

**PROJETO
ARIM - SERRA DE JACOBINA**

Estado da Bahia

Salvador

2017

**PROGRAMA
GEOLOGIA DO BRASIL**

LITOGEOQUÍMICA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
CPRM- *Serviço Geológico do Brasil*

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

PROJETO ARIM – SERRA DE JACOBINA

RELATÓRIO TEMÁTICO DE LITOGEOQUÍMICA

Autor

Léo Rodrigues Teixeira

SALVADOR, 2017

Sumário

1 Introdução	1
1.1 Considerações gerais	1
1.2 Síntese do magmatismo na área	1
2 Rochas maficas/ultramáficas	2
2.1 Introdução	2
2.2 Rochas ultramáficas e maficas.....	2
2.2.1 Caracterização geoquímica	5
2.3 Discussão.....	8
3 Granitoides	14
3.1 Introdução	14
3.2 Caracterização geoquímica	15
3.3 Origem	18
4 Referências	27

Apêndice Localização das amostras e resultados analíticos

1 – Introdução

1.1 Considerações gerais

A amostragem de rocha no contexto da ARIM-Jacobina foi realizada com dois objetivos distintos: o primeiro foi petrológico e para tanto foram analisadas amostras de rochas magmáticas das unidades ígneas mais expressivas da área; o segundo foi prospectivo, com ênfase para análises de veios de quartzo mineralizados em Au e outras rochas hidrotermalizadas com potencial para algum tipo de mineralização.

Este relatório contém apenas as considerações sobre a litogegeoquímica com fins patrológicos com ênfase para as rochas maficas e ultramáficas presentes no contexto da Serra de Jacobina e para os granitoides intrusivos nos complexos Gavião, Mairi e Saúde. Na medida do possível foi buscado o agrupamento dos tipos litológicos a partir de características comuns no intuído de simplificar a interpretação e evitar descrições repetitivas. Por exemplo, dois ou mais tipos granitoides com nomes diferentes, mas quimicamente análogos e dentro de um mesmo contexto geológico, foram considerados como um só em função de um determinado aspecto químico.

A apresentação será feita de maneira objetiva, com os dados mostrados em tabelas e também em diagramas, todos eles familiares aos leitores. As unidades serão apresentadas, em dois capítulos: (i) rochas maficas e ultramáficas, que tem presença marcante no contexto da Serra de Jacobina e em suas proximidades e (ii) granitoides intrusivos nos complexos Gavião, Mairi e Saúde.

A interpretação foi baseada nos resultados analíticos de 129 amostras analisadas no laboratório GEOSOL. Os óxidos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 foram determinados por Fluorescência de Raios-X, após abertura por fusão de LiBO_2 . Um grande conjunto de elementos-traços e maiores foi determinado por dois métodos cujos códigos da GEOSOL são os seguintes: IMS95A, que utiliza abertura por fusão de LiBO_2 e determinação por ICP-MS e ICM-40B, cuja abertura é multiácida e determinações por ICP-MS ou ICP-AES. Treze amostras de rochas ultramáficas também foram analisadas para Au, Pd e Pt por Fire Assay e leitura por ICP-AES. Nas duas tabelas de resultados inseridas neste texto, os teores dos elementos Cu, Ni, Co, Sc, Cs, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Ta, Hf, Zr, Y, Th U e Elementos Terras Raras (ETR) foram determinados por IMS-95A e Ag, As, Sc, Cr, V, Pb, Zn e S por ICM-40B.

A amostragem foi executada pela equipe do projeto: Carolina Reis, Daniel Augusto de Miranda, Fabrício Pereira dos Santos, Herman Santos Cathalá Loureiro e Rita C. L. M. de Oliveira.

Os boletins com as análises de todas as amostras, na forma apresentada pelo laboratório, estão relacionados em um apêndice no final deste relatório, juntamente com as coordenadas dos pontos amostrados e os nomes das rochas.

Como este é um relatório temático a geologia será considerada de forma pouco minuciosa. Para mais detalhes consultar o relatório e mapa (1:100.000) do projeto ARIM – Serra de Jacobina, em preparação.

1.2 Síntese do magmatismo na área

A área do projeto é composta por uma amplo espectro litológico, que tem como embasamento os complexos Mairi e Gavião. No contexto da Serra de Jacobina predominam rochas metassedimentares cujo maior volume é de quartzitos e metaconglomerados, além de outras rochas do Complexo Metavulcanossedimentar de Mundo Novo e do Complexo Saúde.

A atividade magmática na área do projeto se dá desde os termos mais antigos dos complexos Gavião e Mairi até os mais novos, que são os granitoides com ampla distribuição na área. Nos complexos Gavião e Mairi, predominam rochas ortognaissicas tonalíticas e granodioríticas por vezes fortemente migmatizadas; no Complexo Mundo Novo predomina o magmatismo mafico/ultramáfico.

Representante deste magmatismo são as amostras de pillow lavas interpretadas neste relatório como andesíticas, com teores de SiO₂ superiores a 55%.

O corpo máfico acamadado de Campo Formoso, que contem jazidas de cromo, é outra importante manifestação ígnea na área. Algumas amostras deste corpo foram coletadas, porém não foi possível sua caracterização por se tratarem, em sua maioria, de minério de Cr com até mais de 30% de Cr₂O₃.

Em um dos corpos ultramáficos de direção N-S da Unidade Serra do Coxo, intrusiva nos metassedimentos da Serra de Jacobina, se observa fracionamento mineral entre o centro e as bordas, sugestivos de acamamento por cristalização fracionada e reabastecimento de um magma picrítico (?) com mais de 30% de MgO e conteúdos de alguns elementos, como Si e La que evidenciam contaminação crustal em um corpo horizontalizado, possivelmente um sill. Apenas um dos corpos foi estudado em testemunho de sondagem, mas é provável que os demais também sejam do mesmo tipo.

Outras rochas maficas expressivas na serra são os diques de direção preferencial E-W. São compostos por gabros toleíticos, com assinaturas de magmatismo continental.

Intrusivos nos complexos Mairi, Gavião e Saúde ocorrem inúmeros corpos graníticos com denominações locais como, Campo Formoso, Jaguarari, Flamengo, Piritiba, etc. alguns dos corpos foram datados na década de 80 e suas idades ficam em torno de 1900 Ma. A maioria dos corpos são de granitos com assinaturas crustais, ricos em SiO₂, sendo possível agrupá-los em quatro conjuntos denominados G1A, B e C, G2A e E, G3 e G4. Os quatro conjuntos tem composições que sugerem se tratarem de magmas distintos, produtos da interação entre líquidos produzidos por fusão de crosta ígnea (tonalítica) e fusão de metassedimentos em proporções variadas. Destoa um pouco o conjunto G4 que é sódico e muito diferente dos demais.

2 – Rochas maficas/ultramáficas

2.1 Introdução

As rochas ultramáficas e maficas tem importante presença na Serra de Jacobina e imediações. O corpo ultramáfico mais importante é o Complexo Básico-ultrabásico de Campo Formoso, que abriga a maior mina de Cr do Brasil. Os demais, de direção N-S pertencentes à Unidade Vale do Coxo, são intrusivos na serra. Além destes corpos existe ainda um sistema de diques maficos de direção geral E-W que corta os demais corpos, inclusive o de Campo Formoso. Na região de Pindobaçu foram coletadas amostras de uma pillow lava andesítica do Complexo Metavulcanosseidmentar de Mundo Novo.

Para caracterizar o magmatismo mafico/ultramáfico da área foram analisadas 54 amostras, assim distribuídas: 22 são de testemunhos do furo JBA665 realizado pela empresa Jacobina Mineração e Comércio Ltda (Yamana) sobre um dos corpos ultramáficos da Unidade Vale do Coxo, próximo à mina de ouro João Belo; 07 de cromitito, ultramáfica e dique mafico de Campo Formoso; 05 de afloramentos das ultramáficas N-S e 07 dos diques E-W, 06 pillow lavas (Mundo Novo) e 04 de gabbro com sulfeto. Fora do contexto da Serra de Jacobina foi coletada uma amostra da Suíte São José do Jacuípe e uma das diques de Aroeira, ambas no extremo SE da área e uma de um enclave anfíbolítico em granito da região de Piritiba. Os dados químicos destas amostras compõem a tabela 2.1, e a localização das amostras sobre relevo digital modificado de Embrapa (www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/) está na figura 2.1.

