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	–	130							128
Sn	< 5	< 5	–	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Mo	–	< 5	–	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Y	–	43							34
Zr	–	320	550						490
U			< 15						–
La		50,08	59,80						43,80
Ce		92,29	109,30						87,89
Nd		55,68	59,36						55,02
Sm		9,13	9,17						9,43
Eu		2,20	2,52						2,18
Gd		5,30	5,59						5,73
Dy		2,56	2,89						5,73
Ho		0,21	0,59						0,59
Er		1,43	1,19						1,49
Yb		0,94	0,69						1,17
Lu		0,12	0,10						0,14
Cl	–	100	180						65
CO <sub>2</sub>	0,07	0,60	0,30						0,22
F	–	0,12	0,13						0,10
S	–	0,01	0,02						0,10
Li	5	27	–	12	16	11	12	9	18

Tabela 2 – Cont. – (Elementos traços).

	Suíte Monzonítica			Enclaves			Granitos Finos		
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
Rb	92	91	50	88	70	74	57	24	110
Sr	1320	850	1310	1600	1710	2150	1628	718	668
Ba	1870	1480	1970	3200	3030	2650	1620	1220	2030
Nb			< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	58	46							-
Sn	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Mo	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Y	15	< 10	-						-
Zr	192	260	-						-
La	53,82	48,76							
Ce	91,80	80,88							
Nd	47,25	40,38							
Sm	7,26	6,30							
Eu	1,78	1,48							
Gd	4,30	3,47							
Dy	2,00	1,64							
Ho	0,36	0,31							
Er	0,89	0,79							
Yb	0,72	0,68							
Lu	0,10	0,088	-						-
Cl	41	65	-						-
CO <sub>2</sub>	0,43	0,60	-						-
F	0,07	0,07	-						-
S	0,01	0,01	-						-
Li	18	18	9	12	17	20	8	11	12

Os altos teores de K<sub>2</sub>O, por outro lado, associado à natureza xenocrística de alguns de seus megacrístais e ainda os estilos de interação física apresentados por estes enclaves e seus hospedeiros, não deixam dúvida de que estes enclaves tiveram sua química original modificada, com a entrada de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O e provavelmente Na<sub>2</sub>O. Seus altos teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e a transformação gradativa de clinopiroxênios em anfibólios e estes por sua vez em biotitas, ressaltam a atuação desta fase fluida.

Os litotipos que constituem os corpos intrusivos na suíte monzonítica, são predominantemente ácidos e peraluminosos. São granodioritos que, no diagrama de Harker exibem uma coerência geoquímica relativamente boa com as associações citadas, entretanto sua natureza intrusiva, não deixa dúvida de que eles não podem ser parte integrante da associação híbrida enclaves-suíte monzonítica.

No diagrama QAP (Fig. 2) os litotipos que constituem as suítes monzonítica e os enclaves constituem, conforme a classificação de Lameyre e Bowden (1982), uma suíte cálcio-alcálica de alto potássio ou suíte monzonítica. Seus altos teores de  $K_2O$  com relação aos teores de  $MgO$ ,  $CaO$  e  $Na_2O$ , aliado aos altos teores de  $Ba$  e  $Sr$  são parâmetros que qualificam esta associação como sendo do tipo Shoshonítica conforme classificação de Morrison, (1980).

**Tabela 3** – Composição química média de granitóides Shoshoníticos do mundo comparado aos granitóides de Quixadá.

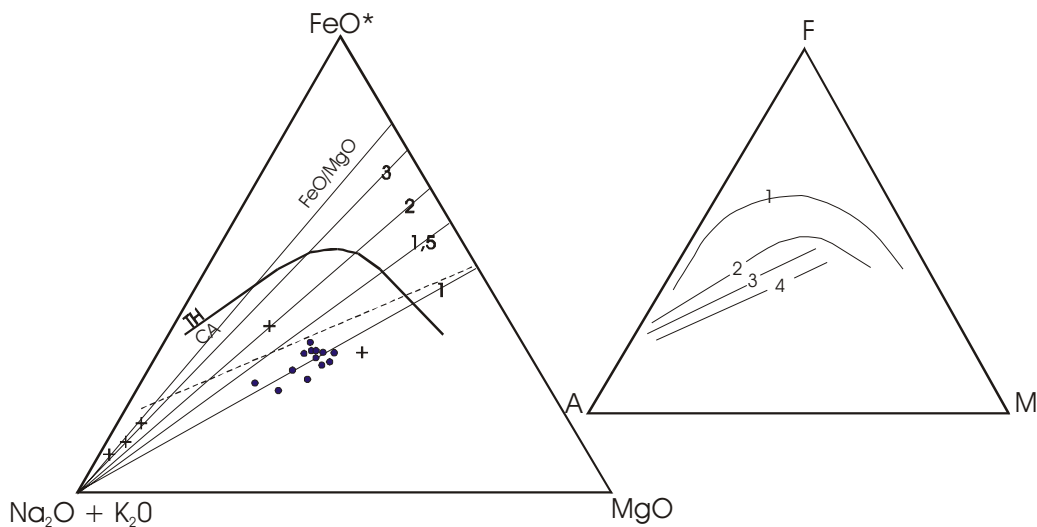
	1	2	3	4	5	6
$SiO_2$	59,7	57,01	59,25	56,9	59,30	58,27
$TiO_2$	0,83	0,63	0,84	0,78	0,71	1,00
$Al_2O_3$	15,10	15,73	15,40	15,70	15,80	13,40
$Fe_2O_3$	2,30	4,22	2,85	1,30	1,40	7,56*
$FeO$	3,30	2,96	3,00	4,03	3,00	
$MnO$	0,09	0,14	0,45	0,10	0,07	0,18
$MgO$	4,20	4,44	3,65	5,80	4,50	4,11
$CaO$	5,30	5,20	4,60	6,30	5,50	6,39
$Na_2O$	3,70	3,72	3,60	3,20	4,00	2,48
$K_2O$	4,00	4,27	4,75	3,80	4,30	4,90
$Sr$	2000	834	1750	2000	1820	2525
$Ba$	3000	1102	2500	2500	2270	2559

