

O PAPEL DA MISTURA DE MAGMAS NA GÊNESE DO MAGMATISMO GRANÍTICO CÁLCIO-ALCALINO QUIXERAMOBIM-CE

Afonso Rodrigues de Almeida¹

Horstpeter H. G. J. Ulbrich²

Abstract

The Quixeramobim granitic batholith, located in the State of Ceará, northeastern Brazil, distant 160 Km to the SW of Fortaleza, is made up by six main petrographic facies, informally called Mucurê Velho, Mucurê Novo, Água Doce, Serra Branca, Uruque and Late Mobilizates and the minor units Boa Fé and Uruque transitional Mucurê Novo. The Mucurê Novo, Serra Branca facies and the Boa Fé subunits constitute a medium-K calc-alkaline series, made up by quartz-diorites, tonalites, predominant granodiorites and monzogranites, all with biotite and hornblende. Sizes and forms of feldspars vary in these facies from lathlike (20 to 6 μ m, Serra Branca; 6 to 1,5 μ m, Mucurê Novo) to almost equidimensional (ca. 2,5 μ m; Boa Fé). The Água Doce rocks are mainly aphyric, greyish-bluish, medium-grained, low-K calc-alkaline types showing predominant quartz-diorites and tonalites, with biotites and sometimes amphiboles. The Uruque facies is constituted by leucocratic, light grey to yellowish grey, aphyric, medium-grained biotite granodiorites and monzogranites; they form together with their enclaves, a medium-K calc-alkaline series. The Mucurê Velho facies, a tonalite series with variable K contents is found as enclaves and synplutonic dikes within the other granitoids facies; they are dark grey, medium-fine grained types, usually containing K-feldspar xenocrysts.

As a whole, the Quixeramobim rocks with SiO₂ contents between 51% and 73 %, are meta-aluminous, enriched in alkalis, Sr, Ba and LREE and poor in HREE, MgO and CaO. LREE abundances are 2 to 3 times those usually found in normal calc-alkaline suites.

The ubiquitous presence of enclaves and synplutonic dikes within batholith suggests that magma mixing played a significant part in rock genesis. In Quixeramobim, the mathematical modeling and inclination of mixing curves, as observed in variation diagrams, points to a contribution up to 65% of crustal magmas to the final composition, the remainder being attributed to mantle-derived magmas.

The high contents of Sr, Ba, and LREE, with no anomaly of Eu and low abundances of HREE, indicate that the mantle derived magmas that occur in Quixeramobim batholith, were formed by melting controlled by phlogopite and hornblende of a metasomatized lithospheric mantle.

Mixing of magmas occurred at a stage when they were mainly liquid. The mixed magmas evolved later by crystal fractionation, with the mechanism "side-wall crystallization" well adapted to Quixeramobim batholith. Fractionation modeling using REE, K, Rb, Ba, and Sr suggests that a source similar to Água Doce facies can generate Mucurê Novo magmas, in turn producing, by a 35-45% fractionation, a less dense and alkali-rich liquid that form the outer shell of Serra Branca types. Regular injections of the more basic magmas Mucurê Velho liquids add heat to the crystallizing magma chambers, allowing for growth of megacrysts. Extract of residual magmas formed the Uruque rocks.

¹Depto de Geologia da Universidade Federal do Ceará. almeida@ufc.br

²Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. hulbrich@usp.br

Resumo

O batólito Quixeramobim com cerca de 1600 Km² de área está situado na porção central do Estado do Ceará, distante cerca de 180 Km a sudoeste de Fortaleza, está constituído por seis grandes subdivisões litológicas ou facies; o Muxuré Novo, o Muxuré Velho, o Água Doce, o Serra Branca, o Uruquê, o Mobilizados Tardios e pelos Sub-Facies Boa Fé e Uruquê Transicional Muxuré Novo. Os facies Muxuré Novo, Serra Branca e o SubFacies Boa Fé constituem uma suíte cálcio-alcálica de médio potássio, composta por quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos (dominantes) e monzogranitos a biotita e anfibólio. Eles são diferenciados por seu padrão textural porfirítico, com o Serra Branca apresentando fenocristais de feldspatos variando de 6 a 20 cm; o Muxuré Novo com fenocristais variando de 6 a 1,5 cm e o Boa Fé exibindo fenocristais aproximadamente equidimensionais em torno de 2,5 cm. Os litotipos do Água Doce constituem uma suíte cálcio-alcálica de baixo potássio, composta essencialmente por quartzo-dioritos e tonalitos de cor cinza azulado, granulação média, afíricos, contendo biotita e anfibólios como minerais máficos essenciais. O facies Uruquê, está composto essencialmente por granodioritos e monzogranitos a biotita. São rochas leucocráticas, de cor cinza claro a cinza amarelado, granulação média a fina e afíricas. Juntamente com os enclaves microgranulares compõem uma suíte cálcio-alcálica de médio potássio. O facies Muxuré Velho, uma suíte tonalítica de variável potássio, está presente na forma de enclaves e diques sinplutônicos, inclusos no seio dos litotipos dos demais facies. São rochas de cor escura e de granulação média a fina, geralmente contendo xenocristais de feldspatos potássicos. Seus litotipos são essencialmente metaluminosos, ricos em álcalis, Sr, Ba, e ETRL, e pobres em CaO e MgO caracterizando-os como uma suíte cálcio-alcálica tardi-colisional.

Os litotipos Quixeramobim exibem teores de SiO₂ que variam de 51 a 73%, são essencialmente metaluminosos, ricos em álcalis, Sr, Ba e ETRL e pobres em ETRP, MgO e CaO. Seus teores em ETRL são de 2 a 3 vezes mais altos que os exibidos por suítes cálcio-alcálicas normais.

A ocorrência universal de enclaves microgranulares e diques sinplutônicos descontínuos no batólito sugerem que o mecanismo de mistura de magmas foi de primordial importância na geração destes batólitos. Em Quixeramobim, as inclinações das curvas de mistura indicam uma participação de magmas crustais em torno de 65%, e os mantélicos participando com 35%. 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 ETRL, sugerem que os magmas mantélicos são o resultado da fusão de um manto litosférico metassomatizado enriquecido em ETRL, controlada principalmente por hornblenda e flogopita.

Introdução

O batólito Granítico Quixeramobim está situado na porção central do Estado do Ceará, região nordeste do Brasil. O acesso ao batólito é feito através da rodovia BR-116, desde Fortaleza até o povoado denominado Triângulo, num percurso de 62km. A partir daí, segue-se pela rodovia CE-013 por mais 90km, chegando à cidade de Quixadá, situada na porção central do batólito granítico homônimo. A partir desta cidade, a rodovia CE-013 toma a denominação de CE-021. Por esta chega-se às cidades de Quixeramobim e Senador Pompeu, esta última situando-se a extremidade meridional do batólito granítico (Fig 1). No interior do batólito, são muitas as vias de acesso. Elas são carroçáveis, entretanto, permitem um fácil deslocamento principalmente em épocas não chuvosas.

O batólito Quixeramobim se mostra com forma elipsoidal alongada, com seu eixo maior de direção N40°E, medindo cerca de 75 quilômetros, estendendo-se desde a cidade de Senador Pompeu (porção meridional do batólito), até as imediações do distrito de Juatama (porção setentrional), situada a 16 km a sudoeste de Quixadá. Seu eixo menor mede cerca de 20km.

Aproximadamente 70% da área deste batólito compõe uma planície arrasada, constituída de imensos lajeiros, de onde sobressaem enormes inselbergs os quais em sua maioria abrigam rochas do facies Muxuré Novo. Ao longo dos contatos leste e oeste e ocasionalmente ao longo do eixo central,

são observados relevos residuais alinhados (facies Serra Branca), que se destacam topograficamente com relação às baixas colinas dos pedimentos dissecados.

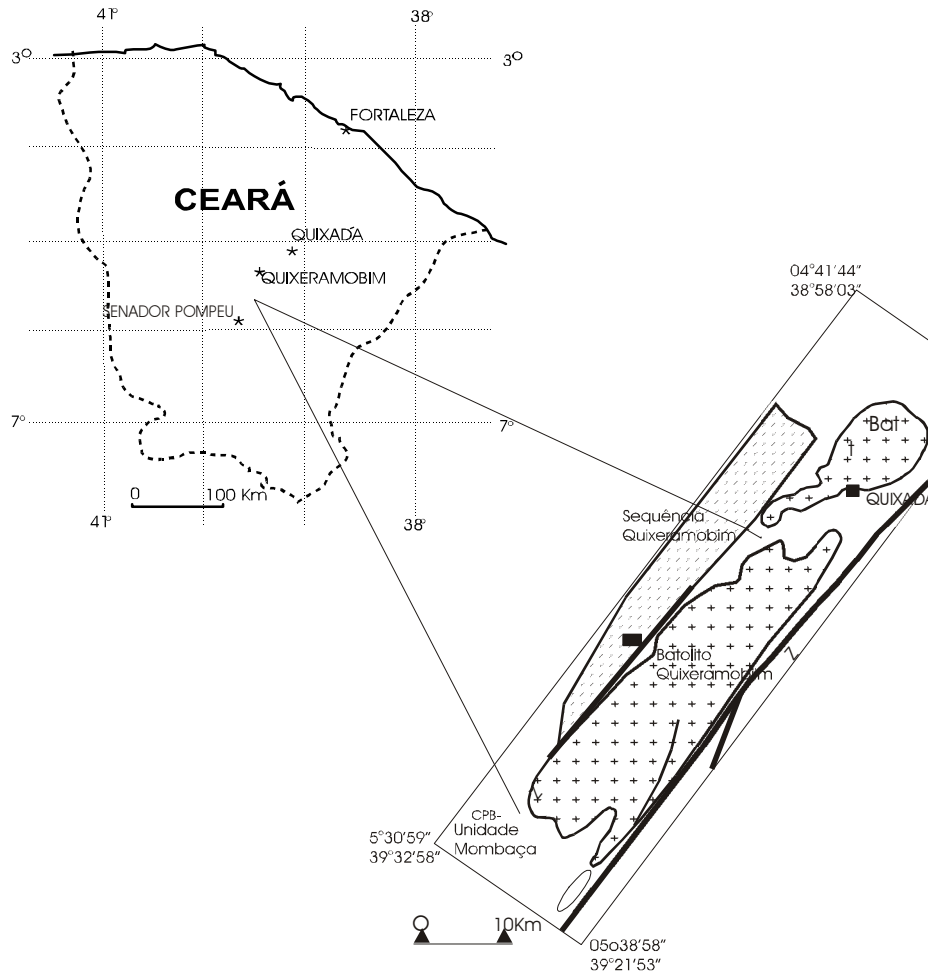


Figura 1- Mapa geológico esquemático e localização do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim.

Geologia Regional

A região central do Estado do Ceará compreende um contexto geológico amplo e relativamente complexo, cujas rochas são predominantemente proterozóicas e possuidoras das mais variadas feições petroestruturais relacionadas à atuação de dois grandes ciclos orogênicos: o Transamazônico e o Brasileiro.

Com base em trabalhos anteriores (Cavalcante et al, 1983; Torquato et al, 1989; Caby e Arthaud, 1986; Pessoa e Archanjo, 1984; Mendonça e Braga, 1986; Pinheiro Barbosa, 1982, entre outros), é possível constituir um panorama geológico regional adjacente ao batólito Granítico Quixeramobim, constituído por quatro grandes unidades lito-estratigráficas: o Complexo Pedra Branca, o Complexo Gnáissico-Migmatítico, o Grupo Ceará, os Granitóides intrusivos e os Pegmatitos

associados.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico - Esta denominação é dada para a unidade litológica que ocorre a leste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e a oeste da zona de cisalhamento Orós, na região central do Estado do Ceará. Corresponde parcialmente ao Complexo Nordestino de Gomes et al (1981) e Rochas sem Denominação de Cavalcante et al (1983).

Esta unidade está composta principalmente por gnaisses de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, alguns deles com granada, e migmatitos cujos paleossomas são biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses de composição que varia entre granítica e diorítica. São frequentes lentes de anfibolitos e meta-ultrabasitos. Cordões metassedimentares (Grupo Ceará) sinuosos apresentam-se embainhados neste substrato, configurando uma tectônica extensional, provavelmente transamazônica. Dezenas de corpos granitóides e pegmatóides intrusivos, também são encontrados.

O Complexo Pedra Branca - Este termo foi utilizado para caracterizar a associação polimetamórfica, de formato elipsoidal, cujo eixo maior estende-se desde as proximidades de Tauá ao distrito de Ibuacu, 30 km a oeste da cidade de Madalena. Este Complexo está constituído essencialmente por uma monótona seqüência de metassedimentos turbidíticos com rochas ortoderivadas básicas e ultrabásicas intercaladas, bem como ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica com estes últimos predominando.

O Grupo Ceará - Sob esta denominação estão agrupadas inúmeras e estreitas faixas de rochas sedimentares plataformais embainhadas em um substrato gnáissico-migmatítico. A definição de uma ambiência vulcano-sedimentar para as rochas que compõem o Grupo Ceará é devida a Braga et al (1984), que definiram as seqüências Orós e Jaguaribe e a Souza et al (1984) que definiram a Seqüência de Ibicuitinga. Goes e Fernandes (1992) deram a denominação de Seqüência Quixeramobim para o pacote metasedimentar adjacente ao batólito Quixeramobim. Esta Seqüência supracrustal está composta por mica-xistos a granada e ocasionalmente silimanita, quartzitos micáceos, mármore a diopsídio e granada, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos intercalados.

Granitóides e Pegmatitos Associados - Esta unidade compreende além do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, os batólitos Senador Pompeu e Banabuiú, os “stocks” Serra Azul, Milhã, Solonópole e São José do Solonópole e o distrito pegmatítico Solonópole. São incluídos ainda os leucogranitóides associados aos migmatitos.

Os granitóides podem ser classificados em dois grandes grupos: os granitos tipo S e os granitos cálcio-alcalinos de médio K. Os granitos tipo S mostram-se intimamente associados aos migmatitos, com os quais mostram contato gradacional e exibem estruturas metamórficas reliquias. Estão representados por biotita-muscovita-leucogranitóides e granada-biotita-muscovita-granitos.

Os granitóides cálcio-alcalinos que ocorrem à leste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e oeste da zona de cisalhamento Orós exibem-se como grandes corpos elípticos alongados cujos eixos maiores variam de 3 km a 60 km (batólito Banabuiú). Dois tipos são encontrados: o primeiro está representado por um granito róseo ou cinza, leucocrático, de granulação média, geralmente afírico de composição granodiorítica a monzogranítica.