Como os dados de muitas amostras exibiam importante grau de alteração, às vezes evidenciada por altos valores de perda ao fogo (PF), os teores dos óxidos foram normalizados para 100% anidro, forma como estão na tabela 2.1 e como foram interpretados. A PF foi mantida na tabela na linha PF-Original.

O foco da presente interpretação será a Unidade Vale do Coxo, uma vez que as análises dos demais (Campo Formoso, Suíte São José do Jacuípe e diques de Aroeira) servem apenas como informação, devido ao pequeno número de amostras analisadas.

2.2 Rochas Ultramáficas da Unidade Vale do Coxo

Para interpretar esta unidade foi dada preferência às análises do testemunho de sondagem obtido no furo JBA665, executado pela Jacobina Mineração e Comércio Ltda, cujas amostras, em sua maioria, estavam menos alteradas que as de superfície.

O furo cortou o corpo em dois segmentos: (i) segmento superior, do início até 280 m e (ii) segmento inferior, desde 780 até o final do furo a 975 m. Entre os dois segmentos ocorrem metassedimentos do Grupo Jacobina, não analisados quimicamente. A figura 2.2 mostra um perfil simplificado do furo de sondagem e a figura 2.3 um log esquemático com as composições normativas e químicas das amostras.

As duas sequências podem ser assim descritas, de forma sucinta:

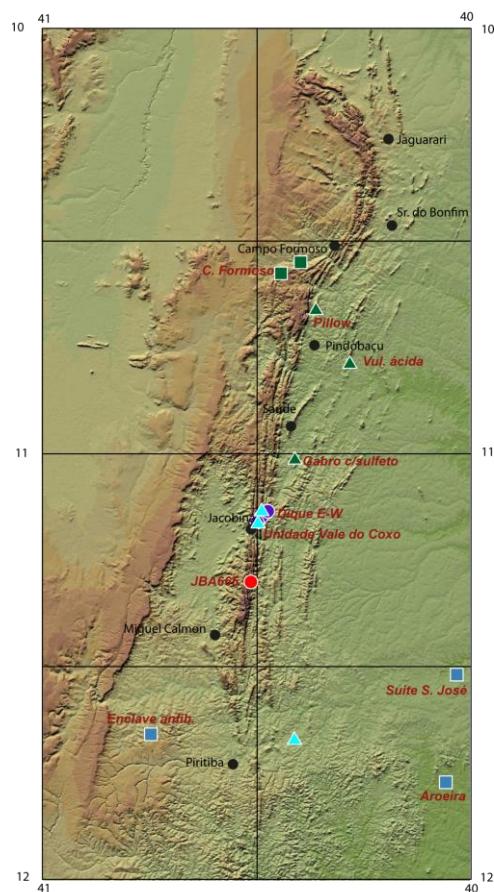


Figura 2.1 – Mapa de localização. Alguns pontos contêm mais de uma amostra.

Segmento Superior (figura 2.3) - Até pouco mais de 60 m de profundidade o furo cortou rochas alteradas. A partir daí as rochas tem as seguintes características macroscópicas: (i) até 106 m as rochas tem aparência cumulática, definidas como 1 e na figura); (ii) em seguida, até 166 m, a rocha é composta por uma matriz fina e afanítica com fenocristais máficos dispersos (3 na figura); (iii) até 203 m a rocha continua afanítica, mas sem fenocristais, serpentinizada e com slikenlines (4 na figura); (iv) a parte final deste segmento, entre 203 e 221 m é constituída por rocha de aparência igual a que ocorre até 166 m (número 3). A partir desta profundidade ocorrem metassedimentos do Grupo Jacobina.

A olivina (Ol) é preponderante entre os minerais normativos da parte mais rasa (amostras D a F na figura 2.3). O conteúdo cai bruscamente da amostra H até L, intervalo onde o hiperstênio (Hy) predomina. Neste trecho surge ainda diopsídio (Di). As amostras finais deste segmento (amostras M, O e P) se mostram ricas em plagioclásio, sem olivina e com quartzo.

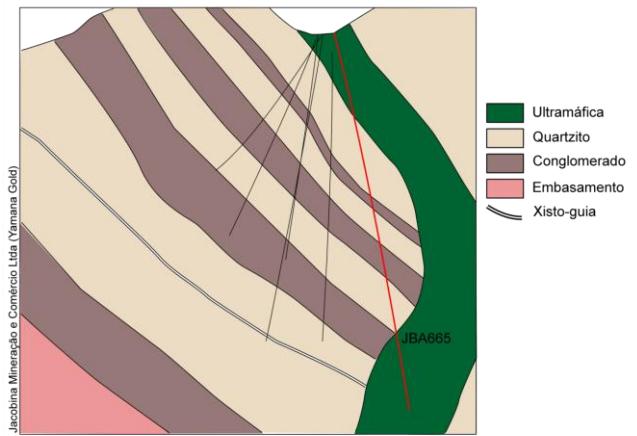


Figura 2.2 – Perfil simplificado do furo JBA665.

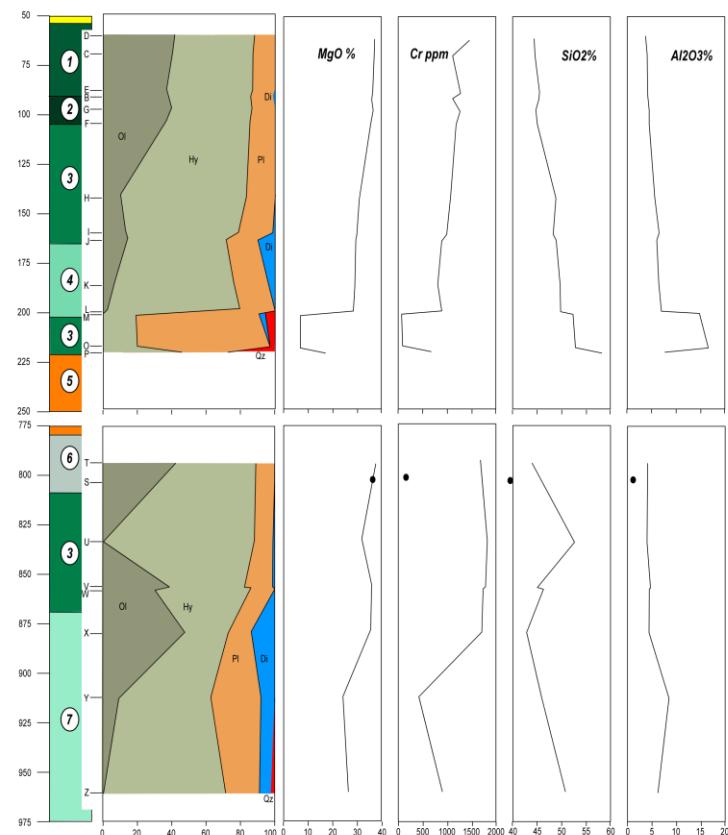


Figura 2.3 – Perfil do furo com minerais normativos. 1: rocha com textura cumulática; 2: textura cumulática mais acentuada; 3: rocha homogênea, afanítica, porfirítica; 4: afanítica fraturada; 5: Grupo Jacobina; 6: semelhante a rocha 3, hidrotermalizada; D, C, E,...: amostras; Ol: olivina; Hy: Hiperstênio; Pl: plagioclásio; Di: diopsídio; Qz: quartzo. Profundidade em metros.

As amostras M,O e P sugerem congelamento de borda de intrusão. Todavia o restante do perfil indica a presença de cristalização fracionada. Apesar de serem descritas como sendo unidade 3, estas amostras de borda mostram, um considerável enriquecimento de SiO_2 e outros elementos, sugestivos

de contaminação com rochas encaixantes. Porém, mesmo descontando a possível contaminação, o líquido não seria capaz de produzir por fracionamento, uma quantidade tão expressiva de rochas de composição ultramáfica.

Segmento Inferior (figura 2.3) - As rochas ultramáficas são novamente alcançadas a 780 m. A rocha é afanítica, com fenocristais máficos (semelhante à rocha 3, vista acima), afetada por muitas fraturas preenchidas por magnetita, produzida por intenso hidrotermalismo (6 na figura) até 834 m, com assembleia mineral localmente caracterizada pela presença de pirita + calcopirita + magnetita. Abaixo de 834 m ocorre uma redução do fraturamento. O testemunho só foi descrito até 895m.