1. Intrusivas graníticas de Last Chance (Moore, 1973); 2. Granitóides Papua (Smith 1972); Granitóides de Bingham (Moore 1972); 4 e 5 . Granitóides de Quixadá; 6. Glen Dessary Syenite (Fowler 1992).

A tabela 3 apresenta a composição química média de alguns granitos shoshoníticos do mundo, comparados com a composição química média de granitóides de Quixadá, ambos com teores de  $SiO_2$  aproximados.

No diagrama AFM, as rochas do batólito Quixadá plotam no campo das suítes cálcio-alcálicas (Fig. 5), entretanto, seu posicionamento neste diagrama se faz de forma peculiar, diferentemente p. ex. do posicionamento da associação cálcio-alcálica de Quixeramobim (Fig. 2). Neste diagrama, as rochas do Bqxd plotam abaixo da reta que define a razão  $FeO^*/MgO = 1,5$ , constituindo um “trend” que é similar ao sugerido por Baker (1978), para as rochas da suíte shoshonítica.

A utilização do termo shoshonítica para definir a associação litológica que compõe o batólito Quixadá, é um tanto temeroso, vista que esta é uma classificação que, partindo de uma denominação particular dada por Iddings (1895 in: Morrison 1980), a um ortoclásio-basalto, foi ampliada de tal forma que hoje abriga suítes alcálicas ou sub-alcálicas (Joplin, 1968), lamprófiros (Rock, 1977) e suítes monzoníticas (Lameyre & Bowden 1982; Pearce et al 1984). Estas associações litológicas, independentes de suas idades, padrão textural/estrutural ou ambiência geotectônica, todas elas têm em comum as seguintes características químicas: São ricas em  $Al_2O_3$ , álcalis totais, particularmente  $K_2O$ , e elementos traços tais como  $P$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Rb$ ,  $Pb$  e elementos terras raras leves, e pobres em  $TiO_2$  e baixa saturação em sílica (teores de  $SiO_2$  variando entre 50 e 65%; Morrison 1980; Pecerrillo 1976). Possuem relativamente altas razões  $Fe_2O_3/FeO$  e  $K_2O/Na_2O$  e baixo  $TiO_2$  (Morrison 1980).



**Figura 5** – Diagramas AFM para as rochas do batólito Quixadá (A) e para as suítes vulcânicas de zonas de subducção. Em (A) são mostradas as razões  $FeO^*/MgO$ , bem como a divisão dos campos cálcio-alcálico (CA) e toleítico (TH) e o “trend shoshonítico” (S) de Baker (1978). Pontos = suíte monzonítica Qxd; X = enclaves e Cruzes = granitos finos tardios. Em (B) são mostrados os “trends” 1 = Suítes toleíticas de arcos insulares; 2 = Suíte cálcio-alcálica de arcos insulares; 3 = Suíte cálcio-alcálica de margens continentais e 4 = Suíte shoshonítica (Extraído de Baker, 1978).

No diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (não mostrado) nas amostras do batólito Quixadá plotam no campo das rochas shoshoníticas com algumas delas plotando na transição para o campo das rochas cálcio-alcálicas ricas em  $K_2O$ . A rigor, o campo das rochas shoshoníticas está definido pelos teores de sílica entre 52 e 56% e  $K_2O$  entre 2,4 e 4,0%. Estes limites foram estimados para rochas vulcânicas e o uso deste diagrama para rochas plutônicas de composição granítica com  $SiO_2 > 60\%$  implica em redefinição de limites, o que tem causado muitas definições imprecisas de associações de rochas. Assim, muitas suítes cálcio-alcálicas potássicas tem sido confundidas com associações shoshoníticas, principalmente porque, por um motivo que ainda é objeto de especulação, muito das associações cálcio-alcálicas potássicas Néoproterozóicas, são também ricas em Sr e Ba, com teores que são comparativamente, similares, e às vezes até mais altos, que aqueles usados originalmente para definir as associações shoshoníticas (ver p. ex. Morrison 1980; Pagel & Leterrier 1980). Por outro lado, associações rochosas ultrapotássicas (vide p.ex Sial et al 1987), mostram, também, características de elementos traços similares às shoshoníticas. Assim nos parece conveniente ressaltar algumas características que podem resultar em definição das associações graníticas shoshoníticas, quando comparadas com características de outras associações;