O segundo tipo está representado por granitóides porfíricos, com fenocristais de feldspato potássico, geralmente eudrais, que atingem até 3 cm de dimensão. Estas rochas exibem foliação de fluxo magmático e/ou tectônica e são classificadas como biotita-granodioritos. Enclaves elípticos, mesocráticos de composição quartzo-diorítica-tonalítica, são comuns.

O Distrito Pegmatítico de Solonópole - O distrito pegmatítico de Solonópole está centrado a noroeste da cidade de Solonópole cobrindo uma área de cerca de 60 km². Os corpos pegmatíticos aí encontrados

apresentam formas geralmente elipsoidais alongadas, com seus eixos maiores variando de 20 a 15 m, geralmente transversais às encaixantes (granitos, gnaisses e xistos gnaissificados), estando orientados segundo N70°E e ocasionalmente N30°E. Seus contatos são bruscos e sub-verticalizados.

De maneira geral, estes corpos pegmatíticos apresentam diferenças no que diz respeito às estruturas internas e mineralizações. Com relação às estruturas os corpos pegmatíticos de Solonópole podem ser classificados como heterogêneos simples (pegmatitos zonados sem corpos de substituição), heterogêneos complexos (pegmatitos zonados com corpos de substituição) e pegmatitos homogêneos, ou seja, não apresentam estrutura interna zonada. Apenas os pegmatitos heterogêneos são mineralizados.

De mineralogia relativamente simples, ou seja, quartzo, feldspatos e micas, especialmente muscovita, mas com vários de minerais acessórios de interesse econômico, estes pegmatitos mineralizados podem ser sub-divididos, a grosso modo, em pegmatitos lítio-berílio-nióbio-tantalíferos e pegmatitos estano-tantalíferos (Pinheiro Barbosa, 1982).

As Megazonas de Cisalhamento - O batólito Quixeramobim está grandemente delimitado por duas grandes zonas de cisalhamento: A Senador Pompeu a oeste, e a leste a Quixeramobim. Estes lineamentos são mega-zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes (Arthaud et al, 1989), de extensão freqüentemente superior a uma centena de quilômetros, a Senador Pompeu tendo o seu prolongamento na África. No campo elas são materializadas por faixas de terrenos deformados, cujas larguras podem atingir a uma dezena de quilômetros. Nestas faixas, a foliação sub-vertical parece representar a verticalização das foliações de baixo ângulo que caracterizam a tectônica regional. É característico o desenvolvimento de faixas miloníticas-ultramiloníticas em bandas de largura variável e de distribuição descontínua.

Aspectos Petrográficos

O batólito Ganítico Quixeramobim em função da textura, composição e grau de homogeneidade, o batólito Quixeramobim foi subdividido em sete facies denominadas informalmente de: facies Muxuré Velho, facies Muxuré Novo, facies Água Doce, facies Serra Branca, Facies Uruquê e Mobilizados Tardios. Ao facies Muxuré Novo foi acrescido o sub-facies Boa Fé e ao longo dos contatos do Uruquê com o Muxuré Novo, foi descrito o sub-facies UruquêTransicional Muxuré Novo.

Os enclaves, por suas características texturais e mineralógicas constituem, sem dúvida, uma associação ímpar dentro do batólito, entretanto, dado o tamanho de cada um dos corpos (30 cm, tamanho médio), é absolutamente impossível alocá-los como uma entidade em separado no mapa. A classificação das rochas aqui adotada é aquela de Streckeisen (1976).

O Facies Muxuré Velho - Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas de cor cinza-escuro, de granulação fina (0,2 cm, tamanho médio), com textura porfírica ou afírica inequigranular que ocorrem como enclaves, diques sinplutônicos ou formando grandes "sheets", como por exemplo, na fazenda Muxuré Velho. Na forma de enclaves, estes corpos exibem formas que podem ser ovaladas, elipsoidais ou em charutos. Seus contatos com as rochas hospedeiras variam de bruscos a gradacionais. Suas estruturas internas são caracterizadas por uma foliação magmática e/ou tectônica, que é, qualquer que seja o tipo, paralela à da rocha hospedeira. Estes enclaves ocorrem em todos os outros facies que constituem o Complexo, entretanto, sua freqüência diminui nos facies mais tardios.

Na forma de diques sinplutônicos, mostram espessura variável, desde centimétrica a hectométrica e podem ser contínuos ou descontínuos. Suas abundâncias são inversas com relação aos enclaves, ou seja, são mais freqüentes nos facies tardios. Algumas vezes, tais injeções são tão próximas, abundantes e pouco espessas que dão ao conjunto aflorante um aspecto bandado, semelhante

ao de rochas gnáissicas.

Quando em grandes “sheets”, formam plutons relativamente homogêneos, como é o caso daqueles que ocorrem nas fazendas Muxuré, Canhotinho e Muxinatô (0,5 Km a sul da vila Km 20, na CE 021).

Enclaves - O termo enclave microgranular é aqui utilizado para definir “pequenos” corpos de rocha que possuem textura e composição ígneas, com formas ovaladas, elipsoidais ou em charuto, que ocorrem no seio dos corpos magmáticos (graníticos, no nosso caso) maiores. Corpos arredondados são raros. Estas formas os diferem dos xenólitos, que são fragmentos angulosos de rochas encaixantes imersos no corpo granítico. Ele é aqui aplicado com o mesmo significado que enclaves microgranulares básicos (Didier 1973) e/ou enclaves microgranitóides (Vernon, 1983).

Ocorrência, Distribuição, Forma e Tamanho - Os EM que compõem o facies Muxuré Velho, são encontrados em todos os facies que compõem o batólito Quixeramobim. Nos facies Muxuré Novo, Água Doce e Serra Branca eles são abundantes o que não acontece no facies Uruquê. Sua ocorrência não está sujeita às porções marginais do batólito (zonas de contato), mas, principalmente, ao longo do eixo central. Eles são particularmente abundante nas adjacências dos distritos Muxuré Velho (localidade da qual foi tomado o seu nome), e Tanquinhos, locais nos quais ocorrem grandes intrusões de material diorítico-tonalítico que compõem este facies. Distante destes distritos, os EM podem ser encontrados na forma de diques descontínuos com espessuras que variam de 1 a 200 m, como no por exemplo na fazenda Cajueiros, nas adjacências de Uruquê.

De maneira geral, os enclaves ocorrem na forma de glóbulos ovalados ou elipsoidais achatados (discoidais), com dimensões variando desde centimétrica a decamétrica. Quando ocorrem na forma de charutos, exibem razões comprimento/largura de até 60/1. EM esféricos são raros, sugerindo que suas formas foram grandemente definidas pela deformação que também afetou suas hospedeiras. Ocasionalmente os enclaves apresentam maior grau de deformação que seu hospedeiro, corroborando o fato de que quando um sistema heterogêneo é submetido a uma mesma deformação, esta se pronuncia com maior intensidade no componente de mais alta viscosidade (Gay 1968), sugerindo ainda que a deformação se processou quando o magma granítico hospedeiro apresentava um comportamento Newtoniano, ou seja, com baixo percentual de cristais. Neste estado, quando as viscosidades de ambos os magmas são baixas, as forças superficiais que agem nos limites dos glóbulos de magmas são da mesma ordem que as forças viscosas ativas. Assim, a forma de equilíbrio dos glóbulos de magmas que vão constituir os enclaves, imediatamente após a fragmentação, é esférica.

Por que estes glóbulos são afetados pelo mesmo “strain” que o granito hospedeiro, as razões comprimento/largura são usadas para definir o elipsóide de “strain” e o tipo de intensidade da deformação no granito hospedeiro. Pelo acima citado, tal método deve ser usado com cuidado, porque ele está respaldado pelo contraste de reologia entre os dois magmas e este contraste varia consideravelmente e pode até inverter durante a evolução magmática dos plutons (Fernandez et al. 1981).

Contatos - Os contatos entre os EM e seus hospedeiros são geralmente bruscos, entretanto, localmente podem ser gradacionais. Porque os contatos correspondem a uma interação entre os cristais de componentes mesocráticos e félsicos, quanto maior a granulação do enclave, mais gradacional o contato parece, de modo que algumas vezes, principalmente quando a granulação do enclave é relativamente grossa, o contato torna-se difuso. Contatos cuspidos e crenulados são raros, mas podem ser encontrados principalmente nos facies Água Doce e Muxuré Novo.

Megacristais de microclina, cristalizados a partir do magma granítico, podem estar cortando perpendicularmente o contato entre o enclave e a hospedeira.

Estruturas Internas - Muitos dos enclaves estudados, principalmente aqueles que ocorrem no domínio central do batólito Quixeramobim exibem evidências de ter sido deformados, em condições

magmáticas, adquirindo uma foliação de fluxo magmático. Esta foliação está caracterizada pela ausência de deformação plástica intracristalina e está materializada pelo alinhamento sub-paralelo, às vezes estatístico, de megacristais, sejam de K-feldspato, plagioclásio ou prismas de hornblenda. Os enclaves que apresentam foliação magmática são sempre elipsoidais, com baixa razão comprimento/largura (da ordem de 2/1), cujos eixos maiores são sempre paralelos à foliação encontrada no granito hospedeiro, exceção feita a situações nas quais o enclave deve ter atingido o solidus muito antes da parada do fluxo do hospedeiro, comportando-se daí por diante como um objeto rígido. Como consequência, este enclave mostra-se ligeiramente rotacionado com relação à foliação da encaixante. Alguns enclaves se mostram ligeiramente alongados sem exibirem, no entanto, sinais de deformação plástica, sugerindo que eles foram submetidos a um forte fluxo magmático. Por outro lado, enclaves similarmente alongados, exibem fortes indícios de deformação plástica, sugerindo agora que uma deformação tectônica está superposta àquela impressa em estágios magmáticos.

Megacristais de K-feldspatos e plagioclásios são comumente observados, tanto nos enclaves como no granito hospedeiro. Exceção feita ao tamanho deles (aqueles observados nos enclaves são geralmente menores), estes megacristais, ambos apresentam as mesmas feições estruturais, como por exemplo, inclusões similares. Assim nos parece que se os megacristais, principalmente os de K-feldspato, observados nos granitóides são fenocristais, então aqueles encontrados nos enclaves também o são. Por outro lado, analisando-se a composição química da matriz destes enclaves, conclui-se que esta não é adequada à formação de tais megacristais de K-feldspatos, especialmente em um estágio precoce da cristalização, daí, referidos megacristais são aqui interpretados como xenocristais que tiveram sua origem a partir da cristalização do magma granítico e que foram posteriormente englobados pelo enclave, quando este ainda estava líquido.

Assim como K-feldspatos, cristais redondos de quartzo também se sobressaem, como se fora megacristais (fenocristais). Entretanto, diferente dos K-feldspatos, estes cristais quase sempre exibem uma coroa de minerais máficos (biotita \pm anfibólio), caracterizando uma textura oclar. Mineralogia - Os EM são em geral, de granulação mais fina (0,5-2mm) que os granitóides encaixantes (4-10mm). Eles são facilmente identificáveis no campo por sua cor escura contrastante com a cor clara do hospedeiro. Tal cor é o reflexo do percentual de minerais máficos, que normalmente atinge a 35-40%. Muitos enclaves são porfiríticos, com megacristais de k-feldspato, plagioclásio e hornblenda, este último encontrado principalmente nos enclaves que ocorrem no facies Muxurê Novo. De modo geral, estes megacristais só são encontrados nos enclaves, se os hospedeiros que os contém, também são porfiríticos. No facies Água Doce, p.ex., onde o quartzo está presente em pequenas proporções modais e sempre restrito aos espaços intersticiais, ele é ausente como megacristal nos enclaves.

A proporção de megacristais com relação a matriz varia desde zero (enclaves afíricos) a 20%, estes últimos encontrados no facies Serra Branca. Tendo em vista que a distribuição dos megacristais não precisa necessariamente ser homogênea, alguns enclaves se mostram afíricos. No diagrama QAP de Streckeisen (1976), estes vão compor uma série cálcio-alcálica tonalítica (Lameyre e Bowden, 1982), composta essencialmente por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, com os dois primeiros predominando sobre os demais.

Microscopicamente é observado plagioclásio, biotita, clinofibólitos, microclina, quartzo como minerais essenciais e minerais óxidos de ferro e titânio, apatita, titanita, allanita, epidoto e zircão como minerais acessórios e carbonato (calcita), mica branca, clorita e minerais-argila como produtos de alteração dos minerais primários.

Em rochas pouco ou não deformadas, ocorre como fenocristais euédricos ou subédricos e na matriz, normalmente anedrais. Apresenta extinção ondulante fraca, e às vezes microfalhas; alguns fenocristais se apresentam com zonação oscilatória, enquanto outros mostram textura poiquilítica, cujas inclusões são de apatita, zircão, biotita e ocasionalmente anfibólio. Saussuritização no núcleo destes minerais é um fenômeno relativamente comum o que ressalta uma composição mais cálcica

desta porção do mineral. Quando matricial, os cristais são disformes e ocasionalmente, quando em contato com microclina pode intercrescer com o quartzo formando textura mirmequítica. Sobrecrescimento de plagioclásio sobre plagioclásio, seja fenocristal ou não, pode ocorrer, porém não é comum.

Em rochas deformadas, os megacristais se mostram ovalados, ou arredondados com sombras assimétricas de recristalização, denunciando um fluxo no estado sólido, resultante de uma deformação não coaxial.

A biotita ocorre em cristais lamelares dispersos, ou por vezes, em concentrações irregulares heterogeneamente distribuídas na rocha. Seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho escuro, com alguns cristais mostrando, localmente, tons avermelhados; ocasionalmente forma agregados com minerais neoformados tais como muscovita, titanita e minerais óxido de ferro. Também são observadas no núcleo ou bordas de anfibólios, sugerindo sua origem a partir da desestabilização deste mineral. Inclusões de apatita, zircão e plagioclásio são freqüentes.

O quartzo é anedral e ocorre comumente como cristais intersticiais; extinção ondulante é freqüente em minerais cujas rochas sofreram fraca deformação, entretanto, onde a deformação foi mais intensa, estes minerais se apresentam com formas lenticulares (ribbon-quartz), ressaltando a foliação impressa.

Os anfibólios são ou a hornblenda verde ou a hastingsita, conforme o anfibólio presente no hospedeiro. Podem constituir fenocristais (grãos euedrais ou subedrais) ou, mais raramente, fazer parte da matriz. Estes se mostram parcialmente transformados para biotita com epidoto ocasionalmente presente como produto da transformação.

A microclina é rara, aparecendo em cristais anedrais e intersticiais, com sua geminação segundo a lei da Periclina típica. Seus contatos são irregulares e amolda-se aos cristais maiores adjacentes.