Aparentemente este segmento é mais homogêneo que o superior, com um longo intervalo (amostras T a X) rico em olivina. Uma amostra (U) sem olivina pode ser considerada como um horizonte menos ultramáfico. Outra amostra (S) não foi considerada porque estava fortemente alterada com mais de 25% de perda ao fogo (tabela 2.1). Como está a mais de 800 m de profundidade, a alteração deve ter sido causada pela atuação de um hidrotermalismo mais intenso.

A variação da olivina no segmento inferior sugere que existem níveis cumuláticos deste mineral dentro da rocha 3 mostrados pelas amostras T, V, W e X. Na amostra Z aparece quartzo (Qz), ou seja, na parte central do corpo. O enriquecimento de diopsídio também é significativo nas amostras mais profundas.

Finalmente uma observação relevante é a presença de plagioclásio ao longo de todo o furo, em porcentagens mais ou menos constantes.

2.2.1 Caracterização geoquímica

Elementos maiores

O enriquecimento de MgO é notável na grande maioria das amostras (figura 2.3 e tabela 2.1). Os teores acima de 30% nos cumulatos 1 e 2 demonstram a presença importante de olivina em sua composição. Os perfis de MgO, Cr e SiO₂ no segmento superior mostram uma queda de MgO e Cr contínua, aliada a um enriquecimento de SiO₂ altamente sugestivo de presença de cristalização fracionada a partir de um líquido cuja composição inicial deve ter sido ultrabásica. Corpos ultramáficos acamados, com muita frequência, têm seus líquidos iniciais picríticos (Gill, 2014) com teor de MgO na casa dos 28% e líquidos finais com MgO% entre 15 e 6%, Cr inferior a 200 ppm e SiO₂ em torno de 50%, ou seja, composição semelhante a das amostras M, O e P. Portanto, a queda de teores de MgO e Cr desde o centro até a borda, além do aspecto macroscópico da rocha ser análogo ao da parte mais interna do corpo (litologia 3), impedem que as amostras M, O e P sejam considerados como de borda congelada.

A tendência de cristalização fracionada no segmento inferior é menos visível que no superior. O MgO varia desde mais de 35%, nas amostras mais rasas, até em torno de 25% nas duas mais profundas (Y e Z). Esta tendência é acompanhada pelo Cr que é mais enriquecido que no segmento superior (mais de 2000 ppm). Nas duas amostras mais profundas (Y e Z) seus teores caem para menos de 1000 ppm. O SiO₂ tem valores entre 40 e 45%, mas na amostra Z tem mais de 50%, razão pela qual ocorre quartzo normativo. A amostra U (figura 2.3), apesar de ter mais de 30% de MgO (tabela 2.1), contém também mais de 50% de SiO₂, razão porque não contém olivina normativa.

O Al₂O₃ (figura 2.3) se mantém constante ao longo de todo o furo com valores em torno de 5%. Isto reflete a presença de quantidades também constantes de plagioclásio (Pl) normativo ao longo do furo. A se comprovar a presença de plagioclásio nas ultramáficas deste corpo (faltam análises petrográficas), será pouco provável que seu líquido progenitor tenha sido komatiítico, já que esse mineral não é fracionado em líquidos deste tipo (Arndt, 1994).

Além das alterações provocadas por intemperismo nas amostras superficiais, também a contaminação crustal é evidente ao longo do furo, com teores de SiO₂ muito elevados quando comparados aos de MgO e de alguns elementos traços que serão considerados mais adiante neste relatório. Alterações importantes também são causadas pelo hidrotermalismo intenso que levou os conteúdos de Fe₂O₃ a variarem de maneira pouco coerente no conjunto de análises e ao surgimento de

quartzo normativo em uma amostra localizada a mais de 900 m de profundidade no centro do segmento inferior (amostra DU-665Z, com 26% de MgO e cerca de 51% de SiO₂), ou a queda de SiO₂ a menos de 40% e elevação de CaO a mais de 14% na amostra DU-665S (tabela 2.1; figura 2.3).

Nenhum procedimento foi feito para medir os distúrbios causados por processos pós-magmáticos. Para permitir um estudo mais consistente de todo o conjunto analisado foram utilizadas na interpretação apenas as amostras com mais de 40% e menos de 50% de SiO₂. Desta forma os trends evolutivos ficaram muito mais evidentes, pois as amostras com alterações em SiO₂ também apresentam distúrbios compostacionais em outros elementos que complicam a interpretação.

As figuras 2.4 A, B e C mostram os diagramas de TiO₂, Al₂O₃ e Ni x MgO, respectivamente, onde estão as amostras de testemunho e as dos afloramentos. Estes elementos servem de exemplo para mostrar que as rochas ultramáficas, com mais de 15% de MgO, exibem padrão evolutivo típico de fracionamento controlado pela olivina, enquanto as amostras com menos de 10% MgO mostram distribuição subvertical de TiO₂ e Al₂O₃ característico de rochas toleíticas. Os diques E-W são definidos como toleíticos, porém nas figuras se observam duas amostras ultramáficas caracterizadas como sendo dos diques. Provavelmente houve uma anotação equivocada dessas amostras, já que foram coletadas nos mesmos locais da Unidade Vale do Coxo (figura 2.1).

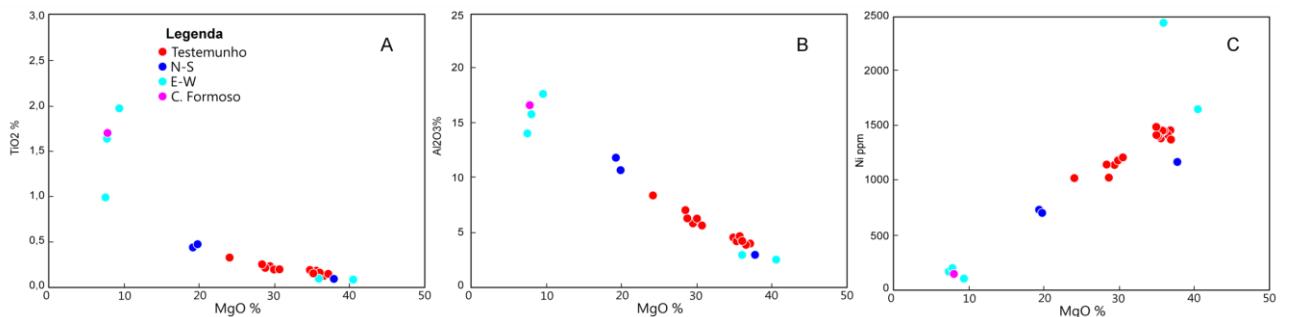


Figura 2.4 – Diagramas de TiO₂, Al₂O₃ e Ni com as amostras com SiO₂ entre 40 e 50% mostrando fracionamento em função da olivina.

Elementos traços

A partir dos agrupamentos em função dos teores de MgO, que ficaram bem claros nos diagramas de elementos maiores, as amostras foram separadas em três conjuntos assim definidos: 1- amostras com mais de 32% de MgO; 2 – com mais de 15% e menos de 32% de MgO e 3 – com menos de 15% de MgO.

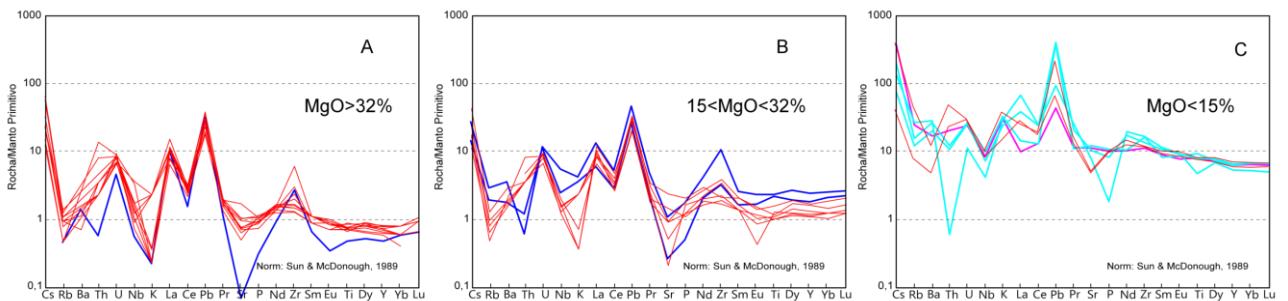


Figura 2.5 – Diagramas multielementares dos três conjuntos. Linha vermelha: testemunho; azul: afloramento ultramáfico; ciano: gárgalo.