1. São rochas com baixa saturação em sílica, com intervalo de  $SiO_2$  mais ou menos similar ao de andesitos (básicos e ácidos) de Gill (1981), ou seja, teores entre 50 e 65%;
2. São rochas ricas o suficiente em  $Al_2O_3$ , para que na norma não apareça acmita, uma característica das suítes ultrapotássicas;
3. São ricas em álcalis ( $K_2O^3Na_2O$ ), mas também ricas em  $MgO$  e  $CaO$ , com teores de  $K_2O@MgO$ . Este critério as distingue das suítes cálcio-alcálicas (incluindo as de alto  $K_2O$ ), que são ricas em álcalis mas pobres em  $MgO$  e  $CaO$ ;

4. São ricas em Sr, Ba (os mais baixos teores destes elementos estão por volta 800ppm, o que significa aproximadamente o dobro dos teores encontrados em outros terrenos);
5. São ricas em elementos terras raras leves e pobres em  $TiO_2$ ;
6. Petrograficamente correspondem a suítes monzoníticas, com monzonitos e sienitos dominantes e dioritos (gabros) e monzonitos subordinados;
7. Biotitas e anfibólios cálcio-magnesianos com  $Fe/Fe+Mg > 0,75$  (Sial et al 1987), são os máficos dominantes. Piroxênios cálcicos podem ocorrer. Anfibólios e/ou piroxênios sódicos, presentes em suítes peralcalinas, estão ausentes em shoshonitos;
8. Dioritos, monzonitos e sienitos de cor escura, de granulação média a grossa, composta principalmente por hornblenda acicular ou em bastões curtos, marrom ou verde, em uma matriz que contém plagioclásio, ortoclásio e quartzo em proporções variáveis... Esta definição corresponde aos Appinitos de Bailey e Maufe (1916 in Hatch et al 1972), correspondentes plutônicos de vogesitos e espessartitos. Como definidos, os appinitos diferem da suíte monzonítica de Quixadá, por serem máficos fíricos, enquanto que litotipos da associação monzonito-sienítica, Quixadá são félsico fíricos. Por outro lado, os enclaves que ocorrem inseridos nestes litotipos se enquadram bem na definição original de appinitos;
9. Em aproximadamente todos os casos de ocorrência de shoshonitos, estes estão intimamente associados com suítes cálcio-alcálicas. Em regiões orogênicas evoluídas, como por exemplo, Andes, Yellowstone, Indonésia, onde há seqüências de rochas que variam de toleíticas a cálcio-alcálicas e cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas, estas tendem a ser as mais jovens e se situarem acima das partes mais profundas da zona de Benniof, isto é, mais distantes do "trench" oceânico. Em áreas de convergência oblíqua de placas (p. ex. Fiji, Eolian arc), pode não haver uma zonação espacial, mas as rochas sucessivamente mais potássicas são as mais jovens e estratigraficamente mais superiores (Morrison, 1980). A convergência oblíqua de placas causa rotação e fragmentação de arcos-ilha. Quando a rotação progride, a convergência se torna mais oblíqua, a zona de subducção tende a se verticalizar e os movimentos transcorrentes tornam-se cada vez mais importantes (Karig, 1974). Tal transição tectônica resulta em "block faulting" e soerguimentos no arco e este é um ambiente comum para o magmatismo shoshonítico (p. ex. Papua Nova Guiné). Tais regimes transicionais refletem o arrefecimento da subducção o que leva a uma posterior estabilização do cinturão orogênico (Morrison, 1980).

## Discussão

As idéias sobre a gênese de suítes tonalito-granodiorítica batolíticas foram modificadas substancialmente durante os últimos anos. Seguindo a idéia de que o magmatismo de arcos-ilha e Andinos estavam ligados à subducção, houve um período quando magmas vulcânicos cordilheiranos eram geralmente pensados ser predominantemente derivados do manto, enquanto os plutões batolíticos associados com eles (mesmo possuindo química de elementos maiores, traços e isotópica similar) eram geralmente relacionados à fusão crustal. Nos anos 70 e daí por diante, uma derivação do manto com o SiAl variavelmente adicionado ao sistema (vide p. ex. Atherton et al 1979; De Paolo, 1981) passou a ser considerada como uma opção mais racional para a gênese dos batólitos cordilheiranos. Estudos isotópicos dão evidências que a fusão crustal



simples, como um modelo de geração de granitos, parece ser um mecanismo restrito aos granitos sin-colisionais, ou ainda, aos granitos tipo S de Chappell & White (1974).

Qualquer que seja a fonte, ou ambiência geotectônica destes granitóides, são as suas características texturais e estruturais que vão indicar toda a sua história; desde a fonte, ou fontes, ao estado final do emplacement. Foi por exemplo, a abundante ocorrência de enclaves nas margens dos plutões que levou a Daly (1903) a propor o mecanismo de “Magmatic Stopping” para a ascensão dos granitóides. A dominância de enclaves crustais (metasedimentos) sobre os enclaves a hornblenda (enclaves microgranulares), ou vice versa, indica a natureza S ou I dos granitóides que os contém (Chappell & White 1974). Assim, a natureza dos enclaves, bem como suas estruturas internas, tem uma importância fundamental na gênese dos granitóides. Reconhecendo isto, vários modelos e hipóteses têm sido propostos para a origem dos enclaves microgranulares e seus hospedeiros, entretanto, parece consenso que o mecanismo de mistura de magmas, seja o mais convincente.