As titanitas constituem cristais euédricos, subédricos ou anédricos. Os primeiros exibem formas losangulares, e normalmente apresentam inclusões de apatita e zircão. Geminações lamelares podem ocorrer. As titanitas anedrais são normalmente o produto da desestabilização das biotitas ou mais raramente de anfibólios.

A allanita está presente em cristais geralmente euedrais, com zonação conspícua, tendo alguns deles um manto de epidoto (pistacita?), que pode ou não acompanhar a forma do mineral interno.

Apatita, zircão (quase sempre do tipo P de Pupin, 1980) e minerais óxidos de ferro e titânio são os minerais acessórios mais freqüentes. Os primeiros ocorrem com hábitos aciculares, cujas razões comprimento/largura são normalmente baixas, entretanto, em alguns enclaves esta razão pode atingir a 20/1. Magnetita, ilmenita e ocasionalmente pirita, são os opacos presentes. Zircão, quase sempre euedral, ocorre como os demais acessórios, sempre incluído nos demais minerais.

Ordem de cristalização - Minerais óxidos de ferro, apatita, e zircão, porque quase sempre euedrais e incluídos em megacristais (fenocristais), devem ter sido as primeiras fases precipitadas. Seguindo a estes, anfibólio e plagioclásio cristalizam concomitantemente. Biotita, plagioclásio (2), quartzo e microclina compõem nesta ordem a matriz. É importante ressaltar que ocorrem cristais euedrais de epidoto bem como de allanita, ambos provavelmente primários, entretanto, o epidoto por sua associação íntima com biotita e quartzo, parece resultar de uma reação do anfibólio com o líquido enriquecido em K_2O e não diretamente precipitado do líquido magmático. Os megacristais de microclina, como já discutido, são xenocristais.

O Facies Muxuré Novo - Este facies ocorre em toda a porção central do batólito, indo desde o distrito de Juatama, porção setentrional do batólito, até as proximidades da cidade de Senador Pompeu, extremidade meridional.

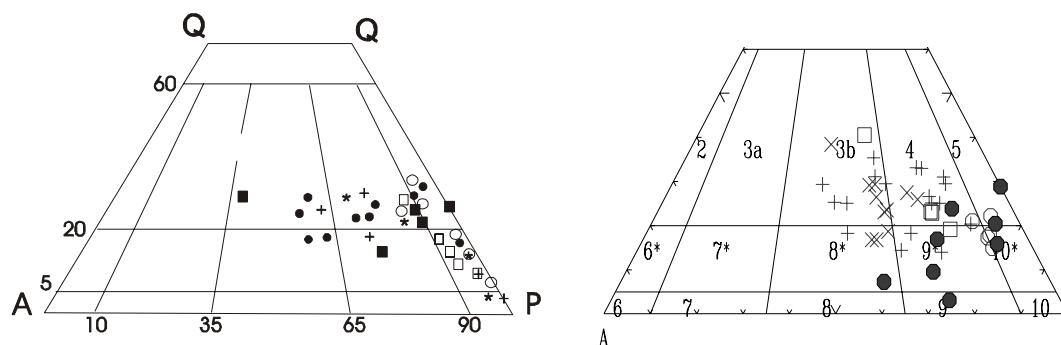


Figura 2 - A) Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP) exibindo a variação composicional modal do batólito Quixeramobim. Rochas das facies M. Velho (círculos), M. Novo (cruzes), Serra Branca (quadrados fechados); Boa Fé (asteriscos); Água Doce (quadrados abertos) e Uruquê (círculos fechados). B) Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP) exibindo a variação composicional molar de rochas do batólito Quixeramobim. Rochas das facies Água Doce (círculos), M. Novo (cruzes), Serra Branca (quadrados abertos); Boa Fé (asteriscos); M. Velho (círculos fechados) e Uruquê (Xis).

Ele é, portanto, a unidade litológica mais abundante e está caracterizada por conter rochas porfíricas de composição granodiorítica, com fenocristais de feldspatos cuja dimensões variam de 1cm a 6cm.. Nele foram identificados os seguintes sub-facies;

- biotita-granitóides com fenocristais de 3 a 6cm,
- anfibólio-biotita granitóides com fenocristais de 1,5 a 3cm,
- biotita-granitóides com fenocristais de 1,5 a 3cm,
- biotita-granitóides com fenocristais aproximadamente equidimensionais de tamanho em torno de 2,5cm (sub-facies Boa Fé),
- biotita-granitóides afíricos inequigranulares.

Os sub-facies supracitados exibem foliação de fluxo magmático, com ou sem deformação tectônica superposta. As porções deste facies que se posicionam próximas aos contatos com as encaixantes, exibem forte deformação no estado sólido, enquanto que as porções centrais do batólito, mostram foliação sin-magmática, com exceção é claro, de pequenas “shear bands” resultantes da deformação heterogênea que afetou todo o batólito.

Este conjunto de sub-facies constitui uma série cálcio-alcálica granodiorítica (médio potássio) composta por quartzo-dioritos, granodioritos e monzogranitos, com granodioritos dominantes. Tonalitos e granitos e quartzo-monzodioritos são termos eventuais. Todos os litotipos são de cor cinza claro, onde ressalta megacristais de plagioclásio e K-feldspato imersos em uma matriz de granulação média a grossa (0,5 a 1,2 cm), constituída essencialmente por feldspatos, biotita e quartzo. Anfibólios são fenocristais eventuais. Titanita em cristais euedrais de até 1 cm e allanita são acessórios universais. Os fenocristais constituem de 0 a 30% do volume dos litotipos, entretanto, podem eventualmente formar agregados lenticulares, elipsoidais ou ovalados. Distribuídos homoganeamente, estes estão geralmente orientados segundo N40E, materializando uma lineação cujos mergulhos variam de 0 a 15, exceção feita aos litotipos que ocorrem ao longo do leito do rio Quixeramobim, nas proximidades do contato, que apresentam lineação com mergulho sub-vertical. Suas dimensões variam de 1,5 a 6cm ao longo de seu eixo C e, de maneira geral, constituem uma rocha porfírica serial, com exceção das rochas do sub-facies Boa Fé, onde os fenocristais são de dimensões aproximadamente “constantes”.

Os fenocristais de K-feldspato são, em rochas pouco ou não deformadas, euedrais ou subedrais, com inclusões não orientadas de plagioclásio + anfibólio, com inclusões de biotitas crescidas

epitaxialmente ao longo de linhas de crescimento deste mineral. Os fenocristais de plagioclásio são, em geral, subédricos, zonados e, quase sempre livres de inclusões. Por outro lado, podem mostrar aglomerados de epidoto anedral e carbonato, como produtos de alteração de seu núcleo.

As rochas contendo anfibólio como fenocristal são de composição menos ácida, isto é, contém mais baixo teor em quartzo e K-feldspato. Já as rochas essencialmente biotíticas são mais ácidas e contém percentuais de quartzo superiores a 20% do volume total da rocha.

Ao microscópio, as rochas do facies Muxuré Novo exibem uma matriz constituída por plagioclásio, biotita, K-feldspato e quartzo, os quais constituem uma textura inequigranular hipidiomórfica, onde os cristais de biotita podem estar dispersos ou constituindo “clots”. Os acessórios comumente encontrados são titanita, allanita, apatita, zircão, minerais-óxidos-de-ferro e titânio, epidoto e muito raramente pirita. Carbonato, epidoto, mica branca, clorita e minerais-argila são produtos de alteração dos minerais primários.

O plagioclásio é o mineral mais abundante. Ocorre com hábito tabular, seja eudral ou anedral, e exhibe geminações típicas de seu grupo. Intercrescimento com quartzo formando textura mirmequítica é freqüente. A microclina, a exemplo do plagioclásio, ocorre tanto como fenocristal como na matriz. No primeiro caso está presente como cristais eudrais ou subedrais e no segundo, como cristais anedrais. Exibem geminação típica segundo a lei da Albita-Periclina, são normalmente pertitzados (estrutura em “flame shadow e em manchas) e fraturados”. Quando deformados, exibem sombras assimétricas de recristalização. Inclusões de hornblenda, plagioclásio e biotita são comuns, além de apatita, zircão e minerais opacos.

A biotita é o mineral máfico mais abundante nestas rochas. Ocorrem comumente em cristais subedrais ou anedrais, na forma de lamelas, muitas vezes orientadas segundo uma direção preferencial, conferindo à rocha uma foliação que normalmente é de direção N40o E com mergulhos variáveis entre 20o e 50o, exceto feita às bandas de cisalhamento onde a foliação é sub-vertical. São freqüentes as inclusões de opacos, apatita e zircão. Altera-se para muscovita+-titanita+-opacos+-clorita. Alguns cristais alterados para clorita, exibem estrutura sagenítica, ou seja, cristais entrecruzados de rutilo formando ângulos de 60° e 120°. O anfibólio presente é a hornblenda verde que ocorre em cristais eudrais ou subedrais (fenocristais) ou muito raramente a actinolita-tremolita, este provavelmente o resultante da alteração de um clinopiroxênio. As hornblendas quando inclusas em outros fenocristais são sempre de menor tamanho que aquelas externas aos fenocristais. Alteram para biotita+epidoto+quartzo. Contém inclusões de apatitas e zircões.

Apatita e zircão são eudrais e ocorrem sempre incluídos nos demais minerais. Os primeiros são aciculares com razão comprimento/largura que não excede a 10/1, enquanto que os zircões ocorrem quase sempre na forma de bastões do tipo P (Pupin, 1980).

Allanitas ocorrem em quantidades significativas, como cristais eudrais, geralmente zonados e manteados por epidoto granular. Estes cristais estão intimamente associados com biotita, sugerindo uma relação genética entre ambos. O epidoto (pistacita) além de ocorrer mantendo a allanita, ocorre em separado, seja na forma de cristais euédricos ou subedricos muitas vezes em ângulos de equilíbrio com a biotita. Também são encontrados cristais anedrais granulares resultantes da alteração do plagioclásio.

A titanita, mineral sempre freqüente nestas rochas, ocorre como mineral primário ou secundário. No primeiro caso, são minerais eudrais, losangulares, com ou sem geminação lamelar. Ex-solução de ilmenita é um fenômeno comum. Como mineral secundário ele é um produto de alteração da biotita e/ou do anfibólio.

Carbonato (calcita), epidoto, mica branca e minerais-argila são produtos de alteração de plagioclásios, enquanto que sericita e minerais-argila de K-feldspatos e clorita ± titanita ± quartzo ± muscovita são produtos de alteração da biotita.

Ordem de Cristalização - Apatita, minerais óxidos de ferro e zircões iniciam a cristalização,

seguidos por allanita, plagioclásio e anfibólio ou anfibólio-plagioclásio. Microclina concomitante com biotita dão seqüência seguidos por quartzo, microclina (2) e plagioclásio (2).

O Sub-Facies Boa Fé - Os granitóides Boa Fé estão restritos a uma estreita faixa com largura variando entre 500 e 700 metros, bordejando sinuosamente a leste o facies Água Doce e a oeste o facies Serra Branca. Ele se estende desde as imediações da fazenda Serra Branca até o leito do rio Quixeramobim, nas imediações da cidade homônima. É uma faixa contínua onde os afloramentos constituem morrotes de 10 a 20 metros de altura. Este sub-facies inclui quartzo-dioritos (enclaves) granodioritos e monzogranitos, sugerindo sobre o diagrama QAP um “trend” cálcio-alcálico granodiorítico de médio potássio. São rochas de cor cinza claro a cinza-esbranquiçado, porfiríticas, com matriz de granulação média e índice de cor variando de 9 a 20%. Os fenocristais são predominantemente tabulares e equidimensionais, variando entre 2,5 a 3 cm de comprimento; dispõem-se orientados, constituindo os principais marcadores da foliação; são na maioria plagioclásios e ocupam um volume aproximadamente constante de cerca de 20% do total. Distribuem-se homoganeamente e juntamente com o K-feldspato e ocasionalmente o anfibólio constituem a assembléia de fenocristais (megacristais), acompanhados de apatita, zircão e minerais opacos (microfenocristais).

Ao microscópio exibem matriz com textura inequigranular hipidiomórfica com os plagioclásios e biotitas constituindo a trama principal e quartzo e microclina, o cimento. Titanita, apatita, zircão, allanita, epidoto e magnetita-ilmenita são os minerais acessórios.

Estes minerais exibem comportamento similar aos que compõem as rochas do facies Muxuré Novo anteriormente descritos, fazendo ressalva a alguns cristais de titanita que apresentam um halo avermelhado, sugerindo mudanças composicionais durante sua cristalização.

Apatita ocorre com formas hexagonais ou em bastões, conforme a secção analisada, e está sempre incluída nos demais minerais, especialmente nas biotitas.

Ordem de cristalização - A seqüência de cristalização começa com apatita, zircão, titanita e allanita; anfibólio e plagioclásio cristalizam em seguida, e logo após, concomitantemente, os fenocristais de microclina e biotita. Microclina(2), biotita(2) e quartzo, este último sempre intersticial, compõem o estágio final da cristalização.

O Facies Serra Branca - As rochas que compõem este facies, caracterizam-se pela presença universal de megacristais de K-feldspato que podem atingir 20 cm de comprimento ao longo de seu eixo C. O granitóide Serra Branca ocorre nas porções marginais leste e oeste do batólito, formando grandes “sheets” que podem alcançar 20 km de comprimento e até 3 km de espessuras. Ocorre também na forma de diques, de espessuras e comprimentos variáveis, ao longo do eixo central, intrudidos em rochas do facies Muxuré Novo.

Os litotipos constituintes do facies Serra Branca são predominantemente granodioríticos a biotita e anfibólio, com quartzo-monzodioritos e monzogranitos subordinados. São rochas de cor cinza claro, índice de cor entre 7 e 22, porfiríticas, com matriz de granulação média e geralmente foliada. Esta foliação está materializada pelo alinhamento de megacristais, e enclaves microgranulares. Quando deformadas no estado sólido, biotitas e quartzo estirado (ribbon quartz) acentuam a foliação, que normalmente tem direção N40E com mergulhos em torno de 60° para NW e acentuados ao longo de shear bands.

Os granodioritos, dominantes no facies, exibem-se com estrutura porfirítica, com megacristais (fenocristais) de K-feldspatos e plagioclásio, imersos em uma matriz de granulação média (0,6 a 1cm), de composição tonalítica. São constituídos principalmente por plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita e quartzo. Titanita, allanita, magnetita, ilmenita, pirita, zircão, apatita e epidoto são os acessórios.