Os diagramas das figuras 2.5 A, B e C mostram os espectros dos três grupos e neles é possível notar a evolução de A para B e de B para C, sobretudo no teor dos elementos colocados a direita dos espectros, que são aqueles elementos menos móveis. No lado esquerdo chama à atenção as anomalias negativas de Nb, normalmente associadas ao fracionamento de algum mineral de TiO₂ como ilmenita, ou por origem magmática a partir de um manto metassomatizado. Anomalias negativas de Sr

acentuadas mostram a participação de plagioclásio na diferenciação magmática em foco, seja porque o mineral permaneceu no líquido, seja porque já se fracionou anteriormente.

A amostra de afloramento com mais de 32% de MgO exibe uma anomalia negativa de Sr muito maior que aquelas das demais amostras. Este aspecto mostra o efeito de processos pós-magmáticos nos teores dos elementos e não deve ser reflexo da atuação de qualquer mecanismo de diferenciação.

Os espectros de ETR (figura 2.6 A, B e C) mostram uma distribuição mais compacta e homogênea dos elementos, com elevação consistente à medida que o teor de MgO cai. Uma anomalia negativa acentuada de Eu fica bem caracterizada no intervalo composicional entre 15 e 32% de MgO. As amostras de afloramentos lançadas junto com as de testemunho mostram uma sutil elevação geral dos teores que pode estar mostrando um fracionamento, sobretudo em relação aos ETR pesados. As amostras de gabbro, com menos de 15% de MgO, não exibem espectros homogêneos no diagrama com elementos traços (figura 2.5C), porém os espectros de ETR se mostram mais coerentes entre si, sugestivo da pouca atuação dos processos secundários, como hidrotermalismo e intemperismo sobre as amostras.

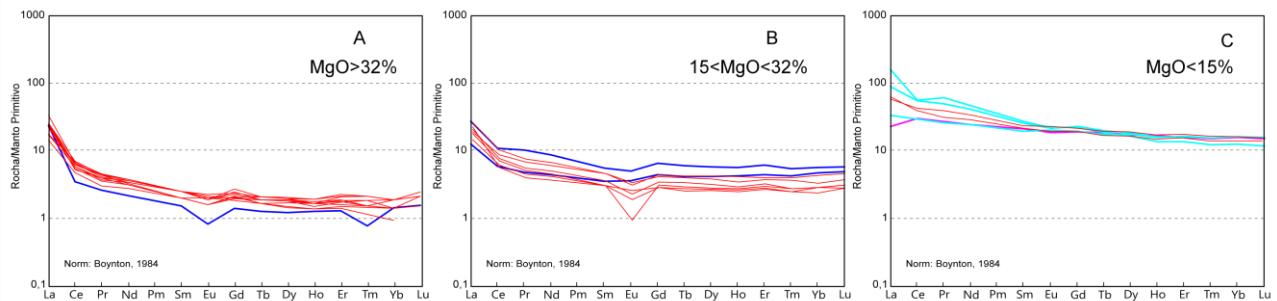


Figura 2.6 – Espectros de Elementos Terras Raras. Mesma legenda da figura 2.5. Notar as anomalias negativas de Eu e Tm na amostra de afloramento da figura A.

Os ETR, elementos classicamente incompatíveis com diferenciados mantélicos, mostram os baixos valores nas amostras com mais de 32% de MgO, que devem ser predominantemente cumuláticas, enquanto no segmento com menos de 32% os teores tendem a se elevar. Tal comportamento é sugestivo de que houve um fracionamento por cristalização fracionada a partir de um líquido com esse teor, onde o plagioclásio começou a se fracionar, conforme sugere a presença de anomalias negativas de Eu importantes. Assim, a litologia denominada 3 na figura 2.3 possivelmente represente a parte de evolução do líquido em contraposição as cumuláticas, que representam o sólido (rico em olivina). A alternância entre as duas composições pode estar mostrando a presença de repreenchimento do sistema.

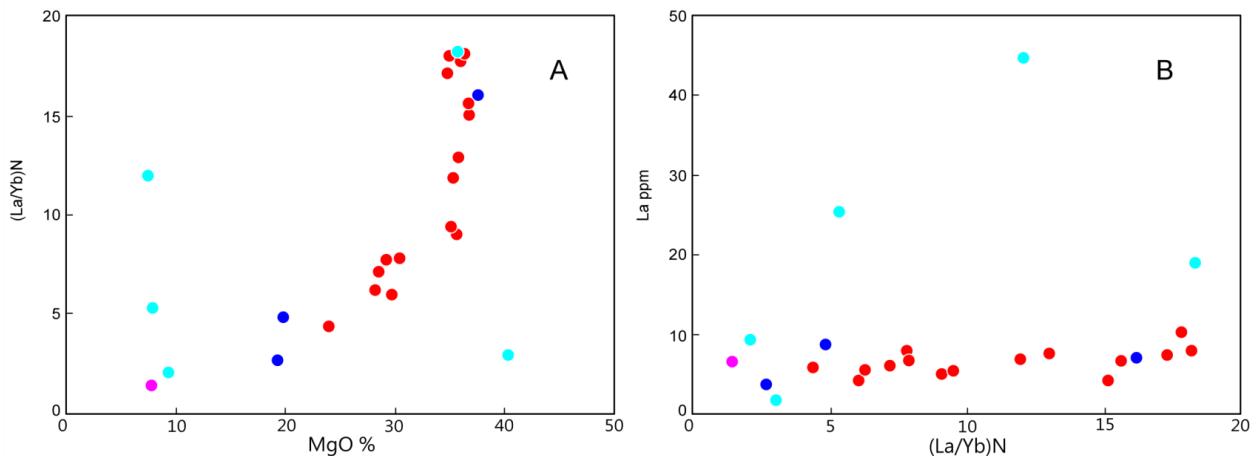


Figura 2.7 – Diagramas A: MgO-(La/Yb)_N e B: (La/Yb)_N-La. Mesma convenção da figura 2.4.

O caso do La. Este elemento apresenta uma concentração muito elevada e fora dos padrões das rochas onde se encontra. Além disso, ele parece não seguir o mesmo padrão evolutivo dos demais

elementos. Para ilustrar melhor o que ocorre com ele foram elaborados os dois diagramas das figuras 2.7A e B. No diagrama 2.7A, as razões $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ (que mostram o fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados) estão relacionadas ao MgO. Nele as amostras exibem uma linha de variação sugestiva de uma evolução por cristalização fracionada, como ocorre com outros elementos, com a razão La/Yb caindo à medida que os teores de MgO diminuem. A figura 2.7B relaciona La ppm com a razão $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$. A razão apresenta uma variação bastante ampla, porém o La permanece sempre num patamar inferior a 10 ppm. Como o La é constante a razão está variando para menos em função da elevação dos teores de Yb, que está se enriquecendo com a diferenciação. Uma interpretação para o fato é que houve uma assimilação muito grande de La a partir de uma fonte não definida e que seus teores permaneceram os mesmos enquanto os demais ETR se enriqueciam no líquido. Quando os teores de MgO caíram abaixo de 15%, o elemento passou a se comportar de forma semelhante aos demais ETR e os espectros ficaram mais planos. Alguns valores muito elevados (figura 2.7B) e erráticos ocorrem nas amostras dos diques E-W, provavelmente em função da atuação de processos pós-magmáticos.

O caso do Zr. Nos diagramas multielementares da figura 2.5 os teores de Zr tendem a ter uma pequena elevação sugestiva de fracionamento, mais acentuada do que ocorre com os demais elementos incompatíveis, a ponto de se tornar uma anomalia positiva. O diagrama da figura 2.8 relaciona o Zr com o MgO. Nela fica pouco clara a presença de fracionamento, pois os teores de Zr são bastante baixos, inferiores a 30 ppm (tabela 2.1). Algumas amostras, no entanto mostram elevação de teor muito acentuada, fugindo do patamar normal das demais. É o caso da amostra RO-106A de um dique E-W (?) com 308 ppm Zr. Esta amostra é a mais rica em MgO (Mais de 40%) entre as estudadas, o que torna pouco provável que tal teor de Zr seja produto do magma original. Como líquidos muito quentes tendem a ser mais contaminados pelas encaixantes que os mais frios (Huppert & Sparks, 1985), é provável que o teor observado tenha sido produzido pela presença, na amostra, de algum cristal de zircão herdado. Isto pode comprometer os estudos isotópicos e levar a definições de idades mais antigas que o real, caso a natureza dos zircões utilizados não seja muito bem definida.