A importância do processo de mistura de magmas na gênese de séries graníticas é uma matéria cujos debates advém dos anos 80, entretanto, seus princípios foram enunciados nos primórdios da história da petrologia. Porque Bowen (1928) o classificou como um processo de pouca importância petrogenética, ele foi, em consequência, esquecido pelos petrólogos. Análises estruturais e texturais aliadas a estudos químicos (especialmente os isotópicos) têm revelado que a mistura de magmas de composições contrastantes é um processo inteiramente consistente com os dados disponíveis e é a única explicação plausível para justificar as estruturas e o quimismo híbrido apresentados por certos corpos granitóides. Esta renovação de interesse no processo de mistura de magmas, resultou no estabelecimento de um grande número de princípios químicos e físicos (Sparks & Marshall, 1986; Frost & Mahood, 1987) e petrográficos (Vernon, 1990).

Os enclaves magmáticos elipsoidais, estejam eles isolados ou formando diques sinplutônicos descontínuos, são prova incontestada da coexistência de dois magmas: um máfico, representado pelos enclaves e um félsico, representado pelo corpo granítico que hospeda o enclave. Enquanto muitos autores relacionam os enclaves como de composição basáltica ou basáltica modificada, no batólito Quixadá, os tonalitos são as litologias mais ácidas encontradas. As estruturas, como definidas em seções anteriores, apontam sem dúvida para o fenômeno de hibridação, como o grande responsável pela modificação da composição original dos magmas originais. A variação composicional, portanto, deve ser o reflexo dos diferentes graus de interações entre o magma invasor e o magma hospedeiro. Porque os diferentes estilos de interação entre os magmas são uma função de suas viscosidades, a invasão destes magmas máficos deve ter ocorrido em diversos estágios da cristalização do magma granítico.

As evidências de campo, petrográficas e químicas encontradas no batólito Quixadá, indicam que todos os tipos de interação, desde uma homogeneização local completa até um “mingling” de magmas intermediários com magmas ácidos, ocorreram em diferentes tempos e em diferentes escalas durante a cristalização do batólito. As variações no estilo de interação, como mostradas pelas morfologias ao longo dos contatos entre os enclaves e os hospedeiros dependem, também, das quantidades relativas dos magmas que estão interagindo. Onde a proporção de magma máfico é alta, hibridização e formação de estruturas do tipo “schlieren”, são aspectos dominantes; onde pequenas quantidades de magmas básicos interagem com grandes quantidades de magmas ácidos, estruturas do tipo “mingling” (enclaves isolados) são dominantes. Onde o contraste composicional entre o enclave e o hospedeiro é baixo, a interação entre os magmas tende a uma homogeneização, embora em tais rochas, os enclaves estejam presentes. As interações do tipo “mingling” tornam-se comuns quando o contraste de viscosidade cresce.

A quase ubiqüidade dos diques sinplutônicos máficos, sejam eles contínuos ou descontínuos, são uma evidência marcante de que em todos os estágios de cristalização do batólito, a injeção de magmas máficos foi um processo quase contínuo, sugerindo que as intermitentes pulsações destes magmas foram de grande relevância na interação dos magmas.

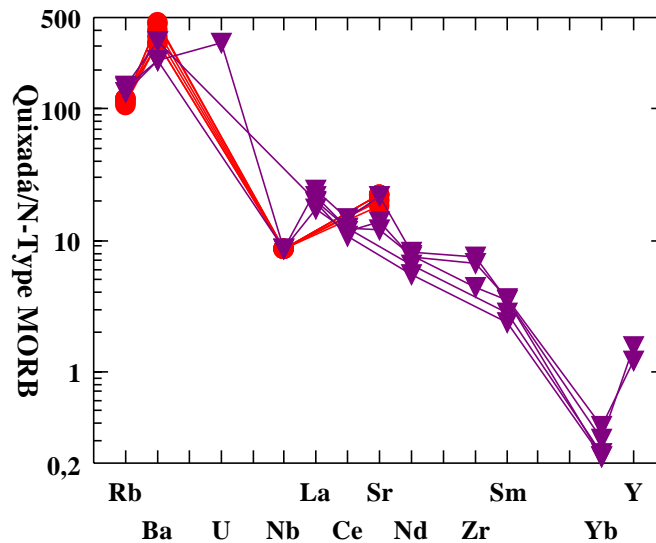
## As Fontes

As associações litológicas que compõem os batólitos Quixadá, são sem dúvida produtos de mistura de magmas de composições relativamente contrastantes. Os enclaves magmáticos encontrados neste batólito possuem mineralogia e química indicando que os líquidos originais tinham composição basáltica. Estes basaltos, como indicam os inúmeros diques sinplutônicos foram injetados em um líquido de composição mais ácida, em vários estágios de sua cristalização. A hibridização, ou seja, a interação química entre dois magmas modificou sobremaneira, dificultando a identificação destes magmas. Situações similares, em outros locais do mundo, foram descritas por diversos autores. De uma maneira geral, estes são interpretados conforme seus teores em elementos maiores, traços e ETR.