A assembléia de fenocristais - Esta assembléia está constituída por microclina, oligoclásio, hastingsita,

apatita, zircão, allanita e magnetita. A microclina representa a única fase que ocorre como megacristal. Os outros ocorrem incluídos na microclina, que mostra uma distribuição homogênea e serial com tamanhos que variam de 6 a 20 cm, com dominância dos cristais com 8 cm. Em rochas não deformadas, as microclinas se mostram essencialmente eudricas, e geminadas conforme as leis Carlsbad e Albita-Carlsbad. Exibem inclusões orientadas ou não de plagioclásio, anfibólio, zircão, titanita, biotita e quartzo. Muitos megacristais evidenciam fraturas sin-magmáticas, ou seja, suas fraturas não continuam na matriz, caracterizando uma quebra quando o magma não estava totalmente cristalizado. Estruturas de ex-solução, com filetes de plagioclásio constituindo, em média 20% do cristal, são frequentes. Apesar da homogeneidade de sua distribuição no seio da rocha, alguns aglomerados podem ser encontrados, como por exemplo, ao longo da estrada Quixeramobim-Belém no Km 3. Entelhamento de megacristais, evidenciando um fluxo destral em estágio magmático, também são comuns.

Os plagioclásios inclusos nos K-feldspatos aparecem geminados conforme a lei da Albita, são subédricos e podem mostrar figura de corrosão. Ocasionalmente se mostram saussuritizados, resultando em aglomerados de epidoto e calcita. Seu teor de An não foi determinado.

As hastingsitas são subédricas, geminadas e distribuídas aleatoriamente no K-feldspato. Quando imersos na matriz, estão geralmente transformados parcialmente para biotita, epidoto e quartzo. A matriz - De granulação média, cinza claro e composição tonalítica, esta se mostra composta por plagioclásio, biotita marrom avermelhado, quartzo e microclina.

O quartzo é geralmente intersticial, ocorrendo alguns grãos com formas lenticulares com extinção ondulante média e algumas bandas de deformação. Conforme o grau de deformação, mostra-se em sub-grãos, textura poligonal ou fraturas.

A titanita ocorre em cristais subedrais (primários) ou anedrais (secundários), em freqüente associação com o anfibólio. Exibe inclusão de plagioclásio e zircão.

Os minerais de grupo do epidoto ocorrem com formas losangulares ou irregulares. A pistacita subedral, geralmente manteia cristais idiomórficos de allanita. Clinozoizita é rara e ocorre em cristais granulares arredondados.

Apatita e zircão são eudrais e seus cristais aciculares e prismáticos, respectivamente, geralmente estão inclusos nos essenciais.

Ordem de cristalização - Minerais acessórios tais como apatita, zircão, titanita e allanita abrem a seqüência de cristalização. Anfibólio e plagioclásio sucedem a estes minerais, seguidos pela microclina. A precipitação destes minerais promoveu um enriquecimento no líquido residual de SiO₂, K₂O e H₂O, favorecendo a cristalização de biotita, seguida pelo plagioclásio (2), microclina (2) e quartzo.

O facies Água Doce - Este facies ocorre, essencialmente, na porção central do batólito (Fazenda Água Doce e adjacências), e está inserido no facies Muxuré Novo, mostrando com este, contatos gradacionais. Seus litotipos constituintes variam de leuco a mesocráticos (IC = 30 a 45). São de cor cinza azulado, granulares e exibem "clots" biotíticos distribuídos homogêneamente em espaços intersticiais deixados pela fábrica feldspática. Estruturas fluidal e porfíricas só raramente são observadas, estas últimas encontradas principalmente nas proximidades do contato com o Muxuré Novo. A estrutura fluidal está materializada por uma foliação planar primária (magmática), desenvolvida pelo alinhamento sub-paralelo de biotita. Os fenocristais, são pouco frequentes (0-10%), geralmente eudrais ou subedrais, com distribuição irregular e podem atingir até 3 cm ao longo de seu eixo C. Estes são freqüentemente plagioclásios e muito raramente anfibólios, que ocorrem mergulhados em uma matriz de granulação média (0,5cm, tamanho máximo), composicional e mineralogicamente similar à matriz dos litotipos do facies Muxuré Novo.

Ao microscópio, as rochas deste facies apresentam textura inequigranular hipidiomórfica, eventualmente porfírica, com matriz inequigranular de granulação média e localmente, fina e apresen-

tando sinais de deformação. Plagioclásio, biotita, quartzo e microclina são os minerais essenciais. Os acessórios são apatita, allanita, zircão e minerais óxidos de ferro. Epidoto e mica branca e ainda clorita e carbonatos são os minerais de alteração dos primários. A variação sistemática nos percentuais dos minerais essenciais revela uma associação quartzo-diorito + tonalito + granodiorito e eventualmente quartzo-monzodiorito, sendo predominantes os quartzo-dioritos.

Nestas rochas (qz-dioritos), a andesina é o mineral mais abundante (média 55%) e define a trama principal da rocha na qual estão inseridos os demais minerais. Eles são, normalmente, tabulares, subedrais, com geminações polissintéticas típicas. São geralmente zonados, sobrecidos, e às vezes formam aglomerados, e ocasionalmente estão intercrescidos com quartzo para formar mirmequitas. Inclusões de quartzo e microclina subedrais sugerem um processo complicado de cristalização, vista que, estes minerais são, de modo geral, intersticiais. São encontradas ainda inclusões, de apatita, zircão e hastingsita subedral. Alterações para mica branca, calcita e epidoto são comuns.

A biotita é o segundo mineral em abundância (cerca de 15%), e ocorre em lamelas orientadas, intersticiais ao plagioclásio, conferindo à rocha uma orientação incipiente. São biotitas marrons que eventualmente alteram para clorita + muscovita + titanita + opacos e mostram íntima associação com epidoto subedral. Esta associação sugere uma natureza sub-solidus para alguns cristais de biotita.

O quartzo com cerca de 15% aparece predominantemente anedral, com grãos intersticiais compondo o cimento. Em zonas deformadas, o quartzo se mostra com contatos suturados, extinção ondulante forte e algumas vezes, quando recristalizados, formam conjuntos fitados, orientados segundo a direção da foliação N40°E.

A microclina (cerca de 4%), aparece em cristais anedrais, intersticiais com formas amoldadas contra os vizinhos precoces. Inclusões de biotita e apatita são comuns. Alterações pouco frequentes para mica branca são observadas. Ocasionalmente estão pertitizadas.

A titanita é o mineral acessório mais abundante. Ocorre em cristais euedrais, losangulares e ocasionalmente geminados. Seus contatos com o plagioclásio indicam uma relação de equilíbrio, sugerindo uma precipitação precoce da titanita. Por outro lado, cristais anedrais ocorrem por desestabilização da biotita. Estes cristais estão intimamente associados com cloritas.

As allanitas são euedrais, prismáticas e geralmente manteadas por epidoto, que também ocorrem por alteração do plagioclásio, e/ou decorrendo da transformação do anfibólio. Os acessórios apatita, zircão e minerais óxidos de ferro, são também euedrais e constituíram uma fase do liquidus.

Ordem de cristalização - Os minerais acessórios tais como apatita, zircão e minerais óxido de ferro abrem a seqüência de cristalização. O plagioclásio segue a eles. A presença ocasional de anfibólio como inclusão em plagioclásio sugere ser este a primeira fase máfica a precipitar. Ainda a presença de inclusões de K-feldspato e quartzo em alguns cristais de plagioclásio, sugere que pelo menos dois tipos de plagioclásios, precipitados, provavelmente, a partir de sistemas diferentes, ou seja, que estamos diante de tipos rochosos resultantes da mistura mais homogênea de magmas, o que é corroborado pela presença marcante de enclaves microgranulares. Por outro lado, resulta em inadmissibilidade, o fato de fases tais como K-feldspato e quartzo cristalizarem precocemente com relação a plagioclásio. A íntima associação biotita - epidoto, sugere que ambos sejam o produto da desestabilização do anfibólio, feição esta bastante comum nos litotipos de outros facies. Microclinas e quartzos intersticiais revelam sua cristalização tardia.

O Facies Uruquê - Este facies ocorre principalmente na região que abrange os distritos de Uruquê e Juatama, entretanto, na forma de diques e "sheets" são encontrados em todos os outros facies, excluindo, é claro, o facies Muxuré Velho. Na região de Uruquê onde ele ocorre com maior possança, seus contatos com o facies Muxuré Novo variam de bruscos a gradacionais, gerando nestas porções, o sub-facies Uruquê-Transicional Muxuré Novo, sugerindo, portanto que quando de sua intrusão, algumas porções do Muxuré Novo ainda não estavam totalmente cristalizadas.

As rochas que compõem este facies se apresentam com cor cinza-claro, granulação média a fina (0,2cm, tamanho médio) e geralmente afíricas. Nas zonas de transição para o Muxuré Novo, mostra-se com fenocristais dispersos. São predominantemente de estrutura maciça e inequigranulares, entretanto, são encontradas rochas com foliação magmática e/ou tectônica, sendo esta última encontrada ao longo das bandas de cisalhamento e nas proximidades com o facies Muxuré Novo.

Quando em diques, estas rochas cortam todas as outras litologias e até mesmo intrude no próprio pluton Uruquê (autointrusão). Estes diques exibem geometrias diversas, alguns com espessuras regulares, outros altamente variáveis. Muitas vezes possuem foliação concordante com a da hospedeira, enquanto que em outras mostram foliação discordante. Os contatos destes diques com as encaixantes na maioria das vezes são bruscos, especialmente naqueles diques onde as espessuras são regulares, entretanto, nos de espessura variável, os contatos podem ser difusos ou gradacionais.

Microscopicamente são identificados oligoclásio, microclina, biotita e quartzo como minerais essenciais. Apatita, zircão, titanita e minerais-óxido-de-ferro são os acessórios. Clorita, muscovita, epidoto carbonato (calcita), e minerais-argila são os minerais de alteração. A variação sistemática dos minerais essenciais permite traçar, no diagrama de Streckeisen (1976), uma série granodiorítica de médio potássio (Lameyre & Bowden, 1982), com granodioritos predominantes (Figs. 2 a e b).

O plagioclásio (oligoclásio) é o mineral mais abundante e ocorre quase sempre como minerais subedrais, tabulares, constituindo a trama principal da rocha; na condição de fenocristais, são geminados, ocasionalmente zonados e podem conter inclusões de apatita, zircão e titanita. Alteram para epidoto, mica branca e carbonato (calcita).

O quartzo está presente em cristais anedrais, na maioria das vezes, com extinção ondulante. Recristalização em sub-grãos e estiramento são comuns em zonas deformadas. For mam, em associação com o plagioclásio as mirmequitas.

As biotitas ocorrem em percentuais que variam de 5 a 15%, conferindo um índice de cor holo a leucocrático às rochas deste facies. Os tonalitos que compõem este facies, apesar de hololeucocráticos, não apresentam características químicas de thronjdemitos. Estas biotitas, em geral, mostram-se alteradas para muscovita+biotita verde ou clorita+minerais óxidos de ferro, que se posicionam ao longo de planos de clivagem das muscovitas. Contém inclusões de apatita, zircão metamítico e ocasionalmente allanita.

A microclina é quase sempre anedral e pertitzada. Alterações para mica branca e mineral argila são freqüentes. Ocupa espaço intersticial, revelando sua cristalização tardia.

Sub-Facies Uruquê-Transicional Muxuré Novo - Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas que ocorrem ao longo dos contatos gradacionais entre os facies Uruquê e Muxuré Novo. São rocha de coloração cinza-clara, textura porfírica, na qual os fenocristais de microclina e plagioclásio ($PI > Kf$) estão mergulhados numa matriz de granulação fina composta por plagioclásio, biotita, microclina e quartzo.

As rochas que compõem este sub-facies são essencialmente granodioritos e, localmente, monzogranitos. Elas são muito provavelmente o produto da interação entre os dois magmas dos facies supracitados, ou seja, que os magmas Uruquê, em parte, quando intrudiram ao Muxuré Novo, este ainda parcialmente líquido, permitindo a interação entre ambos. Esta hipótese está respaldada pelo fato de que estas rochas só ocorrem ao longo de parte dos contatos entre eles. De modo geral, diferem das rochas do Muxuré por se apresentarem com matriz cuja se mostra com granulação bem mais fina (0,1cm, tamanho médio).

Aspectos Geoquímicos*

As análises químicas aqui apresentadas, foram realizadas nos laboratórios da Geosol S.A., em Belo Horizonte. Levando em conta a representatividade dos facies, foram selecionadas 53 amostras para determinação de elementos maiores (SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; FeO ; MnO ; MgO ; CaO ; Na_2O ; K_2O ; P_2O_5), elementos traços (Rb; Sr; Ba; Zr; Y; v; Ni; Cr; Ta, Nb, Mo, Sn, Th, U e Li), elementos terras raras (Lu; Ce; Nd; Sm; Eu; Gd; Dy Ho; Er; Yb e Lu) e ainda os teores de H_2O^+ e H_2O^- , Cl, F, S e CO_2 . Para a determinação de ETR foram selecionadas apenas 34 amostras. De acordo com a metodologia usada pela Geosol, diversos elementos, em muitas amostras, não tiveram seus teores quantificados satisfatoriamente, pois se apresentavam em quantidades inferiores às detectadas pelo método.

A figura 2 mostra diagramas Q. A. P onde são observadas as variações modal e molecular do batólito. Diferenças observadas com relação aos diagramas Q. A. P. construídos a partir de dados modais, são relativas a ausência de dioritos na Figura 2b. Isto pode ser explicado na medida em que neste diagrama todo o K_2O é computado para o Ortoclásio, não levando em conta a partição deste óxido entre ortoclásio e biotita. Somente rochas com biotita modal ausente, plotam no campo 10.

Facies Muxuré Velho - Este facies está constituído essencialmente por rochas intermediárias, porém, rochas básicas também podem ser encontradas. Os teores de SiO_2 variam de 50,5% a 64%, com uma importante descontinuidade entre 51,7% e 56,2%. Esta descontinuidade poderia estar relacionada a uma falha amostragem, entretanto, diferente de outras amostras deste facies, as rochas mais básicas apresentam uma mineralogia preservada com piroxênios e olivina (traços) não alterados. Seus padrões texturais sugerem tratar-se de rochas cumuláticas, Seus teores de M_2O_3 variam de 13,5% a 16,9%, com os teores em torno de 16% sendo os mais frequentes. Suas proporções moleculares relativas às proporções moleculares de Na_2O , K_2O e CaO , revelam uma série eminentemente metaluminosa, com coríndon normativo ausente e com conseqüente anortita e diopsídio normativos presentes.