2.2.2 Discussão

Os dados químicos destacados até aqui permitem uma comparação entre as intrusões maficas/ultramáficas da Serra de Jacobina. As rochas ultramáficas da Unidade Vale do Coxo têm uma distribuição química interna que mostra uma variação críptica entre o centro e a borda do corpo que não é comum em diques. Normalmente os diques não exibem variações internas, pela sua forma de colocação vertical/subvertical que não favorece uma diferenciação interna. Normalmente são corpos constituídos por rochas gabróicas bastante diferenciadas, onde a única variação composicional se dá na granulometria, que é mais fina nas bordas, em função do resfriamento rápido, que no seu interior onde os cristais são mais desenvolvidos. Baragar et al (1996) estudaram minuciosamente o enxame de diques Mackenzie, no Canadá, e verificaram a ausência de variações compostionais entre os centros e as bordas dos diques. Isto parece ser a regra, pois inúmeras referências de estudos realizados tanto no Brasil como em outras partes do mundo, sequer citam esta condição interna dos diques. Um caso raro de fracionamento visível entre o centro e as margens de diques são os Scurie dikes, na Escócia (Hall et al, 1990), cujas intrusões picríticas exibem variação compostional transversal nos corpos mais inclinados. Por outro lado, sills são frequentemente acamados, como o de Palisades (Best, 2003) nos

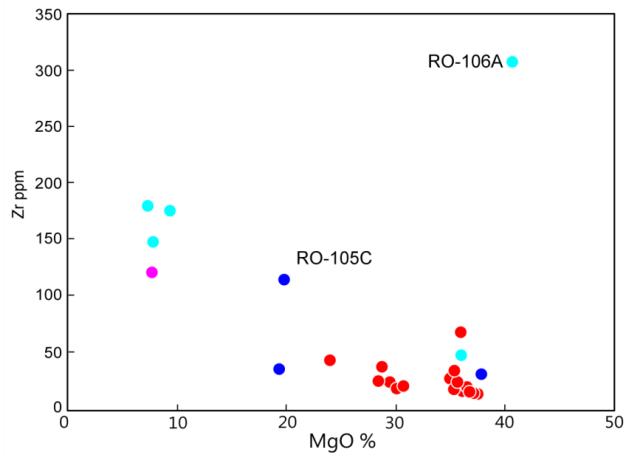


Figura 2.8 – MgO – Zr. Mesma convenção da figura 2.4.

Estados Unidos. Na Bahia ocorrem sills acamadados intrusivos na Serra do Espinhaço, na região de Oliveira dos Brejinhos (Teixeira, 2008).

O testemunho de sondagem mostrou que existe uma variação composicional entre o centro e a borda da intrusão, sobretudo na sua parte mais rasa, até 200m, que é coerente com uma evolução por cristalização fracionada, entre rochas cumuláticas muito magnesianas na parte central e menos magnesianas na borda, caracterizando um perfil que Latypov (1996) definiu como do tipo D onde o teor de MgO aumenta da borda superior até o centro da intrusão e daí até a borda inferior os teores vão diminuindo. No presente caso foi amostrada apenas a parte inferior da intrusão. A evolução de sills deste tipo se dá por correntes convectivas complexas com a presença de reabastecimentos.

A distribuição dos dados sugere a presença de sills ultramáficos com afloramentos de direção N-S, corroborando afirmativas anteriores de Leo et al (1964) e Teixeira et al (2000). Os diques E-W têm características gabróicas, embora algumas amostras tenham mostrado composição ultramáfica, provavelmente por terem sido coletadas em zonas de intersecção entre os dois tipos e serem consideradas, equivocadamente, como diques. Se os corpos forem considerados sills o furo de sonda caracterizado acima (figura 2.2) cortou dois deles. Um aflorante e outro há mais de 800 m de profundidade.

Para definir o magma original, não foi feito estudo de modelagem específica, porém é possível perceber que os sills ultramáficos foram gerados a partir de um magma ultrabásico, com cerca de 32% de MgO (picrítico?) colocados durante um período distensivo da bacia “Jacobina”. Quanto ao magma ser considerado komatiítico (Topitsch, 1993) alguns dados devem ser considerados: (i) a presença de fracionamento de plagioclásio atestado pelas anomalias negativas de Eu nas amostras com menos de 32% de MgO. Segundo Arndt (1994) o plagioclásio não se fraciona a partir de líquido komatiítico; (ii) as razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e Gd/Yb são maiores que as razões condrícticas de 22 e 1, respectivamente, diferentes do que é observado na maioria dos komatiitos.

Resumindo: As rochas ultramáficas intrusivas com direção N-S, da Unidade Vale do Coxo, são representantes de sills, pelo menos em parte, estratificados formados por intrusões de magma ultramáfico com teor de MgO em torno de 32%. A contaminação crustal é bastante intensa e pode ser verificada nas alterações de SiO_2 e também de ETR leves, em particular La e em menor escala por valores erráticos muito elevados de Zr.

Os dados atuais não permitem afirmar se os diques gabróicos toleíticos são produtos da diferenciação do mesmo magma que abasteceu os sills, ou se pertencem a um magmatismo posterior. Podem ser comagmáticos, sobretudo se for levado em consideração os espectros de ETR e os valores anormalmente elevados de ETR que ocorrem tanto nas rochas menos evoluídas como nestas gabróicas.

Como este trabalho foi baseado apenas em dados geoquímicos, as conclusões devem ser consideradas com cautela, pois para serem mais consistentes dependem, ainda, de informações geológicas, petrográficas e isotópicas adicionais.

2.3 Máficas da região de Pindobaçu/Saúde

Com esta denominação estão sendo agrupadas as pillows lavas do Complexo Mundo Novo, que afloram no NW de Pindobaçu e o afloramento de gábrico com sulfetos do sul de Saúde (figura 2.1), cujos dados estão na tabela 2.1. Aparentemente estas rochas não tem qualquer relação com as ultramáficas e máficas tratadas no item anterior e também não tem vínculos genéticos entre si.

Os elementos maiores mostram variações muito acentuadas nas pillow lavas, provocadas pela atuação importante de processos pós-magmáticos. A SiO_2 varia desde 57 até 67%. MgO, Na₂O, K₂O, Al₂O₃ mostram uma grande variação aleatória que deixam o balanço químico das amostras bastante comprometido. Na tabela 2.1 os dados estão normalizados para 100% anidro, o que atenuou o efeito da perda ao fogo elevada, mas, ainda assim deixou distorções fortes na distribuição dos elementos maiores.

O gábrico com pirita também tem seu balanço químico comprometido, o que pode ser comprovado pelos teores de Al₂O₃ inferiores a 10%, quando os teores de SiO₂ são superiores a 51%.

O tratamento dos dados referentes aos elementos traços incompatíveis (figuras 2.9 A e B) mostrou que as pillows são de composição andesito-basáltica com espetros de ETR relativamente planos, anomalias negativas de Eu bastante discretas e pouco enriquecimento de leves. Em princípio tais características são mais compatíveis com um magmatismo máfico toleítico ou calcioalcalino atuante em ambiente aquoso, mas não necessariamente de fundo oceânico.

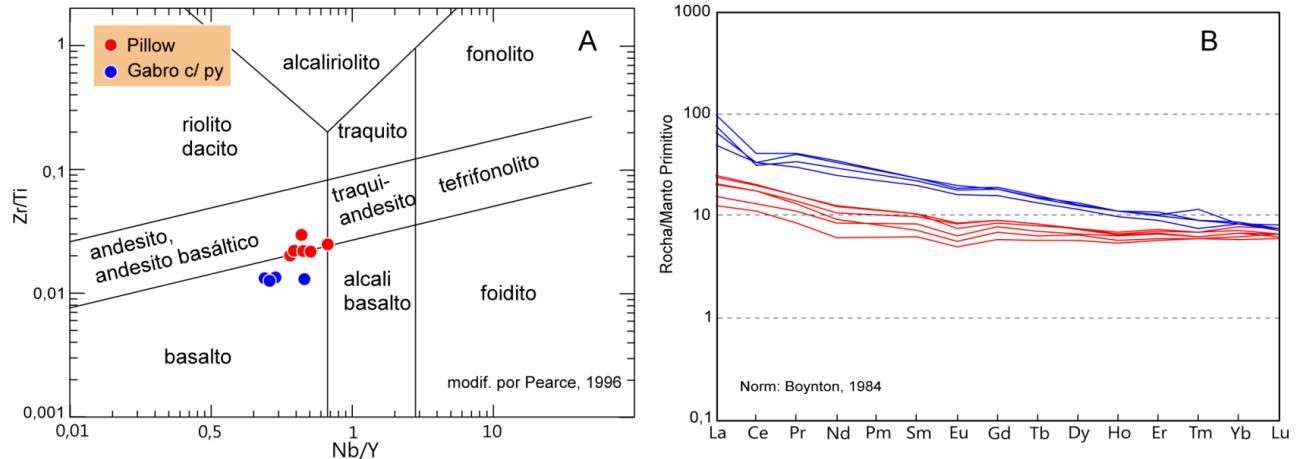


Figura 2.9 – A: diagrama discriminante de Pearce (1996) e **B:** espectros de ETR.