Uma análise comparativa do batólito Quixadá com outras associações no mundo (tabela), mostra que estas rochas apresentam teores de Ba, Sr e ETRL significativamente mais altos que aquelas suítes. Gill (1974) e Hawkesworth et al. (1979), têm chamado atenção para o fato de que magmas gerados em ambientes de margens destrutivas de placas, são enriquecidos em elementos com baixo potencial iônico (Sr, Ba, ETRL) com relação aos elementos com alto potencial iônico (Nb, Zn, P, Ti, ETRP), quando comparados com magmas de química total equivalente de cadeias médio-oceânicas ou rifts continentais (Harmon et al 1984).

Por outro lado, granitóides arqueanos são geralmente ricos em Sr e Ba, enquanto granitóides do Médio Proterozóico e muitos dos granitóides do Paleozóico (com exceção do Oeste da Escócia), são pobres nestes elementos (Stern et al 1989). Ainda, granitóides orogênicos tardi-Cretácicos e Terciários, bem como rochas vulcânicas associadas de muitas partes do mundo têm estas características, ou seja, são ricas em Sr e Ba. Isto é particularmente verdadeiro nos Andes, por exemplo, que em contraste, exibem plutões tardi Paleozóicos com características de baixo Sr e Ba. O fato de que este tipo de magma “aparece” e “reaparece” no espaço e no tempo sugere que sua química seja controlada por uma assembléia mineral.

A análise dos diagramas de variação multi-elemental (Fig. 6) mostra, entretanto, que não é somente alto Ba e Sr que caracterizam as rochas Quixadá, mas uma série de características geoquímicas tais como baixo Rb e alta razão K/Rb, relativamente baixo Th, U, Nb e ETRP. Estas características são muito similares a de gnaisses arqueanos, onde os terrenos são caracterizados pela presença marcante de assembléias TTGs. O Complexo Pedra Branca, no qual os magmas Quixadá intrudiram, poderiam ser uma fonte em potencial, dada a grande quantidade de gnaisses thondjemíticos e anortosíticos e ainda metaultramáficas associadas. O Complexo Pedra Branca foi durante muito tempo, por similaridade composicional e estrutural, denominado de Complexo Caicó, uma entidade arqueana que serve de embasamento para a grande maioria das supracrustais do Nordeste do Brasil, na qual uma grande quantidade de granitos proterozóicos ricos em Ba e Sr, são encontrados (Sial et al 1987, Ferreira et al. 1993; Conceição, 1993). O problema é que este tipo de granitóide ocorre em ambientes muito mais jovens, onde tais associações TTGs não ocorrem (Tarney et al 1994).



**Figura 6** – diagrama multielementos Morb tipo N normalizado para rochas representativas do batólito Quixadá.

Existe ainda um número de explicações possíveis para esta química de granitóides ricos em Ba e Sr.

(1) Que a fonte precursora seja mais enriquecida em Ba e Sr que MORB (basalto da cadeia médio-oceânica) tais como pode ser esperado se ilhas ou platôs oceânicos são fundidos quando subductados. Magmas gerados a partir de ilhas oceânicas tem as altas concentrações de Sr, Ba e P requeridos, mas esses líquidos profundos e de pequeno volume são incomuns no Proterozóico inferior e médio, com seus altos gradientes termais e podem não concorrer para o grande volume de crosta rica em Ba e Sr gerado. Os platôs oceânicos fornecem um volume muito maior de crosta oceânica espessa, e sendo quente e flutuante, preenche muitos dos requisitos termais para a fusão extensiva e altas velocidades de produção de magma. Deve ser notado que os terrenos arqueanos, especialmente os greenstone belts, foram ligados com platôs e plumas do manto profundo (Storey, et al 1991).

(2) Que a crosta seja “underplated” por magmas máficos com as mesmas características, que sofre fusão hidratada (cf. Atherton & Petford, 1993). É também possível que isto esteja ligado com atividade de plumas do manto (Hill et al. 1992), porque nem todas as plumas do manto são aptas a penetrar a litosfera espessa, mas apenas se sotopor a ela, mas ao mesmo tempo fornecer energia para a fusão.

(3) Que as características de alto Ba e Sr e ainda P resultem da penetração da litosfera inferior por pequenos volumes de líquidos carbonatíticos astenosféricos como descrito por Green & Wallace (1988), Ionov et al. (1993) e Rudnick et al. (1993). É claro que isto pode estar ligado a atividade de uma pluma do manto (Haury et al. 1993; Haggerty 1994). Se a porção inferior da litosfera é venulada (veja Foley 1992), então a composição dos elementos traços no líquido deve ser controlada muito mais pela mineralogia nos veios que no manto hospedeiro, quando este sofre baixos graus de fusão (Tarney et al 1994). Agora, se a convecção induzida joga um papel mais importante na contribuição do magmatismo, a litosfera venulada será arrastada

para a zona de fusão na cunha mantélica.. Plumas do manto não são aptas a penetrar a litosfera com uma camada mecânica espessa, entretanto, sua energia pode estar apta a erodir e adelgaçar a camada mecânica, mobilizando a litosfera (contendo hornblenda) para mais altos níveis, podendo então arrastá-la para a zona de fusão. A fusão deste manto hornblendico resulta na transformação de hornblenda em granada, com retenção de ETRP e Y na granada residual na fonte (veja Rogers & Saunders 1989), enquanto que as altas razões K/Rb são uma consequência da mineralogia inicial da fonte que, dominada por hornblenda, rejeita Rb.