Os teores de MgO variam entre 8 e 1,6% e os de FeO^* de 8,34% a 4,86%, implicando em números Mg\# [$100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$] decrescendo de 71,5 a 28 conforme cresce os valores de SiO_2 . As rochas deste facies são as que possuem os mais altos teores de CaO do batólito Quixeramobim. Estes variam de 10,7 a 3,7%. Aquelas mais básicas e conseqüentemente com os mais altos teores de CaO , ocorrem incluídas no facies Uruquê. O baixo grau de interação física entre as rochas deste facies com as do facies Uruquê, é a explicação mais provável para o “gap” de SiO_2 observado. Os litotipos são de maneira geral, ricos em álcalis quando comparados aos análogos com teores iguais de SiO_2 . Os teores de Na_2O são sempre superiores aos de K_2O com este último sendo relativamente alto indo de 1,1% a 4,0%. Estes altos teores de K_2O refletem muito mais uma grande quantidade de biotita que de feldspato potássico. São essencialmente quartzo-normativas, entretanto, uma das amostras se apresentam olivina normativas. Chamam atenção os seus altos teores de TiO_2 .

No diagrama de Harker, ferro total plotado como FeO , MgO e CaO , mostram uma costumeira correlação negativa com SiO_2 , exibindo “trends” lineares ou curvilíneos (Fig. 3). Na_2O exibe um “trend” descontínuo, comportando-se de maneira incompatível até cerca de 60% de SiO_2 e daí em diante decrescendo, com a concomitante elevação no teor de sílica. K_2O exibe um “trend” sanfonado com teores altos e baixos alternados. Comportamentos similares ao do K são observados para Al_2O_3 , P_2O_5 e TiO_2 . Convém lembrar que cada uma das amostras analisadas corresponde a um sistema particular, ou seja, cada uma delas é um corpo diferente e distante, cuja química deve ser analisada em conformidade com o seu hospedeiro. Assim, os diferentes padrões apresentados são os referentes a diferentes graus de interação entre enclave e hospedeiro.

* Os dados geoquímicos podem ser solicitados através de e-mail ao autor (almeida@ufc.br).

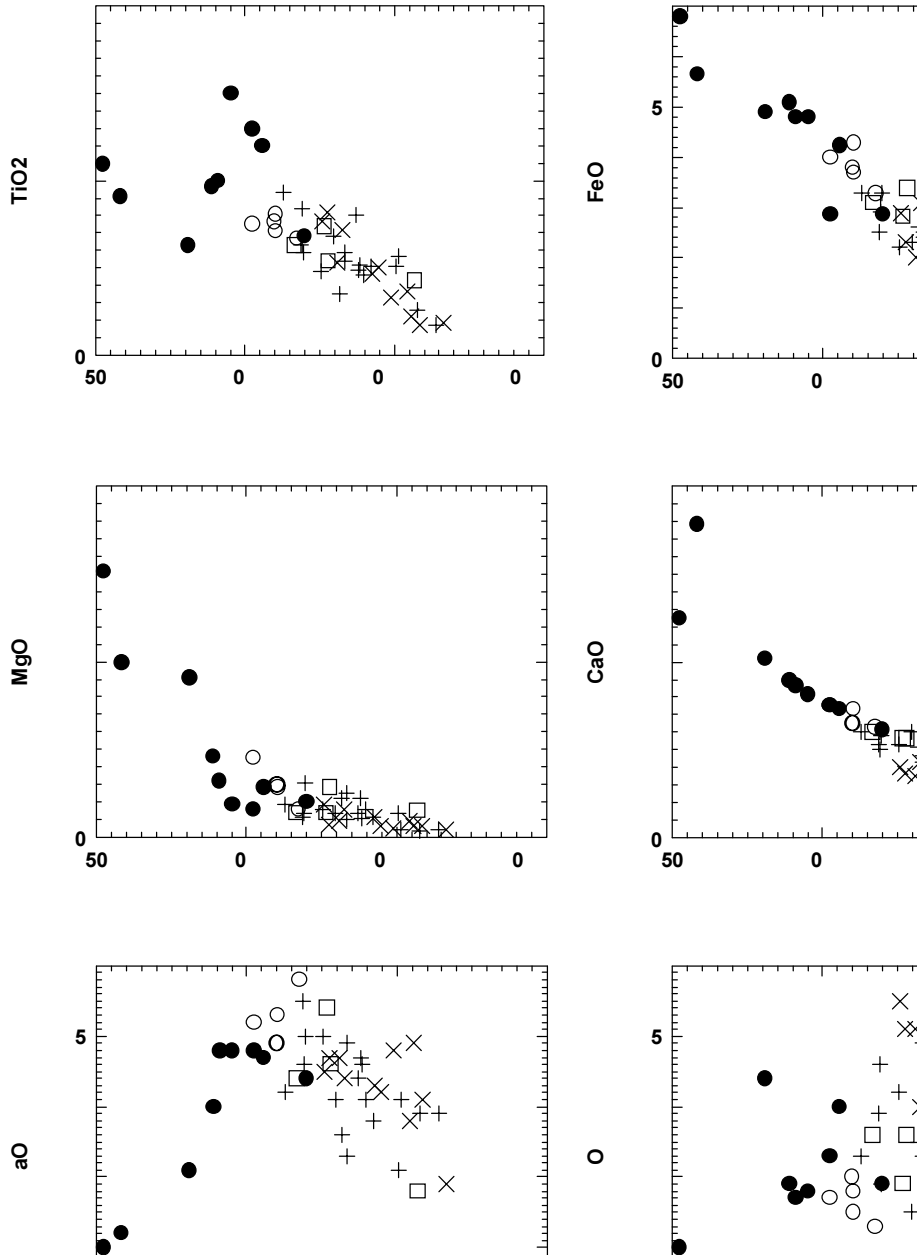


Figura 3 - Diagrama tipo Harker, onde se observam os comportamentos dos vários óxidos com relação a SiO_2 . Cruzes referem-se a rochas do Muxuré Novo; quadrados abertos ao facies Serra Branca; círculos fechados referem-se a rochas do facies Muxuré Velho; Xis referem-se a rochas do ao facies Uruquê e círculos abertos referem-se a rochas do facies Água Doce.

O teor relativamente alto de Rb deve-se à grande quantidade de biotita presente nas amostras, acrescido de algum xenocristal de K-feldspato que porventura escapou quando da preparação da amostra. Os teores de Nb (< 20 ppm), Ta (<15 ppm), U e Th (<15 ppm), Sn e Mo (< 5 ppm), ocorrem sempre em teores abaixo dos valores mínimos de detecção dos métodos usados pela Geosol. Os teores de Zr são os mais altos encontrados no Complexo, com valores variando entre 210 e 640 ppm.

Os teores totais de ETR crescem com o teor de sílica até 60%, e daí decrescem; mostram comportamento idêntico ao de Na₂O e P₂O₅. O facies Muxuré velho mostra enriquecimento de 37 a 122 vezes com relação aos ETR totais dos condritos (Fig. 4). As razões Ce/Yb (33 a 170) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). As razões Ce/Sm variam de 8 a 12 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias negativas de Eu, quando existentes, são muito fracas (Fig. 4).

O Facies Muxuré Novo - Constituído essencialmente por rochas ácidas (apenas quatro amostras se apresentaram com teores abaixo de 65%), com teores de SiO₂ variando continuamente entre 62,6 e 72,8%, o facies Muxuré Novo, apresenta química de elementos maiores muito similar a de outros granitos do Nordeste do Brasil (ver Sial et al., 1987). Seus litotipos são essencialmente metaluminosos com variações peraluminosas, com corindon normativo chegando a atingir 2,07%. Apesar deste valor tão alto, mineral aluminoso primário (por ex. muscovita), não são encontrados. São rochas relativamente pobres em MgO (2,5-0,33%) e FeO* (4,14-1,59) com os teores mais baixos sendo encontrados nos tipos mais ricos em SiO₂. Estes valores propiciam números Mg# variando entre 14,95 a 56,79 com dominância daqueles superiores a 40. São relativamente ricas em álcalis (7,10-9,80) com razões Na₂O/K₂O variando entre 0,54 e 1,7 com dominância daquelas superiores a um, caracterizando estas rochas como essencialmente sódicas (Irvine & Baragar, 1971). Estas razões traduzem muito bem o porquê da dominância dos granodioritos sobre os granitos sensu stricto (figura 2b).

No diagrama SiO₂ versus demais óxidos maiores, FeO*, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅ e MnO decrescem com SiO₂. Na₂O e K₂O ambos tendem a crescer com SiO₂, entretanto, sua distribuição se faz de forma dispersiva, com Al₂O₃ acompanhando este comportamento. As correlações com CaO, FeO e MgO, especialmente os dois primeiros, se fazem de forma aproximadamente lineares.

As razões K₂O/Rb superam a 400. Valores tão altos para tais razões são propiciados pelos baixos teores de Rb exibidos por estas rochas. Teores também bastante altos são os de Sr e Ba, particularmente este último que quase sempre se mostra em teores acima de 2000ppm. Estes altos teores de Sr aliados aos baixos teores de Rb resultam em baixíssimas razões Rb/Sr, dificultando sobremaneira a obtenção de isócronas com abscissa ampla. Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U estão sempre em teores abaixo do método de detecção do método utilizado pela Geosol S.A.

O facies Muxuré Novo mostra enriquecimento de 36 a 124 vezes com relação aos ETR totais dos condritos. As razões Ce/Yb (58 a 193) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves com relação aos elementos terras raras pesados. De modo similar aos teores totais de ETR, as razões Ce/Yb quando plotadas contra SiO₂, exibem ou dois "trends" decrescentes ou "trends" sanfonados. As razões La/Sm variam de 6,2 a 12,2 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias tanto positivas como negativas de Eu, são observadas. (Fig. 4). Os granitóides Muxuré Novo são pelo menos duas vezes mais ricos em elementos terras raras leves que outros granitóides cálcio-alcálicos que ocorrem no mundo (por exemplo, Loch Doon; Tindle, 1992). Por outro lado, são similares aos granitóides Caledonianos jovens (por exemplo, Harmon et al, 1984) e aos granitos tipo Itaporanga (Almeida et al, 1967), que ocorrem no Nordeste do Brasil (Sial et al, 1987).

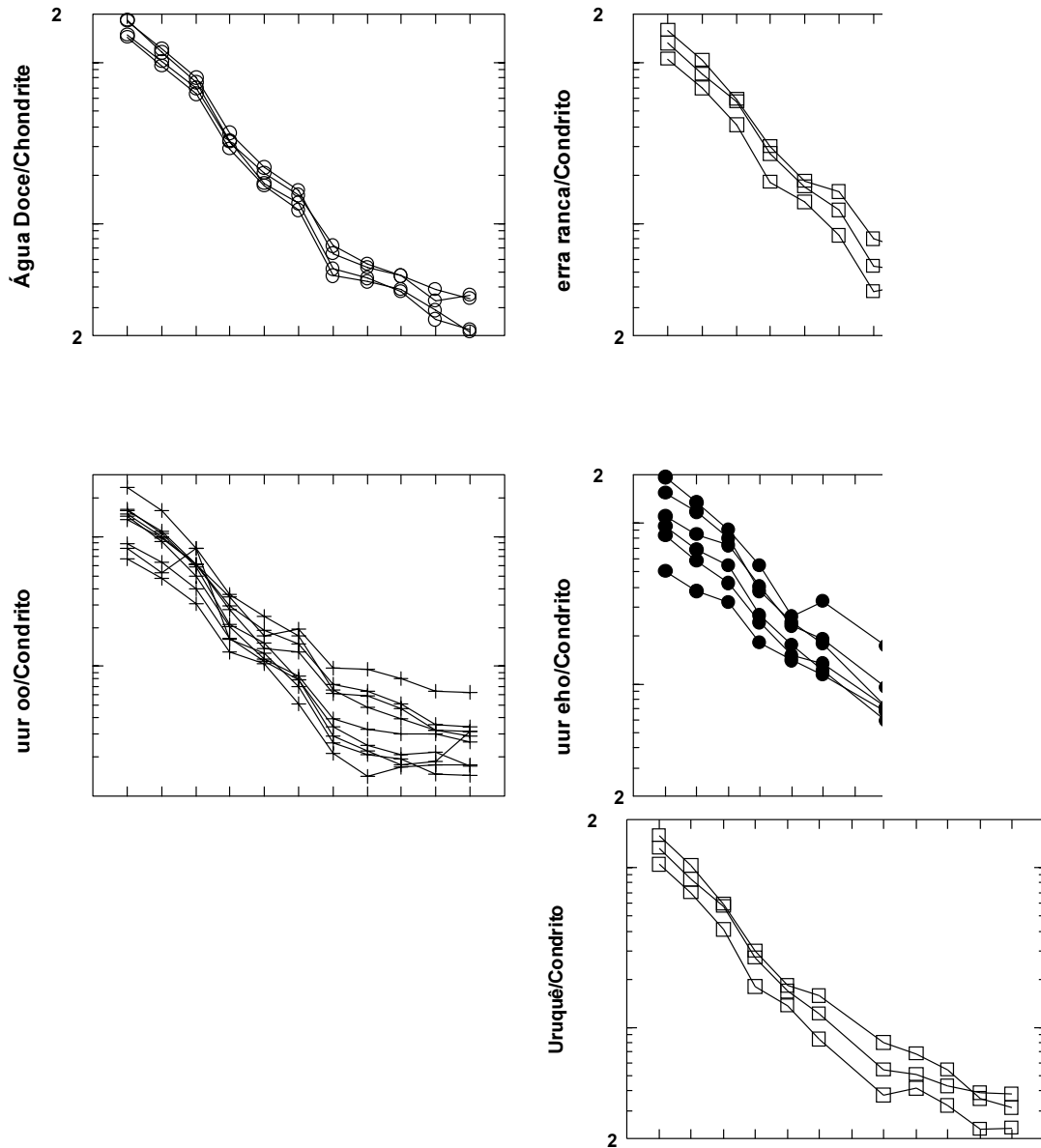


Figura 4 - Padrões de elementos terras raras condrito normalizadas (valores de Taylor McLennan 1985), para as rochas que compõem o batólito Quixeramobim.

Facies Água Doce - Este facies está caracterizado por teores bastante restritos (60-62%) de SiO_2 . Igualmente restritos, mas altos, são os teores de FeO^* , variando entre 4,25 e 4,58. Também relativamente altos são os teores de MgO , propiciando números $\text{Mg}\#$ que variam de 36,9 a 60,3 com os valores superiores aos $\text{Mg}\#$ crustais (37) predominando. Os teores de Fe_2O_3 estão sempre abaixo de 1%, revelando a fraca oxidação sofrida por estes magmas. Estes litotipos são metaluminosos, com teores

relativamente altos de CaO (4,50-3,80%) e de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,6$ a $8,5\%$). As razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ são sempre superiores a um.

Dada a sua restrição no teor de sílica, tais rochas não podem ser analisadas a luz do diagrama de Harker, entretanto, nestes diagramas pode ser notada sua boa coerência geoquímica com os demais facies, principalmente no que diz respeito ao facies Muxuré Novo.