O gabbro com pirita, por seu turno também mostra espectros de ETR bastante lineares, praticamente sem anomalias de Eu e com uma elevação de teores dos leves, característica de contaminação crustal de rochas máficas de ambientes continentais.

N	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
Unidade	Pindobacu	Pindobacu	Aroeira	SSU							
Amostra	DU-213C	DU-213D	DU-213A	DU-154B	DU154A	DU-154D	DU-154C	RO-134	HL-46	HL-05	HL-59C
Rocha	Pillow	Pillow	Pillow	Gb/py	Gb/py	Gb/py	Gb/py	Vulc ácida	Antibolito	Gabro	Gib-norito
Sio2	65,13	66,60	66,76	51,53	51,80	51,69	51,43	70,90	53,43	50,26	48,43
TiO2	0,58	0,52	0,57	0,99	0,96	1,02	0,98	0,31	0,56	1,40	1,11
Al2O3	16,15	15,31	16,13	9,14	8,92	9,24	8,98	14,68	13,98	14,40	14,83
Fe2O3	10,84	10,76	9,16	14,07	13,77	13,78	13,88	3,46	11,09	13,71	13,62
MnO	0,01	<0,01	0,01	0,19	0,19	0,19	0,19	0,04	0,13	0,20	0,20
MgO	0,87	0,84	0,88	10,93	11,08	10,76	11,08	0,95	4,05	6,39	7,47
Cao	0,05	0,05	0,06	11,34	11,38	11,46	11,58	1,97	12,98	10,83	11,30
Na2O	0,11	<0,01	0,11	1,30	1,34	1,34	1,34	3,47	2,80	2,30	2,37
K2O	5,75	5,46	5,81	0,27	0,30	0,27	0,29	4,16	0,90	0,36	0,51
P2O5	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,06	0,02	0,10
Cr2O3	0,44	0,40	0,43	0,16	0,18	0,16	0,17	<0,01	0,05	0,03	0,04
BaO	0,04	0,1	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,1	0,03	0,06	0,02
Nb2O5	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Soma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
PF-original	2,25	2,18	2,3	1,23	1,2	1,05	1,22	0,25	0,23	-0,22	-0,1
mg#	13,71	13,37	16,04	60,63	61,46	60,76	61,28	35,13	42,03	48,01	52,07
Cu	6	7	6	200	142	371	139	8	7	117	88
Ni	32	31	34	297	261	373	157	81	79	128	128
Co	5,4	5,4	5,6	64,6	66,7	73,1	65,6	5,7	28,4	50,4	54,6
Cr	11,00	9,04	10,04	517	452	460	499	22	153	89	115
V	23,7	22,1	24,1	232	207	229	231	28	223	266	261
Pb	5,3	2,8	2,8	4,9	4,3	5,6	6,1	37,8	12,7	2	5
Zn	10	11	12	116	91	113	106	58	69	90	104
Sc	73,9	70,6	77	47,9	47,7	48,6	49	4,4	16,7	45,4	40,5
Cs	1,55	1,51	1,58	0,16	0,19	0,09	0,14	6,44	1,1	0,16	<0,05
Rb	8,3	77,7	83,5	6,2	9,1	6,2	7,2	185,8	37,8	11,2	3,7
Ba	38,1	37,7	39,6	101	133	332	211	539	142	494	61
Sr	22,1	21	20,9	119,3	116	142,2	123	114,4	635,8	166,3	238,6
Ga	17,2	16	17,4	15,8	15,3	15,7	15,1	18,7	45,8	20	19,6
Nb	5,49	4,69	8,27	4,98	5,74	4,57	9,52	17,79	7,3	7,6	4,7
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	0,26	0,26	0,25	0,35	1,8	0,7	0,4	0,57
Hf	1,89	1,62	2,34	2,05	2,03	2,05	2,01	4,46	1,8	2,48	1,98
Zr	77,7	70,2	81,7	77,7	75,4	76,3	76,5	161,7	66,9	90,3	76,2
Y	12,13	11,99	11,95	20,05	20,08	17,72	20,63	32	21,75	21,05	26,09
Th	1,3	1,3	2,6	2,2	2,2	1,8	1,8	3,2	2,4	2,4	2,7
U	1,42	1,32	1,2	0,65	0,66	0,65	0,82	6,78	1,37	0,3	0,3
La	6,2	7,3	4,7	22,8	19,7	14,9	29,6	47,1	20,5	13,5	7,3
Ce	13,9	15,7	10,5	24,7	26,4	26,5	32,3	83,7	26,7	20,4	14,5
Pr	1,69	1,91	1,34	4,02	4,76	3,6	4,85	8,75	3,93	3,03	2,1
Nd	6,3	7,3	5	17,3	19,6	14,7	20,2	29,1	15,9	13,9	9,9
Sm	1,9	2	1,6	4,2	4,5	3,8	4,5	4,9	3,7	3,9	2,9
Eu	0,16	0,62	0,46	1,29	1,43	1,17	1,34	0,75	1,01	1,26	1,03
Gd	2,31	2,31	1,99	4,6	4,67	3,99	4,86	4,55	4,05	4,48	3,69
Tb	0,39	0,39	0,33	0,69	0,7	0,63	0,73	0,69	0,65	0,76	0,67
Dy	2,39	2,32	2,12	4	4,22	3,66	4,1	3,85	3,9	4,77	4,32
Ho	0,47	0,46	0,45	0,78	0,78	0,69	0,79	0,75	0,78	0,96	0,9
Er	1,47	1,4	1,37	2,11	2,09	1,88	2,25	2,19	2,34	2,89	2,69
Tm	0,22	0,2	0,2	0,37	0,29	0,24	0,29	0,31	0,34	0,4	0,38
Yb	1,5	1,4	1,4	1,7	1,8	1,7	1,7	2,1	2,1	2,6	2,6
Lu	0,21	0,2	0,21	0,24	0,24	0,23	0,26	0,3	0,29	0,37	0,38
Ag	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,19	0,21
As	9	8	8	<1	<1	<1	<1	1	<1	5	<1
S	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,12	0,03	<5	<5	0,03	0,1
Au				19	<5	6	<5	6	<5	<5	<5
Pt				8	<5	10	<5	17	6	<5	<5

E-W: diques Leste-Oeste; UM: rocha ultramáfica;
As amostras com profundidade especificada são de testemunhos de sondagem
* Amostra extremamente alterada

Tabela 2.1 -Dados químicos (base anidra) das rochas maficas e ultramáficas

3.1 Introdução

Os granitoides aqui estudados integram um conjunto de corpos graníticos foliados, frequentemente porfiríticos, por vezes protomiloníticos, peraluminosos associados ao lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté et al, 1990) que se estende desde a região de Contendas do Sincorá, a sul, até além da serra de Jacobina, a norte. Os afloramentos ocorrem a leste e a oeste da serra, associados ao embasamento das unidades geológicas do Complexo Jacobina. Apesar da proximidade, eles são intrusivos no grupo Jacobina apenas na região entre Campo Formoso e Jaguarari. Os corpos amostrados foram os seguintes: Areia Branca, Cachoeira Grande, Campo Formoso, Carnaíba, Abóbora, Flamengo, Miguel Calmon, Paulista, Piritiba, Tapiramatá. Além destes corpos algumas amostras foram coletadas em corpos de pouca expressão, bem como em diatexitos da unidade São Bento das Lages pertencente ao Complexo Mairi.