Enquanto que algumas das características de elementos traços (Alta K/Rb, baixo ETRP) podem ser razoavelmente explicada pela mecanismo de fusão de uma cunha de manto hornblendico, surge a questão de se as outras características geoquímicas, tais como alto Sr e Ba são satisfeitas. A carência de uma anomalia de Eu mais significativa, seja nos enclaves ou nos seus hospedeiros, indica que a região fonte deve ter sido desprovida de plagioclásio, ou tinha uma fugacidade de oxigênio muito alta, fornecendo assim mecanismo capaz de produzir teores extremamente altos de Ba e Sr (Halliday & Stephens, 1983). As fracas anomalias de Eu, observadas, pode ser atribuída a uma cristalização fracionada em baixa pressão de plagioclásio e biotita, como sugerido por Clayburn (1983).

Ainda as características químicas apontam para a existência de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis. De Paolo (1981) tem ressaltado que tais mantos anômalos podem estar restritos a cratons continentais antigos, onde ele pode permanecer isolado de convecção e de processos destrutivos de margens de placas, por substanciais períodos de tempos geológicos. Um processo que pode ter produzido esse tipo de manto enriquecido em ETRL no nordeste brasileiro, por analogia com outras regiões do mundo, deve ter sido a orogênese Transamazônica, que foi um período de importante acreção crustal, e pode-se esperar daí que processos de subducção tenham proporcionado um enriquecimento do manto, próximo às margens continentais arqueanas durante este episódio orogênico.

A orogenia Pan-Africana (Brasiliana) foi caracterizada tanto na África como no Brasil, por abundante magmatismo cálcio-alcálico de alto K, alto fluxo de calor, metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão e grandes movimentos ao longo de mega-zonas de cisalhamento. Os terrenos africanos que exibem estas características, os devem, conforme Black et al (1993), a um processo de descratonização do cráton Saara Central. Este processo se faz através de dois mecanismos: (1) o cráton adquire uma margem ativa, com processos de subducção afetando e desestabilizando o manto litosférico continental; (2) o craton sofre uma hipercolisão frontal e intensa. A forte ligação entre a crosta e a camada mecânica (camada superior do manto litosférico, definida entre o Moho e a isoterma de 600°C. Sua espessura varia de 4-150Km), é devido a baixa temperatura e condições secas do Moho. Se a litosfera como um todo é cavalgada por uma cadeia, como os Himalaias, p.ex., durante uma hipercolisão, as condições de temperatura e abundância de fluidos podem mudar drasticamente permitindo um “decoupling” entre a crosta e a camada mecânica, “decoupling” este que pode se propagar ao longo do Moho cratônico enriquecido, seguindo um processo similar ao proposto por Bird (1979). Esta desestabilização cratônica é um conceito equivalente ao de “paleoplataforma” de Lewry & Colerson (1990), usado para descrever uma grande área de embasamento antigo reativada, porém, não dividida. O Complexo Pedra Branca, como definido por Brito Neves (1975) e Pessoa et al (1986), se enquadra perfeitamente dentro deste conceito. Um craton fantasma.

Por outro lado, no caso de uma colisão por convergência oblíqua, a delaminação do manto litosférico continental não se faz como no caso de uma de uma colisão frontal. A separa-

ção da placa oceânica subductada, fatiada por mega-zonas de cisalhamento litosféricas, permite a ascensão do manto astenosférico, induzindo a um curto mas volumoso magmatismo cálcio-alcalino pós-colisional, contaminado por líquidos crustais (Black et al 1993). A íntima relação dos magmas com as mega-zonas de cisalhamento sugerem que este mecanismo seja o mais adequado para se obter magmas máficos astenosféricos necessários à geração dos magmas máficos em questão.

A reativação das zonas de mega-zonas de cisalhamento crustal, em épocas posteriores, pode causar a fusão de material astenosférico em maiores profundidades, fusão esta com uma química controlada por flogopita. Os líquidos gerados pela fusão de flogopita são ricos em K, Sr e Ba, com baixo mg#, com o grau de saturação em sílica dependendo da proporção de flogopita que integra o líquido, sendo este mais insaturado, quanto maior for o percentual de fusão (Wendlandt & Egler, 1980). A natureza potássica, bem como os altos teores de MgO, Sr e Ba e elementos terras leves, caracterizam os magmas Quixadá como de natureza shoshonítica. Muitos autores concordam que estes magmas são o produto da fusão do manto litosférico, onde horizontes metassomáticos formados pela percolação de pequenos volumes de líquidos ascendentes do manto convectivo (inclusive carbonatíticos) ou fluidos são preservados e tornar-se isotopicamente evoluído através do tempo geológico (Wendlandt & Egler, 1980).