As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$ se mostram em torno de 400, com o Rb crescendo curvilineamente com o K_2O . Os teores de NiO estão abaixo de $0,01\%$, enquanto que todas as amostras analisadas mostraram de Cr_2O_3 em torno de $0,02\%$. Os teores de Rb variam de 51 a 84 ppm enquanto os de Sr variam de 900 a 2300 ppm, com razões Rb/Sr variando entre 0,037 a 0,681. Valores tão baixos inviabilizam, de certa forma, as tentativas de obtenção de idades Rb-Sr confiáveis. Teores igualmente altos são os de Ba que variam de 662 ppm a 2300 ppm com os valores superiores a 1500 predominando. Os teores de Sn e Mo estão abaixo de 5 ppm. V mostra variação entre 78 e 48 ppm, enquanto que Y varia de 24 a 12 ppm. O Zr não segue um padrão regular com seus teores distribuídos aleatoriamente entre 60 e 300 ppm.

Os litotipos do facies Água Doce são enriquecidos em ETR de 55 a 105 vezes com relação aos condritos, cujas abundâncias variam de 136 a 259,9. Com relação aos demais facies, este é o que se mostra mais enriquecido em ETRL. Seus ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões Ce/Yb variando entre 63 e 176. Duas amostras exibem padrões bastante diferentes daqueles observados nos outros facies; uma apresenta forte anomalia negativa de Gd, enquanto que outra exibe concavidade para cima no padrão de distribuição dos ETRP. Duas fraquíssimas anomalias de Eu são observadas, enquanto que as demais não apresentam qualquer anomalia neste elemento (Fig 4).

Fácies Serra Branca - Está constituído por rochas que variam de intermediárias ($63,3\%\text{SiO}_2$) a ácidas ($71,4\%\text{SiO}_2$). Esses litotipos variam de metaluminosos a peraluminosos e mostram, às vezes, efeitos de acumulação de feldspatos, evidenciado pelo alto teor de Al_2O_3 e anomalias levemente positivas de Eu. São medianamente ricas em FeO^* , MgO e CaO, com razões FeO^*/MgO variando de 1,4 a 3,2. Seus números Mg# variam de 33,57 a 54. São medianamente ricas em álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,1-8,0\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.3-0,65$). No diagrama de Harker estas rochas mostram comportamento idêntico ao do facies Muxuré Novo.

Os teores de NiO estão abaixo de $0,01\%$, da mesma forma que os teores de Cr_2O_3 , com exceção de uma amostra que exibe $0,02\%$. Rb cresce linearmente com K_2O , exibindo entre estes dois elementos razões da ordem de 400. Os teores de Sn, Mo, Nb, Y e U se mostraram abaixo dos limites de detecção. Os teores de Zr não apresentam boa correlação com SiO_2 .

Os teores de ETR total variam de 145 a 217 ppm, correspondendo a um enriquecimento da ordem de 59 a 88 vezes com relação aos condritos. Os ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões CE/Yb variando de 84 a 117. Contrariando os resultados esperados, apenas uma amostra exibe uma leve anomalia positiva de Eu, com as outras duas, uma exibindo pequena anomalia negativa e outra nenhuma anomalia (Fig. 4).

O Facies Uruquê - Este está constituído por rochas predominantemente ácidas, com teores de SiO_2 variando de 65,2 a 73,3%. São essencialmente metaluminosas, entretanto algumas amostras, especialmente aquelas que se mostram mais deformadas, com algumas transformações mineralógicas, como p.ex., biotita + muscovita + clorita + opacos, estas rochas se revelaram peraluminosas, com coríndon normativo presente em até 3,31%. Esta feição reacional é comum em todas as rochas do batólito que sofreram a atuação das zonas de cisalhamento. O fato de estas apresentarem coríndon normativo, não significa que elas tenham quaisquer outras feições inerentes aos granitos tipo S de Chappell & White (1974). Das rochas que compõem o batólito, estas são as que apresentam os mais baixos teores

de FeO*, MgO e CaO com a contrapartida de serem as mais ricas em álcalis (10-8,1%, com Na₂O/K₂O = 1,2-0,55). Seus números Mg# são também os mais baixos variando de 7,90 a 45,9. A predominância das razões Na₂O/K₂O >1 revela não somente neste facies, mas no batólito como um todo, a natureza fortemente sódica destas rochas. Granitos 3a (sieno-granitos) são raros. A natureza hastingsítica dos anfibólios é uma evidência desta dominância sódica. No diagrama de Harker FeO*, MgO*, CaO, TiO₂ e P₂O₅ decrescem curvilinearmente com SiO₂, K₂O e Na₂O e ainda Al₂O₃ mostram uma certa dispersão.

Os teores de NiO e Cr₂O₃ estão abaixo de 0,01%. Chamam atenção algumas amostras com “baixos teores” de Sr, ou seja, amostras com Sr abaixo de 500 ppm. As razões Rb/Sr, a exceção destas amostras anômala, é abaixo de 1.

Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U quando analisados, se mostram sempre abaixo se seus limites de detecção pelo método utilizado pela Geosol, S.A. As abundancias totais de ETR variam de 86,3 a 257 ppm, significando um enriquecimento de 33 a 104 vezes com relação aos condritos (Fig. 4). Os ETRP são empobrecidos em cerca de 99 a 265 vezes com relação aos ETRL, como mostra a razão Ce/Yb. Nesta figura chamam atenção as anomalias positivas de Holmium. Anomalias negativas de Eu são fraquíssimas.

Os diagramas Quartzo - Álcali-feldspato - Plagioclásio mostrados em secção anterior sugerem que as associações petrográficas que compõem o batólito Quixeramobim constituem suites cálcio-alcálicas que variam de baixo a alto potássio, conforme a classificação de Bowden & Lameyre, (1982). Nestes diagramas as associações petrográficas que compõem o batólito Quixadá constituem uma suite monzonítica, com os enclaves nela contidos constituindo uma suite tonalítica. Com base no diagrama Na₂O + K₂O versus SiO₂ (também conhecido como TAS; Fig. 5), estas suites podem, com relação á linha divisória de Irvine & Baragar, (1980), ser caracterizadas como do tipo sub-alcálicas.

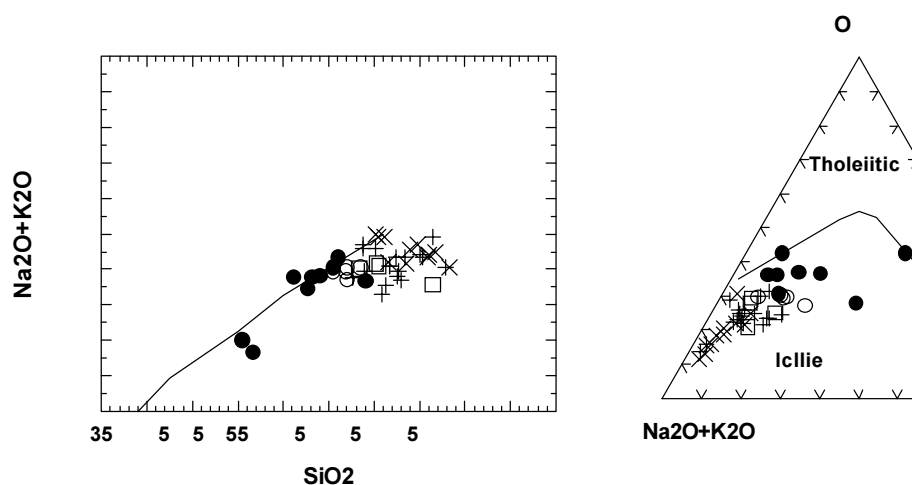


Figura 5 – (A) O diagrama Sílica X Álcalis mostra que as suites que compõem o BQ são eminentemente subalcalinas com amostras de Muxure Velho levemente alcalinas. (B) No diagrama AFM observa-se um trend cálcio-alcálico. Símbolos como na fig. 2.

O tradicional diagrama AFM (A = Na₂O + K₂O; F = FeO + 0,898Fe₂O₃; M = MgO) as situa no campo cálcio-alcálico (Fig. 5b) o que é corroborado pelo também tradicional diagrama SiO₂ versus FeO*/MgO de Miyashiro, (1974). O diagrama Ab-An-Or (Irvine & Baragar, 1980) demonstra uma natureza sódica para os tipos mais básicos com uma nitida evolução para tipos mais potássicos.

Essa feição é corroborada pelo diagrama K_2O vs SiO_2 , considerando as linhas divisórias de Pecirillo & Taylor, (1976), que identificam as suites Quixeramobim como cálcio-alcálicas de médio K. Uma caracterização adicional sobre a natureza desse plutão pode ser conseguida com os diagramas R_1 e R_2 (De La Roche et al, 1980). Ai as rochas de Quixeramobim são caracterizadas como de soerguimento pós-colisional e tardi orogênicas, estando alinhadas conforme um trend sub-alcálico (Fig. 6). O diagrama Rb vs Y + Nb de Pearce et al, (1984), caracteriza os granitóides deste batólito como sendo granito de arco vulcânico (Fig. 7).

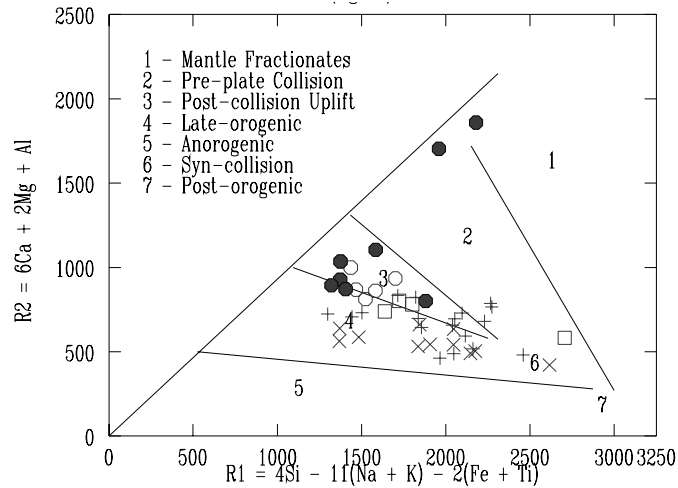


Figura 6 - Diagrama R1R2 mostrando trend subalcálico de suite rochas tardi-colisionais.

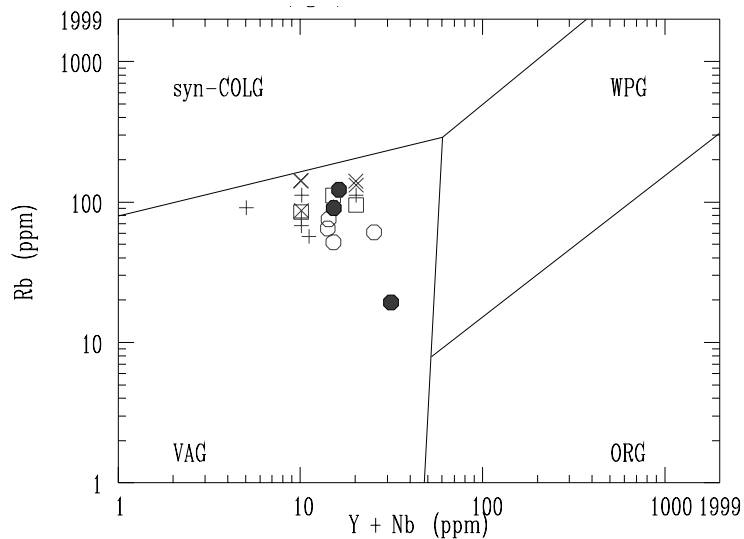


Fig. 7 - Diagrama Rb vs Y + Nb para algumas rochas do batólito Quixeramobim sugerindo uma granitogênese de arco vulcânico

Discussão

Qualquer que seja a fonte, ou mesmo ambiência geotectônica dos granitóides, são suas características texturais e estruturais que vão indicar toda a sua história; desde a fonte, ou fontes, ao estado final do emplacement. A dominância de enclaves crustais (metasedimentos) sobre os enclaves a hornblenda (enclaves microgranulares), ou vice versa, indica, por exemplo, 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 determinação da gênese e evolução dos granitóides. Vários modelos e hipóteses têm sido propostos para a origem dos enclaves microgranulares e seus hospedeiros. Estas são listadas a seguir:

1. Fragmentos de rochas encaixantes: Antigos autores consideravam que estes enclaves eram xenólitos acidentais de rochas ígneas (Hurlburt 1935) ou rochas ígneas metamorfoseadas (Iwao 1936) que ocorriam nas adjacências dos corpos graníticos. Outros (Grout 1937; Reynolds 1946), relacionaram tais enclaves como fragmentos de rochas sedimentares, principalmente folhelhos, que após a sua incorporação no magma granítico, presumivelmente foram transformados nas inclusões agora observadas. Nenhuma rocha ígnea que possa ser correlacionada como material parente dos enclaves, ocorre nas porções adjacentes do CGQQ. Por outro lado, são abundantes na região rochas metamórficas do tipo anfibolito (biotita-hornblenda-gabro-dioritos), que poderiam, composicionalmente, ser os referidos parentes. Entretanto, se compararmos as características texturais e estruturais de ambos, ou seja, dos enclaves e anfibolitos, não achamos quaisquer semelhanças entre um e outro; por exemplo, os enclaves, mesmo os deformados, exibem textura ígnea preservada e os anfibolitos, não. Se esse argumento sozinho não é suficiente pergunta-se? Se tais enclaves são fragmentos de rochas encaixantes, por que eles raramente são encontrados nas bordas do corpo, mas principalmente em suas porções centrais? Xenólitos “surmicáceous”, cálcio-silicáticos e gnáissicos derivados da seqüência supracrustal (Grupo Ceará) encaixantes, ocorrem sempre nas bordas e nunca nas porções centrais. Ainda, os anfibolitos ocorrem em lentes desde métricas a decamétricas, intercaladas em ortognaisses, ambos compondo a unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca. Se há esta íntima associação entre estes dois tipos de rochas, por que não são encontrados enclaves de composição ortognaissica, associadas ou não aos enclaves microgranulares?