Teores de SiO_2 muito elevados, com poucos valores menores que 70%, apontam para produtos de fusão crustal. Os elementos traços, como, por exemplo, os Terras Raras (ETR), até em amostras de um mesmo afloramento, podem exibir distribuições diferentes. Durante um processo de diferenciação magmática a evolução dos teores de ETR deve ser harmônica e refletir a fusão parcial e a possível cristalização fracionada presente. Nos granitos estudados a distribuição dos ETR é bastante distinta em vários aspectos: fracionamento, ETR totais, enriquecimento em pesados e anomalias negativas de Eu. Como a variação de teores dos elementos maiores entre os vários afloramentos é muito pequena, a causa preponderante desta variação foi a composição do material que se fundiu e a fusão parcial, pois a cristalização fracionada foi muito restrita.

Para uma interpretação mais realista, as amostras foram organizadas dentro de conjuntos com teores mais coerentes, independentemente do local amostrado. Os valores da razão Eu/Eu*, que mede a dimensão das anomalias de Eu, se mostraram apropriados. Assim, de forma empírica, foram definidos quatro intervalos de valores que comportam, de forma harmônica, todo o conjunto de amostras estudadas:

No grupo G1 foram colocadas as amostras com anomalias de Eu (razões Eu/Eu*) negativas mais acentuadas, com valores inferiores a 0,3;

No grupo G2 foram colocadas as amostras com anomalias entre 0,3 e 0,44;

No grupo G3 foram colocadas as amostras com razões entre 0,44 e 0,55;

No grupo G4 estão as amostras com razões superiores a 0,55, que são aquelas com pequenas anomalias negativas e as com anomalias positivas de Eu.

Alguns grupos foram subdivididos utilizando-se outros critérios, que serão explicados mais abaixo.

Os resultados analíticos das 73 amostras utilizadas estão na tabela 3.1 e na figura 3.1 a localização das amostras é mostrada sobre relevo digital modificado de Embrapa (www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/). A distribuição dos grupos ficou coerente, com destaque para a forte presença do grupo G1 na região sul da área, a oeste (granitos de Tapiramatá e Carnaíba) e leste (granitos de

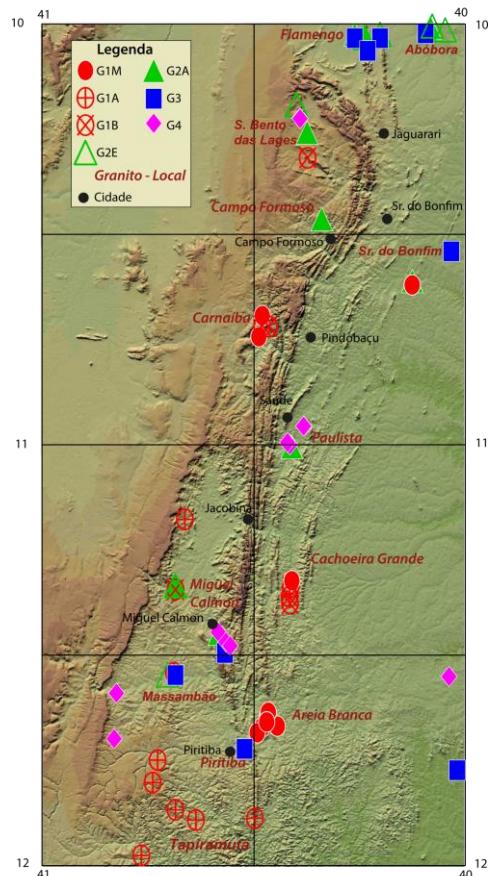


Figura 3.1 – Localização das amostras. Um ponto pode conter mais de uma amostra.

Cachoeira Grande e Areia Branca) da serra de Jacobina. Os grupos G2 e G3 se concentram na parte norte da área (granitos Abóbora, Flamengo, Campo Formoso e São Bento das Lages) e o grupo G4 na parte centro sul da área, ocorrendo parte no lado leste (Paulista) e parte no lado oeste da serra (Miguel Calmon).

O significado dos grupos está diretamente relacionado aos teores observados, assim é admissível a presença de pelo menos quatro magmas graníticos de composição distintas na área.

3.2 Caracterização geoquímica

Para tornar os grupos mais consistentes, como se depreende da tabela 3.1 o grupo G1, em função dos conteúdos de ETR leves foi subdividido em G1B, com os conteúdos mais baixos (<90 ppm), G1A, com os conteúdos mais altos (>260 ppm) e o grupo G1M contendo as amostras com conteúdos de ETR leves intermediários (entre 140 e 230 ppm aproximadamente); o grupo G2, foi chamado de G2E (de Expandido) para as amostras que exibem um trend evolutivo (?) com teores de SiO₂ desde pouco mais de 60% até mais de 75% e G2A (de Agrupado) cujas amostras exibem um cluster sem evolução aparente, cuja distribuição é igual à dos outros grupos.

Elementos maiores

Independentemente do grupo ou do nome atribuído, os granitoides são muito evoluídos, com teores de SiO₂ acima de 70%, normalmente variando entre 72% e 76%. Também quanto ao teor de Al₂O₃ os valores variam pouco, entre 12 e 15%. Duas amostras do granito de Flamengo, pertencentes aos grupos G2E e G3 contêm 21 e 19% de Al₂O₃, respectivamente e seus teores devem ser considerados com reservas, pois tais valores são muito elevados. Os teores de Al₂O₃ são mais elevados nos grupos G3 e G4 (médias acima de 15%), que no G2 e no G1 (este com média de até 12,8% no G1A). Os conteúdos de K₂O e Na₂O variam de forma inversa entre si: o Na₂O varia segundo a sequência G4>G3>G2>G1 e o K₂O segundo G1>G2>G3>G4. Consequentemente a razão K₂O/Na₂O varia segundo G1>G2>G3>G4, onde G1 e G2 são potássicos (K₂O/Na₂O>1) e G3 e G4 são sódicos (K₂O/Na₂O<1).

Comum aos quatro grupos são os baixos teores de P₂O₅ inferiores a 0,1% e os teores relativamente elevados de MgO para granitos tão evoluídos como os ora estudados, que podem ser superiores a 1,5%. Outro óxido que também ocorre por vezes com teores destacados é CaO, com até mais de 1% em amostras de todos os grupos.

Quanto aos elementos maiores os grupos podem ser assim descritos:

G1 – Apresenta anomalias negativas de Eu muito pronunciadas com Eu/Eu*<0,3. Contém amostras predominantemente de Areia Branca, Cachoeira Grande e Tapiramutá. Quimicamente são leucogranitos ferrosos, álcali-cálcicos, peraluminosos (figuras 3.2A, B e C). Deve-se ressaltar que granitos himalaianos do tipo S, characteristicamente se posicionam de forma aleatória em relação ao eixo Y dos diagramas de Frost. No presente caso, não só o G1, mas também os demais se distribuem de forma compacta não parecendo, em princípio, que sejam granitos do tipo S.

G2 – neste grupo os valores de Eu/Eu* estão entre 0,30 e 0,44. Contém as amostras de Campo Formoso e Flamengo, predominantemente, embora suas amostras ocorram, também, dispersas na área dos demais granitoides. O G2A é ferroso, com amostras alcalicálcicas e calcioalcalinas, peraluminoso (figuras 3.2A, B e C). O G2E exibe uma dispersão de SiO₂ que vai desde pouco mais de 60% até mais de 76%, sugestivo de um trend de diferenciação que se desenvolve no campo dos granitoides ferrosos e que oscila entre os campos calcioalcalinos nos termos iniciais e finais passando pelo campo álcali-cálcico nos intermediários.

G3 – Neste grupo os valores de Eu/Eu* estão entre 0,44 e 0,55. Quase a totalidade das amostras pertence aos granitos de Flamengo e Abóbora. Ocorre também uma amostra de um granitoide relacionado ao granito de Senhor do Bonfim e no granito Piritiba.

Seu quimismo evidenciado pelas figuras 3.2A, B e C é ferroso, peraluminoso, em parte álcali-cálcico, em parte calcioalcalino, sendo esta uma util diferença em relação aos demais grupos.

G4 – Presença de pequenas anomalias negativas, ou positivas, de Eu com razões Eu/Eu* superiores a 0,55. Sua principal área de ocorrência é Paulista e Miguel Calmon, além de algumas amostras em São Bento das Lages (Campo Formoso). São rochas sódicas trondjemíticas que nas figuras 3.2A, B e C ficam caracterizadas como magnesianas, calcioalcalinas e peraluminosas.