*“Meladioritos diferem dos dioritos normais somente em seu mais alto teor em minerais máficos. Exemplos tem sido descritos em Glen Fyne-Garabal Hill Complex no sudoeste da Escócia. Estas rochas, no sentido geral, são certamente meladioritos, diferindo das outras por conterem prismas euedrais de hornblenda., nos exemplares de Channel Island, geralmente com núcleos ocos e arranjadas por fluxo. Estes Appinitos, são geralmente pegmatíticos, de granulação relativamente grosseira e ocorrem sejam em bolsões em dioritos normais ou em porções superiores de ricas em fluxo, de sheets dioríticos diferenciados.*

*Originalmente appinito era um tipo de rocha diorítica, mas ultimamente o termo tem sido expandido e agora, com especial referência às intrusivas Caledonianas da Escócia, a “suíte appinitica” inclui uma uma faixa de rochas de diferentes composições. Assim é que Holmes (1920 in: Hatch et al 1972) afirma que “appinitos é um termo genérico usado para designar variedades de dioritos, monzonitos e sienitos melanocráticos que são ricos em hornblenda. No campo, os meladioritos gradam para hornblenditos por eliminação do plagioclásio, e a rocha, constituída por hornblenda aproximadamente pura é o último produto da diferenciação máfica do diorito... Estas rochas são, de maneira geral relacionadas a um mecanismo de acumulação,...É difícil acreditar que estas rochas hornblendicas tenham tal origem..., Em Garabar Hill, augita-peridotitos (olivina dominante associada com augita), grada para hornblenda piroxenito que por sua vez grada para hornblenditos, cujos prismas de hornblenda atingem a dois centímetros. Há pouca dúvida de que o piroxenito foi gradualmente transformado por processos metassomáticos, embora nenhum agente mais quimicamente ativo que vapor d’água para fornecer a necessária (OH) deva ser requerido”.*

O trecho acima, extraído de Hatch, Wells & Wells (1972), descreve quase que perfeitamente a matriz das rochas que compõem o batólito Quixadá. Com a ampliação do conceito de appinito, podemos perfeitamente bem encaixar as rochas Quixadá dentro deste conceito. Não queremos, entretanto, dizer que sua origem se deva por metassomatismo (no estado sólido) como acima proposto, mas que os magmas a partir dos quais elas foram formadas, resultam da fusão de um manto litosférico “frio”. Aqui surge um problema que é saber quanto este manto “frio” pode fundir, quando reativado por riftes, plumas do manto ou muito mais provável, por mega-zonas de cisalhamento. Evidências geofísicas sugerem que as temperaturas atingidas nestas circunstânci-

as devem permitir somente a fusão de veios enriquecidos, tais como aqueles de composição flogopita-piroxenitos, dando origem a magmas ricos em K, Ba e Sr, mas pobres em Mg. A ocorrência de um manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis no Nordeste do Brasil tem sido proposta por Ferreira et al (1993). Aí, xenólitos de mica-piroxenitos, foram considerados como representantes de um manto litosférico, a partir do qual resultaram os magmas ultrapotássicos que abundam naquela região. Um componente magmático com as características apresentadas por estes magmas pode ser um forte candidato para compor os magmas shoshoníticos Quixadá, com a porção basáltica podendo ser derivada de um manto litosférico hornblendico, similar ao anteriormente descrito. A mistura mecânica em diferentes percentuais destes dois magmas mantélicos, geraria todas as características exibidas pelos litotipos Quixadá.

## Referências Bibliográficas

- ATHERTON, M. P., MCCOURT, W. J. , SANDERSON, L. M. & TAYLOR, W. P. – 1979 –. Origin of granite batholiths: Geochemical evidence In: ATHERTON, M. P & TARNEY, J. (Eds) – Origin of granite batholiths: Geochemical evidence. Ormington Shiva. 45-75.
- ATHERTON, M. P. & PETFORD, N. – 1993 – Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146
- BAKER, P. – 1978 – Petrologie des laves dans les zones de subduction. In: GIROD, M. (Ed.) – Les Roches Volcaniques. Paris, Doin Editeurs, pp.136-165.
- BIRD, P. – 1979 – Continental delamination and the Colorado plateau. *Jour. Geophys. Res.* 84, 7561-7571.
- BLACK, R. & LIEGEOIS, J. P. – 1993 – Cratons, mobile belts, alkaline rocks, and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Jour. Geol. Soc., London.*; 150, 89-98
- BOWEN, N. L. – 1928 – The Evolution of Igneous Rocks. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 332p.
- BRITO NEVES, B. B. – 1975 – Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado. IG-USP. inédita, 198p.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. – 1974 – Two contrasting granite types. *Pacific Geology.* 8, 173-174.
- CONCEICAO, H. – 1993 – Petrology of the syenites from the Salvador-CuraQa Mobile Belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. Bras. Ci.* 65(1), 17-32.
- DALY, R. A. – 1903 – The mechanism of igneous intrusion. *Am. Jour. Sci.*; 16, 107-126.
- DE PAOLO, D. J. – 1981a – Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 53, 189-202.
- elements signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 119,
- FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. – 1993 – Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in northeastern Brazil. *Anais. Acad. Bras. Ciências.* 65(1), 51-61.
- FOLLEY, S. – 1992 – Vein-plus-wall rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*; 28, 435-453.
- FOWLER, M. B. – 1992 – Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessary syenite, NW Scotland. *Jour. Geol. Soc., London*; 149, 209-220.