2. Fragmentos de bordas resfriadas - Muitos autores postulavam que as inclusões máficas são fragmentos de bordas resfriadas do corpo granítico (e.g., Grout 1937). Em uma revisão desse mecanismo, Didier (1973) deu a seguinte descrição: “quando um granito intrude em níveis crustais relativamente rasos, o magma resfria mais rapidamente no contato com as encaixantes que sua porção central. No caso mais simples, resulta uma forma particular de cristalização periférica que é denominada borda resfriada. A diferença entre a zona de contato e o granito normal na porção interior do maciço é essencialmente uma diferença textural, muito embora possam surgir diferenças mineralógicas e químicas. No caso em questão, pensava-se que essas rochas periféricas de granulação mais fina podiam ser fragmentadas e re-incorporadas ao magma como inclusões, por movimentos posteriores do magma”. Se a hipótese de que os enclaves são fragmentos de borda resfriada é válida, a granulação mais fina do enclave pode ser explicada, mas não a sua composição mais máfica. Uma importante observação a ser ressaltada é que em todos os facies discutidos, nenhuma rocha de borda mais finamente granulada e mais máfica que possa ser relacionada como material parente dos enclaves, é encontrada no presente nível de exposição do CGQQ. Por outro lado, como já antes citado, enclaves de rochas regionais (xenólitos), são normalmente confinados às margens da intrusão. Se os enclaves fossem parte de uma fase marginal reincorporadas, como os xenólitos de rochas encaixantes, eles deveriam estar concentrados nas proximidades das bordas do corpo granítico, o que não acontece. Por outro lado, as formas ovaladas e elipsoidais com as quais se apresentam os enclaves dificilmente poderiam ser explicadas, tendo em vista que, bordas resfriadas, como o

próprio termo indica, são porções de rochas cristalizadas e como tais, deveriam apresentar altas viscosidades quando fragmentadas. A fragmentação nesta situação implica na geração de enclaves com formas poliedrais, que só raramente são observadas. Uma alternativa seria o fato de que estes enclaves, anteriormente poliedrais (angulosos) terem sofrido reabsorção, ou seja, fusão parcial de suas bordas. Isto explicaria as formas supracitadas, entretanto para que isto aconteça pelo menos duas condições têm que ser satisfeitas; a) o magma hospedeiro deve estar em temperatura mais alta do que aquela na qual foi formado o enclave e b) em torno do enclave, se fusão houve, deve haver uma zona que define a refusão do material. Nenhuma das duas condições é observada, portanto, é improvável que os enclaves sejam fragmentos de bordas resfriadas.

3. Fragmentos de um magma parental - Bayley (1984) propôs que os enclaves podem ser porções de rochas que cristalizaram em profundidade, durante um estágio precoce de fracionamento do sistema magmático mais máfico, que foi subsequente incorporado nos pulsos de magmas tardios, mais silícicos, que intrudiram nos níveis mais rasos da crosta. Se os enclaves representam um precursor máfico a partir dos quais os granitos hospedeiros evoluíram por cristalização fracionada ou cristalização fracionada acompanhada de assimilação, então por que enclaves são encontrados formando diques sin-plutônicos, com graus variáveis de dispersão dos glóbulos de magmas? Se forem rochas cristalizadas em profundidade, por que muitos dos enclaves mostram-se com granulação mais fina que o granito hospedeiro? Por que muitos deles exibem bordas resfriadas, indicando terem eles resfriado contra o magma granítico? Por outro lado, se eles representam um magma precursor, então a variação geoquímica deve refletir este relacionamento; as inclusões devem, por exemplo, ter teores de Sr e Ni significativamente mais altos e teores de Rb e Ba significativamente mais baixos que os granitos hospedeiros. Os padrões de variação observados não confirmam tal hipótese.

4. Imiscibilidade de líquidos - Bender et al. (1982), estudaram dois corpos intrusivos, um granodiorito e um diorito do Complexo Rosetow, com cerca de 1,5Km² de área total exposta. Aí o granodiorito está em contato direto com o diorito. Existem algumas pequenas inclusões (1mm a poucos centímetros) de composição de diorítica ocorrendo no granodiorito, inclusões estas interpretadas como glóbulos de magma diorítico. Um mecanismo de genérico de imiscibilidade de líquidos foi então proposto para explicar a origem das inclusões dioríticas Maury et al (1978), argumentaram contra imiscibilidade de líquidos como um mecanismo para a gênese de enclaves apontando que o “gap” composicional entre os enclaves e os granitos hospedeiros, não era suficientemente grande para indicar que esses foram derivados de dois magmas imiscíveis composicionalmente distintos. Bowen (1958) apontou uma limitação que é ainda mais relevante: a diferenciação de um líquido magmático por imiscibilidade de líquidos só tem sido reportada em sistemas com composição química incomuns, e.g, líquidos ricos em ferro que são raros na natureza. Ambos, enclaves e granitos do CGQQ além de não apresentarem “gaps” relevantes (vide diagramas de variação), estes não apresentam química incomum, que possa levar à diferenciação através da imiscibilidade de líquidos. Por outro lado, a imiscibilidade de líquidos não explica a presença de enxames de diques sin-plutônicos desmembrados.

5. Diferentes “batches” de fusão parcial - Bender et al. (1982), estudaram no cinturão móvel Namaqua, África do Sul, o adamalito Straussburg e seus enclaves. Eles concluíram que os enclaves se formaram como produtos de fusões parciais a partir de uma fonte comum ao granito hospedeiro, sob condições de pressão parcial de CO₂ relativamente altas. Após a intrusão e consolidação dos primeiros líquidos, representados pelos enclaves, um magma granítico insaturado em água foi formado e intrudido em um segundo estágio, incorporando os primeiros produtos como enclaves. Vernon e Flood (1982), sugeriram um mecanismo similar para uma possível derivação dos enclaves; segundo estes autores os enclaves seriam pequeno “batches” de um magma mais máfico e precoce que resfriou rapidamente e formou o conduto através do qual o magma granítico posterior ascendeu. Existem dois problemas com esta hipótese de que os enclaves se formaram como produtos da fusão parcial

de uma fonte comum ao granito hospedeiro mais anterior ao evento da fusão parcial ao magma granítico hospedeiro. Primeiro, se dois líquidos derivados da fusão parcial são assumidos terem se formado, então a primeira fusão (primeiro líquido gerado) deve ser um magma mais félsico que a segunda fusão; segundo: o primeiro evento se realmente propiciou a geração de líquidos mais básicos, então como explicar a presença constante de líquidos de diques sin-plutônicos básicos e intermediários cortando os granitos e nunca o inverso?. Como também explicar as bordas resfriadas dos enclaves?.

6. Cumulatos - Palm (1957) e Didier (1973 e 1984), propuseram a hipótese de serem cumulatos os enclaves que eles estudaram. De acordo com suas hipóteses, os enclaves são agregados de minerais precoces (plagioclásio cálcico, hornblenda, biotita, etc.) que cristalizaram a partir de um magma parental comum a ambos, enclaves e granito hospedeiro. Esses minerais teriam se concentrado em um estágio intermediário da ascensão magmática, formando cumulatos que posteriormente foram desmembrados pela intrusão final. O afundamento gravitacional não deve ser um mecanismo viável para separar cristais a partir de um magma granítico, sob condições normais de cristalização, porque as viscosidades dos magmas graníticas são altas o suficiente para evitar um afundamento eficiente dos cristais precoces. Este problema pode ser contornado se um processo dinâmico de acumulação sobre ou próximo às paredes encaixantes for invocado. Algumas feições observadas em enclaves são compatíveis com a hipótese de acumulação, por exemplo: “os enclaves possuem mineralogia similar à dos granitos hospedeiros, o que é facilmente explicável se ambos granitos hospedeiros e enclaves forem derivados originalmente a partir de um mesmo magma parental”. Se a feição acima pode ser explicada através do mecanismo de acumulação, as seguintes observações não são explicáveis por este mecanismo: a) as fases acumuladas são esperadas terem seus tamanhos similares a aqueles do granito hospedeiro (Didier 1973 e 1984), entretanto, os enclaves possuem cristais cujas dimensões são sempre inferiores a aquelas do granito hospedeiro; b) os enclaves não mostram textura cumulática; c) os enclaves possuem, muitas vezes, grande quantidade de anfibólio o que requer que piroxênio e/ou hornblenda deva ter sido uma fase cumulática. Se assim, Cr e Ni devem ser esperado ser relativamente mais alto no enclave que no hospedeiro; se plagioclásio é envolvido, teores relativamente mais altos de Sr e anomalias positivas ou pouco negativas complementares de Eu devem ser esperadas com relação ao granito hospedeiro. Ainda, se a biotita é envolvida na acumulação, como ressaltado por Didier (1973), os enclaves devem ter mais altos teores de Rb e Ba que seus hospedeiros. Estes trends não são observados, assim sendo é improvável que os enclaves sejam agregados de hornblenda e/ou piroxênio, plagioclásio e biotita.

7) Restitos - Bateman et al (1963) sugeriram que as inclusões máficas encontradas em alguns granitos do batólito Serra Nevada, podiam ser “material refratário que não foi fundido quando o magma se formou”. Os fundamentos desta hipótese, como esboçados por Chappel (1978) são os seguintes: A. Tipos de rochas similares aos enclaves não estão representadas nas rochas regionais; B. Rochas máficas que possam ser uma fonte potencial dos enclaves são raras no leste da Austrália; por exemplo, rochas plutônicas com menos que 57% de SiO₂, constituem menos que 0,1% das rochas plutônicas expostas no LFB (White e Chappel 1983); C. Xenólitos cujas origens são as rochas encaixantes locais, são raros, mas distintivos e as inclusões máficas (enclaves) não representam fragmentos derivados de rochas encaixantes locais como mostrado, por exemplo, pela ocorrência de inclusões máficas em granitos intrudidos nos granitos tipo S, fortemente peraluminosos. Por isso, uma fonte profunda e não exposta é requerida para as inclusões máficas. O fato de que as inclusões exibem coerência modal e química com os granitos hospedeiros, implica que cada granito, incluindo suas inclusões máficas, foi derivado de uma fonte específica em profundidade. Duas fontes possíveis para as inclusões máficas consideradas por Chappel eram: 1º - um material produzido por cristalização precoce em profundidade que foi subsequente incorporado no magma e 2º um material residual da fusão parcial da fonte (restito). Granitos tipo S não contêm inclusões máficas do tipo

que está sendo discutido. Inclusões gnáissicas contendo cordierita (+ silimanita + granada), ocorrem nos granitos tipo S mais máficos do LFB, e esses são geralmente aceitos como restitos modificados. Essas inclusões contendo cordierita são consideradas análogas às inclusões máficas dos granitos tipo I, no sentido de terem ambas uma origem restítica.

Chappel et al (1987) tem ressaltado que materiais restíticos em granitos, tanto podem ser cristais individuais que foram carreados desde a fonte, bem como fragmento lítico. Os fragmentos líticos de restitos, representados pelas inclusões máficas podem, durante o evento da fusão ter sido fundidos só parcialmente, numa extensão menor que a fração crítica de líquido de Van der Molen e Paterson (1979). Porque a proporção de líquido era pequena, nenhum líquido pode ser extraído desses fragmentos, daí eles terem conseqüentemente, retido alguma integridade mecânica. Ao mesmo tempo, a presença de algum líquido foi responsável pelas feições texturais parecidas com ígneas, observadas nestas inclusões.

8. Mistura de magmas - Em margens de placas ativas a atividade ígnea cálcio-alcalina é volumetricamente dominante nos processos de reciclagem e construção da crosta. A importância do processo de mistura de magmas na gênese de séries graníticas cálcio-alcalinas é uma matéria de debates atuais, entretanto, seus princípios foram enunciados nos primórdios da história da petrologia (p.ex. Bunsen 1851). Porque Bowen (1928) o classificou como um processo de pouca importância petrogenética, ele foi, em conseqüência, esquecido pelos petrólogos. Análises estruturais e texturais aliadas a estudos químicos (especialmente os isotópicos) têm revelado, na última década, 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).

A mistura de magmas é um fato. A química e as geometrias das interações não deixam a menor margem de dúvidas. Entretanto, enquanto o processo de mistura de magmas é mais uma vez relacionado como um importante processo petrogenético, há ainda, um considerável número de perguntas a serem respondidas tais como: Quais os processos físicos e químicos efetivados durante a interação magma-magma? Quais foram os as composições químicas originais dos magmas máficos e félsicos envolvidos na mistura? São os enclaves indicadores da coexistência de um único ou vários estágios de interação? De posse dos dados texturais, estruturais e químicos pertinentes ao Complexo Granítico Quixeramobim, respostas tentativas são apresentadas a seguir.

Aspectos da Interação Física de Magmas Graníticos - Os fenômenos sinplutônicos sejam eles relativos à deformação sin-magmática ou relativos à mistura mecânica de magmas, só agora são relativamente bem conhecidos, embora autores no passado já os tenham notificado (p. ex. Cloos 1936; Roddick e Armstrong 1959; Black 1965). Eles foram variavelmente interpretados no que concerne à formação de diques sinplutônicos máficos descontínuos e obviamente, de enclaves e a gênese dos plutons que os contém.

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, aqueles encontrados no batólito Quixeramobim são geralmente mais diferenciados, como por exemplo, tonalitos e granodioritos. As estruturas 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 (aquele que compõe o dique) 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. Isto deve implicar que o magma sofreu “fraturamento” já nos primeiros estágios da cristalização (Berger & Pitcher 1970; Hibbard & Waters 1985; Walk 1969), e em estágios subsequentes até valores um pouco inferiores Fração Reológica Crítica. Desta forma, é tentador sugerir que os fenocristais, incluindo aí os megacristais, cristalizaram “in situ”, o que consequentemente nos leva à conclusão de os corpos granitóides ascenderam eminentemente líquidos.

As evidências de campo, petrográficas e químicas, 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 Complexo. 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, como na fazenda Muxuré Velho, p. ex., 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.

Enclaves que não estão espacialmente associados com intrusões maiores devem ser o registro de uma injeção de magmas máficos em um estágio precoce da cristalização, porque eles estão distribuídos em toda a facies e seus longos eixos definem uma foliação interna do hospedeiro, sem desenvolver, no entanto, xistosidade.

Vários são os mecanismos propostos para explicar os processos de interação entre dois magmas, entretanto, aqueles que tem recebido maior atenção por parte dos experimentalistas são: a) envolvimento convectiva em uma câmara magmática; b) convecção forçada durante a evacuação de uma câmara magmática e ascensão através de um dique; c) convecção forçada em um pulso de magma ascendente e d) a recarga de uma câmara magmática.

Tendo em vista a natureza laboratorial, parece pouco provável que as experiências em questão, possam ser comparáveis com os diversos processos que ocorrem em câmaras magmáticas naturais, entretanto, feições estruturais análogas entre ambos, o experimento e o natural, torna possível fazer especulações sobre o(s) mecanismo(s) que atuou(aram) na construção das estruturas observadas nos batólitos.

A quase ubiquidade 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 tiveram grande relevância na interação dos magmas.