- FROST, T. P. & MAHOOD, G. A. – 1987 – Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 99, 272-291.
- GILL, J. – 1981 – *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York, Springer-Verlag. 390p.
- GRAUERT B. & WAGNER, M. E. – 1975 – The age of granulite facies metamorphism of Wilmington Complex, Delaware-Pensilvania Piedmont. *Am. Jour. Sci.* 275, 683-691.
- GREEN, D. H. & WALLACE, M. E. -1988- Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336, 459-462.
- HAGGERTY, S. E. – 1994 – Superkimberlites: a geodynamic diamond window to Earth's core. *Earth Planet. Sci Letters*, 122, 57-69
- HARMON, R. S.; HALLWAY, A. N.; CLAYBURN, J. A. P. & STEPHENS, W. E. – 1984 – Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. *Phil. Trans. R. Soc. London.* 10, 709-742.
- HATCH, F. H.; WELLS, A. K. & WELLS, M. K. – 1972 – *Petrology of the Igneous Rocks*. Thomas Murby & Co. 13<sup>a</sup> ed. 552pp
- HAURI, E. H.; SHIMIZU, N.; DIEU, J. J. & HART, S. R. -1993 – Evidence for hot spot related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature*; 365 221-227.
- HAWKESWORTH, C. J. & VOULMER, R. – 1979 – Crustal contamination versus enriched mantle: <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr evidence from the italian volcanics. *Cont. Mineral Petrol.* 69 151-165.
- HILL, R. I.; CAMPBELL, I. H.; DAVIES, G. F. & GRIFFITH, R. W. – 1992 – Mantle plumes and continental tectonics. *Science*; 256, 186-193.
- IONOV, D. A; DUPUY, C.; O'REILLY, S. Y.; KOPILOVA, M. O. & GENSHAFT, Y. S. – 1993 – Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace
- JOPLIN, G. A., – 1968 – The shoshonite association: a review. *Jour. Geol. Soc. Australia*; 15, 275-294.
- KARIG, D. E. – 1974 – Evolution of arc systems in the western Pacific. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2, 51-75.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. – 1982 – Plutonic rock type series: discrimination various granitoid series and related rocks. *Jour. Volc. Geother. Res.* 14, 169-186.
- LEWRY, J. F. & COLLERSON, K. D. – 1990 – The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivision, and problems. In: LEWRY, J. F. & STAUFZE, M. R. (eds) – *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*. *Geol. Assoc. Can. Special Paper*; 37, 1-14
- MARKUNIN, A. S. – 1979 – *Spectroscopy, Luminescence and Radiation Centers in Minerals*. Springer-Verlag, Berlin. 352pp.
- MOORE, W. J. – 1973 – *Igneous rocks in the Bingham Mining District Utah*. *Geol. Survey Prof Paper*. 629b, 42p.
- MORRISON, G. W. – 1980 – Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*; 13, 97-108.
- Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction.
- PAGEL, M. & LETERRIER, J. – 1980 – The subalkaline potassic magmatism of the Balloons massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos* 13, 1-10.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. – 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*; 956-983.

- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. – 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Cont. Mineral. Petrol.*; 58, 63-81.
- PESSOA, R. R.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D. R. & FUCK, R. A. – 1986 – Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia-CE. In: XXII Simp. Geol. Nordeste, Atas... Joao Pessoa; 79-93.
- Phil. Trans. R. Soc. London.* 10, 709-742.
- ROCK, N. M. S. – 1977 – The nature and origin of lamprophyres: Some definitions, distinctions and derivations. *Earth Sci. Reviews*; 13, 123-169.
- ROGERS, G. & SAUNDERS, A. D. – 1989 – Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collision. In: CRAWFORD, A. J. (Ed.) – *Boninites and Related Rocks*. Unwin, Hymam, London; 416-445.
- RUDNICK, R. L.; McDONOUGH, W. F. & CHAPPELL, B. W. – 1993 – Carbonatite metasomatism in the northern Tanzania mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planet. Sci. Lett.*; 114, 463-475.
- SAWKA, W. N. – 1988 – Fractionation of uranium, thorium and rare earth elements in a vertically zoned granodiorite. Implications for heat production distribution in Sierra Nevada batholith, California, USA., *Geochimica et Cosmochimica acta*, 52, 1131-43.
- SIAL, A. N. – 1987 – Granites types in Northeast Brazil. In: *Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations*. Salvador-BA, p61-69
- SMITH, I. E. – 1972 – High-potassium intrusive from southeastern Papua. *Cont. Mineral. Petrol.* 34, 167-176.
- SPARKS, R. S. J & MARSHALL, L. A. – 1986 – Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*: 29, 99-124.
- STERN, R. J.; HANSON, G. N. & SHIREY, S – 1989 – Petrogenesis of mantle-derived LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in the southwestern Superior Province. *Canadian Jour. Earth Sci.* 26, 1688-1712.
- STOREY, M.; MAHONEY, J. J.; KROENLY, L. W. & SAUNDERS, A. D. – 1991 – Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*; 12, 376-379.
- TARNEY, J. & JONES, C. E. – 1994 – Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Jour. Geol. Soc., London.* 151, 855-868.
- VERNON, R. H. – 1990 – Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Jour. Gephys. Res* 95, 17849-17859.
- WENDLANT, R. F. & EGGLER, D. H. – 1980 – The origin of potassic magmas: Melting relations in the systems  $KAlSiO_4$ - $Mg_2SiO_4$  and  $KAlSiO_4$ - $MgO$ - $SiO_2$ - $CO_2$ . to 30Kbar. *Am. Jour. Sci.* 238, 385-420.