A recarga de câmaras magmáticas - Este mecanismo tem sido simulado através de experiências com plumas ou jatos de líquidos injetados de baixo para cima, na base de um tanque (simulando uma câmara magmática), através de “pipes” ou fissuras, usando pares de fluidos como hospedeiros e hóspedes. Para simular este experimento só duas possibilidades existem: a recarga de uma câmara magmática granítica com magma basáltico e vice-versa. A dominância absoluta de magmas graníticos sobre os magmas basálticos e ainda o grande número de diques sinplutônicos máficos, indicam que é na primeira opção que devemos nos ater.

As experiências demonstraram (Campbell & Turner 1986) que, se um magma basáltico (mais denso) é injetado em um magma granítico (menos denso), em uma velocidade relativamente baixa, o líquido basáltico injetado se espalhará no assoalho da câmara, misturando-se minimamente com o magma hospedeiro. A repetição de pulsos nestas condições pode ser uma das explicações prováveis para o processo pelo qual foram formados os granitóides bandados (gnaisses) que ocorrem na fazenda

Descanso a SW de Uruquê. Quando as velocidades de recarga e de injeção são aumentadas, o magma eleva-se na câmara granítica hospedeira (a altura da elevação é proporcional à velocidade de injeção; isto se considerando que o magma hospedeiro está completamente líquido, ou seja, com viscosidade muito baixa), antes de cair e se espalhar em torno do conduto alimentador. Nestas condições, a injeção se faz de forma turbulenta de modo que uma mistura entre os dois magmas deve ocorrer, com o grau de mistura sendo proporcional à turbulência e viscosidades do hospedeiro e do invasor.

Outro fator crítico é a velocidade de ascensão do magma invasor, ou seja, a velocidade com a qual ele atinge a base da câmara magmática. Este fator deve determinar a intensidade do impacto, provocando maior ou menor dispersão dos fragmentos do magma (glóbulos) máfico invasor e determinar, em parte, a amplitude do domínio que o invasor deve alcançar dentro do sistema magmático hospedeiro.

As evidências estruturais sugerem que os magmas máficos, não foram injetados no granitóide somente uma vez, mas várias, durante os vários estágios de cristalização do magma granítico. Os diferentes tipos de interação encontrados foram então o resultado de diferentes reologias dos hospedeiros na época das injeções dos magmas máficos; Assim as misturas mecânicas mais ou menos homogêneas, são o produto de misturas por injeção de magmas máficos, quando o magma granítico se encontrava com um percentual de cristais muito baixo, bem abaixo de 30%. Neste estágio, se glóbulos foram formados, convecções ativas e extensivas induzem à dispersão generalizada dos mesmos. Os processos de segregação gravitacional levam à formação de "schlieren" e acamamento. Os cristais que já estavam presentes em um dos componentes, ou em ambos, são total ou parcialmente dissolvidos e manteados tornando-se xenocristais nas rochas híbridas. Os magmas que foram injetados subsequentemente encontraram um magma granítico cuja viscosidade efetiva ainda era baixa, mas o contraste de viscosidade entre os dois, invasor e invadido, já é grande o suficiente para permitir que somente um "mingling" ocorra. Em função do choque mecânico, glóbulos de magmas devem então, por fragmentação do magma, se formar. A viscosidade do magma hospedeiro félsico, entretanto, ainda está suficientemente baixa para permitir a dispersão dos glóbulos nas adjacências do conduto, seja por convecção ou por outras forças dispersivas. O grau de dispersão vai depender quase que exclusivamente do grau de cristalinidade do hospedeiro, com a dispersão sendo tanto menor quanto maior for a cristalinidade. Se a viscosidade é baixa o suficiente para permitir a dispersão, ela é alta o suficiente para evitar que os enclaves afundem. A orientação preferencial que se desenvolve neste estágio, resulta da rotação rígida dos cristais em resposta à deformação do magma, induzida, seja pela atuação da ZCSP (caso do batólito Quixeramobim), seja pelo baloneamento "in situ" (caso do batólito Quixadá). Se não houve deformação, ou seja, em locais onde o magma cristalizou de forma estática, os enclaves permaneceram com forma mais ou menos esférica. Fraturamento precoce e formação de diques sinplutônicos começam a se tornar mais ou menos freqüentes, especialmente quando a fração cristalina se aproxima do segundo patamar. Porque ainda ocorre uma quantidade razoável de líquido residual, o efeito Sederholm pode se pronunciar e assim produzir estruturas brechadas.

Se os magmas máficos são introduzidos quando os magmas félsicos já alcançaram o segundo patamar reológico, ou seja, quando a fração do líquido residual atinge percentuais entre 30 e 35%, o sistema como um todo, já alcançou níveis de viscosidade altos o suficiente para se comportar como um sólido rúptil e daí pode ser afetado por fraturas planas, nas quais os magmas máficos podem ser injetados. As estruturas a serem formadas vão depender das espessuras dos diques; diques finos resfriam rapidamente e o equilíbrio termal (nivelamento de temperatura entre o magma hospedeiro e o invasor) é alcançado em um curto intervalo de tempo. O magma máfico torna-se rígido rapidamente e os diques podem ser desmembrados/dilacerados/boudinados, durante os movimentos subsequentes do sistema magmático hospedeiro, que por ter temperatura do solidus mais baixa, continua móvel por mais algum tempo, após o magma máfico ter atingido seu segundo patamar reológico. Isto corresponde ao efeito Sederholm. Por outro lado, diques espessos (>5m) permanecem líquidos por

grandes intervalos de tempo, podendo causar superaquecimento no granito hospedeiro adjacente. O grande gradiente termal resultante pode produzir uma convecção intensa induzindo, a uma interação química mais acentuada.

A injeção de magmas máficos em rochas graníticas totalmente solidificadas resulta na formação de diques máficos. Neste caso, contraste de viscosidade é tão grande que as interações químicas são completamente inibidas.

As Fontes

As associações litológicas que compõem o batólito Quixeramobim 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 da associação cálcio-alcalina Quixeramobim com outras associações no mundo (p.ex. batólito Central Sierra Nevada, (Dorais et al 1990)), revela que as rochas Quixeramobim apresentam teores de Ba, Sr e ETRL significativamente mais altos que aquelas associações cálcio-alcálicas. Gill (1974); 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).

As características de alto Ba e Sr e ainda P podem resultar 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). Se a porção inferior da litosfera é venulada (veja Foley 1992), de forma similar ao que ocorre aos glimeritos flogopíticos da mina de vermiculita Queimada Nova em Paulistana-PI, então a composição dos elementos traços no líquido, deve ser controlada muito mais pela mineralogia dos 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 orogênico, a litosfera venulada será arrastada para a zona de fusão da cunha mantélica.

Algumas das características de elementos traços (Alta K/Rb, baixo ETRP) podem ser razoavelmente explicada pelo mecanismo de fusão de uma cunha de manto hornblendico, ou seja, 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, entretanto, 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 (As fracas anomalias de Eu, observadas em rochas das várias facies, pode também ser atribuída a uma cristalização fracionada em baixa pressão de plagioclásio e biotita, como sugerido por Clayburn (1983)).

A íntima relação dos magmas cálcio-alcálicos com as mega-zonas de cisalhamento sugerem que este mecanismo é o mais adequado para se obter magmas máficos astenosféricos necessários à geração dos magmas máficos em questão.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, A.F.M.; LEONARDOS, O.H.; & VALEN A, J. -1967- Review on granitic rocks of Northeast South America, IUGS/UNESCO Symposium - Recife-PE. 41p.
- ATHERTON, M. P. & PETFORD, N. -1993 - Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362 144-146.
- BAILEY, J.C. - 1984- Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenoliths in the I-type Petford Granite, north-eastern Queensland. *Aust. Jour. Earth Sci.* 317-23.
- BATEMAN, P.C.; CLARKE, L.D.; HUBER, N.K.; MOORE, J.G. & RHINEHART, C.D. -1963 - The Sierra Nevada batholith - A synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Prof Paper*; 414D D1 - D46.
- BENDER, J.F.; HANSON, G.N. & BENICE, A.E. -1982- The Cortland complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett* - 58 330-344.
- BERGER, A.R. & PITCHER, W.J. - 1970- Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granitic tectonics. *Proc. Geol. Assoc. London* 81 41-62.
- BIRD, P. -1979 - Continental delamination and the Colorado plateau. *Jour. Geophys. Res.* 84, 7561-7571.
- BLACK, R- 1965- Sur la signification petrogenetique de la decouverte d'anorthosite associées aux complexes annulaires sub-volcaniques du Niger. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 260, 5829-5832.
- BLACK, R. & GIROD, -1970 - Late Paleozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationships to basement structure. In: CLIFFORD, T.N & GASS, I.G. (eds) - *African Magmatism and Tectonics*. Edinburgh, 321-326
- 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.
- BRITO NEVES, B.B. & PESSOA, R.J.R. -1974- Considerações sobre rochas graníticas do Nordeste Oriental. In: *Cong. Bras. Geol.*, XXVIII, Porto Alegre, 4, 143-157.
- 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...*; João Pessoa, PB; 79-93.
- CAMPBELL, I. H & TURNER, J.S. - 1986- The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Jour. Petrol* 27 1-30.
- CHAPPELL, B.W. - 1978 - Granitoids from Moonbi district, New England batholith, Eastern Australia. *Jour. Geol. Soc. Aust*; 25 276-283.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. & WIBORN, D. -1987- The importance of residual source of material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrology* 28; 1111 - 1138.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. *Pacific. Geology* 8, 173-174.
- CLOOS, H. -1955- Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Am* 66, 241-256.

- CONCEIÇÃO, H. -1993- Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá 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 La ROCHE, H. LETERRIER, J., GRANDE CLAUDE, P. & MARCHALL, M. – 1980 – A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- DE PAOLO, D.J. - 1981a - Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planett. Sci Lett.* 53, 189-202.
- DEBON, F. & Le FORT, P. - 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*; L3, 135-149.
- DIDIER, J. – 1984 - The problem of enclaves in granitic rocks; a review of recent ideas on their origin. In: XU, Q.K. & TU, G.C.; *Geology of Granites and their Metallogenic Relations*, Science Press, Beijing, 137-144
- DIDIER, J. -1973- *Granite and their Enclaves*. Elsevier, New York, 393pp.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds) - *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- DORAIS, M. J.; WHITNEY, J.A. & RODEN, F. - 1990 - Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*; 31(4), 853-881.
- FERNANDEZ, A. N & BARBARIN, B. -1992- Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds) -*Enclaves and Granite Petrology*. *Developments in Petrology* 13 Elsevier, N. York. 263-275.
- FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. - 1993- Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* 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 0-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.
- GREEN, D. H. & WALLACE, M. E. - 1988- Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*; 336, 459-462.
- GRIFFIN, T.J.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. - 1978- The Moruia batholith and geochemical contrasts between the Moruia and Jinbalyne suites. *Geol. Soc. Aust. Jour.*; 25, 235-247
- GROUT, F.F. -1937- Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48, 1521-1572.
- HARMON, R. S.; HALLIDAY, 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.* A3 10, 709-742.
- HARRIS; N. PEARCE, J. & TINDLE, A. -1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision Tectonics*, Blackwell Scientific Publications, Oxford. 67-81.
- HAWKESWORTH, C. J. & VOLLMER, R. -1979 - Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. *Cont. Mineral Petrol* 69, 151-165.
- HIBBARD, M.J. & WATTERS, R.J. - 1985- Fracturing and dyking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*; 18, 1 - 12
- HILL, R.I.; CAMPBELL, I. H.; DAVIES, G. F. & GRIFFITH, R.W. - 1992 - Mantle plumes and continental tectonics. *Science.* 256, 186-193.

- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1978- Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholith. *Geol. Soc. Aust. Jour.*; 25, 219-234.
- HURLBURT, C.S. - 1935- Dark inclusions in a tonalite of southern California. *Am. Mineral* 20, 609-630.
- IONOV, D.A.; DUPUY, C.; O'REILLY, S. Y.; KOPILOVA, M. G. & GENSHAFT, Y. S. - 1993 - Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace elements signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 119, 283-289.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Jour. Earth Sci.* 8, 523-548.
- IWAO, S. - 1936- On some basic inclusions in granite of Kuga District, Nagato: A study in contamination. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*; 155-162.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. -1982- Plutonic rock type series: discrimination various granitoids series and related rocks. *Jour. Volc. Geother. Res.*; 14, 169-186.
- LE MAITRE, R. W. - 1989 - A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford; 193p.
- 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.
- MIYASHIRO, A. - 1974 - Volcanic rock series in island arcs active continental margins. *Am. Jour. Sci.*; 274, 54-67
- MORRISON, G.W. -1980- Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97-108.
- PALM, Q.A. -1957- Les roches cristallines des Cevennes Me d'Anas a hauteur de Largentiere, Ardeche, France. *Strom Utrecht*, 121p.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. - 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*; 25, 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.; BAILEY, J.C. - 1984- Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenoliths in the I-type Petford Granite, north-eastern Queensland. *Aust. Jour. Earth Sci.* 31, 7-23.
- REYNOLDS, D.L. -1946 - The sequence of geochemical changes leading to granitization. *IBID*; 102-389
- RODDICK, J.A. & ARMSTRONG, J.E. -1959- Relict dykes in the Coast Mountains near Vancouver, B.C. *Jour. Geol.* 67, 603-613.
- 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.
- SIAL, A. N.; MARIANO, G. & FERREIRA, V.P. -1989- Isotope geochemistry of Brasiliano age, coarsely porphyritic K-calc-alkaline granitoids and associated K-diorites, northeastern Brazil. In: *Cong. Bras. Geol* 2 229-240. Rio de Janeiro.
- 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.

Almeida, A. R.; et al.

STOREY, M.; MAHONEY, J. J.; KROENLY, L. W. & SAUNDERS, A. D. – 1989 - Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*; L9, 376-379.

STRECKEISEN, A. -1976- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Review*; 12, 1-33.

TARNEY, J. & JONES, C. E. -1994- Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Jour. Geol. Soc., London*. 151, 855-868.

TNDLE, A.G. - 1992 - trace element behavior in microgranular enclaves from granitic rocks. In:

VAN der MOLEN, I. – 1985 - Interlayer material transport during layer normal-shortening. Part II. Boudinage and pinch-and-swell in migmatite at Sondre Strornijord Airport, west Greenland. *Tectonophysics*; 115, 297-313.

VAN der MOLEN, I. & PATERSON, M. 5. – 1979 - Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral Petrol.* 70, 299-318.

VERNON , R. H. & FLOOD, R. – 1982 - Some problems in the interpretation of microstructures in granitic rocks. In: RUNNEGAR, B. & FLOOD, P. (eds). *New England Geology*, University New England and AHV Club, Armidale, New South Wales, Australia 21 Op.

VERNON, R. H. - Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: micro structural evidence. *Jour. Gephys. Res.* 95, 17849-17859.

WALKER, G. L. P. – 1969 - The breaking of magma. *Geol. Mag*; 106(2), 166-173.