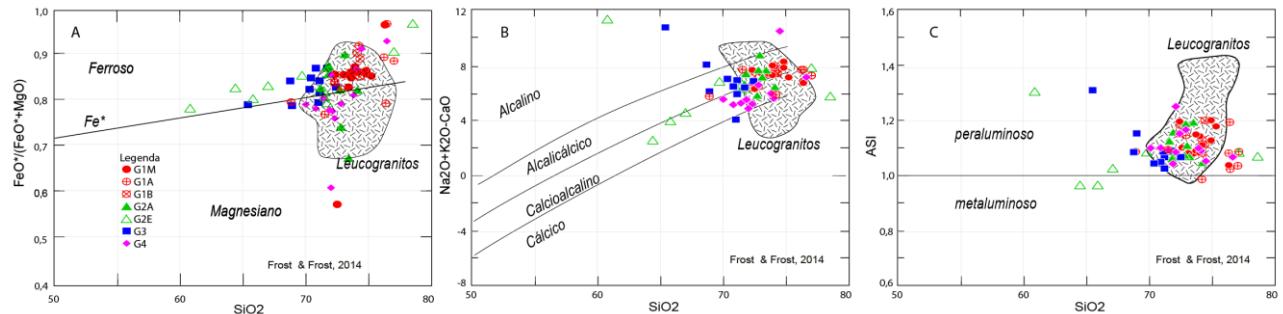


Figura 3.2 – Diagramas de Frost & Frost (2014). A: Índice de Fe; B: Alcalinidade; C: Peraluminosidade.

Elementos Traços

Assim como os elementos maiores, os traços também mostram aspectos que são comuns aos vários grupos. Merecem destaque os valores de elementos importantes para a definição da fonte dos granitos como os teores elevados de Zr, que podem atingir até 690 ppm (em uma amostra do G2A), embora em varias amostras também ocorra com teores de até 50 ppm. O Th também exibe uma faixa composicional que varia desde <0,1 até mais de 40 ppm e o Y que pode atingir até 80 ppm, neste caso bastante coerente com a característica ferrosa dos granitos estudados. Coerentes com esta natureza dos granitos os teores de ETR pesados e o conteúdo total de ETR também são elevados. Os somatórios de ETR com valores de 400, 580 e até mais de 1000 (numa amostra do G3) são aspectos também importantes e coerentes com granitoides ferrosos, mas que são incomuns em granitos produzidos por fusão parcial de metassedimentos.

Outros elementos enriquecidos em granitos produzidos pela fusão parcial de metassedimentos estão com conteúdos bem reduzidos, como é o caso do Li com valores inferiores a 90 ppm, Rb que atinge no máximo 300 ppm (no grupo G3), Sn com menos de 5 ppm e W com a maioria dos valores abaixo de 10 ppm. Deve-se destacar, contudo, a presença de duas amostras, uma do G2E e outra do G4 com 114 e 265 ppm, respectivamente, sem dúvida muito anômalas em relação ao normal destes granitos.

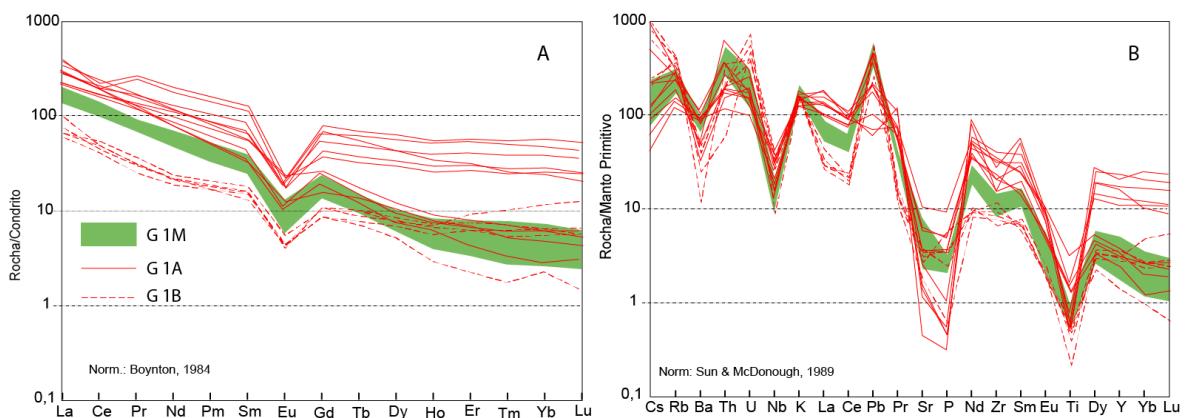


Figura 3.3 – G1. A: Espectros de ETR e B: Espectros de Elementos Traços.

As figuras 3.3A e B exibem os espectros de ETR e de elementos traços das amostras do G1. O fracionamento dos ETR é muito importante, os teores de ETR leves às vezes são elevados o mesmo ocorrendo com os ETR pesados. As anomalias de Eu são muito acentuadas. Os espectros dos três

subgrupos justapostos realçam as diferenças entre eles apesar das anomalias negativas de Eu terem a mesma magnitude. A maioria das amostras do grupo G1A mostra enriquecimento de ETR pesados e acentuado empobrecimento em Nb, Sr, Ti, P em espectros que são típicos de granitos tipo A (ferrosos) e algumas tem espectros cujos teores de pesados ficam dentro do envelope de G1M, evidenciando um relacionamento complexo entre os dois grupos. As demais amostras mostram empobrecimento acentuado em HFSE, sobretudo Nb, Ti, Y e Lu, e enriquecimento em LILE apontando para uma possível origem direta, ou indiretamente relacionada a um manto metassomatizado. Como todas as amostras tem altos teores de SiO_2 , os diagramas ilustram bem as diferenças entre os três tipos granitoides presentes, onde nenhum dos grupos se mostra como possível produto da diferenciação dos demais. Como os granitoides devem ser produtos de fusão crustal, os três subgrupos não podem ser considerados comagmáticos e a variação composicional observada reflete fontes diferentes, seja por terem diferentes naturezas seja por contaminação com material proveniente de rochas encaixantes diversas, ou mesmo por fusões parciais que ocorreram em diferentes profundidades.

As figuras 3.4A e B mostram os espectros de ETR e elementos traços das amostras do G2. O fracionamento de ETR pesados é muito acentuado e os teores de leves são superiores aos do G1, visto acima. Os espectros do grupo G2A são semelhantes ao envelope do G2E, contudo, em termos médios, G2E é mais enriquecido em função dos teores das amostras com teores menores de SiO_2 serem mais altos que nas demais, num comportamento levemente compatível. O diagrama multielementar da figura 3.4B, mostra que em termos de elementos traços, não há grande diferença entre os grupos G1 e G2. O envelope de G2E é mais enriquecido em HFSE que G2A e as anomalias de Sr são menores que em G2E, a semelhança do que ocorre com o Eu.

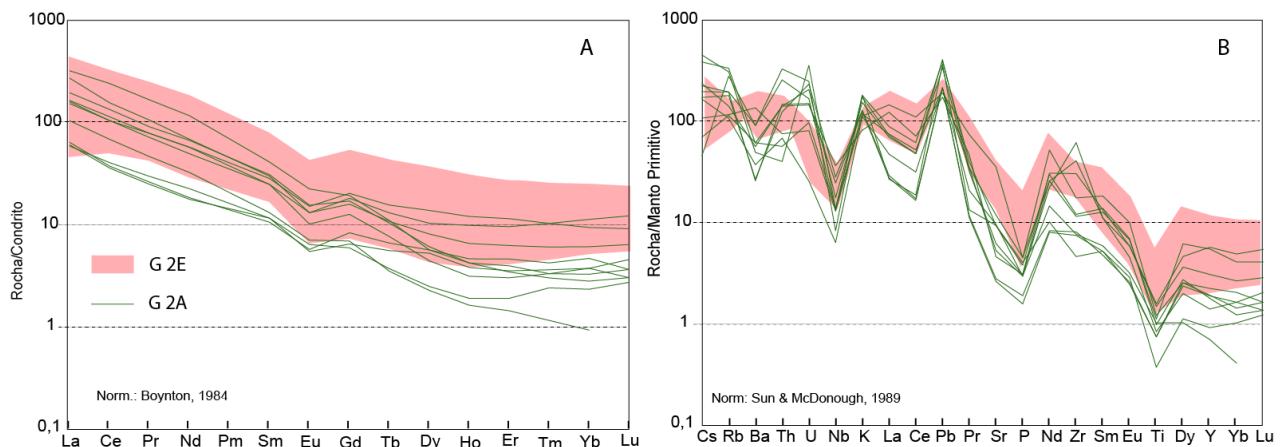
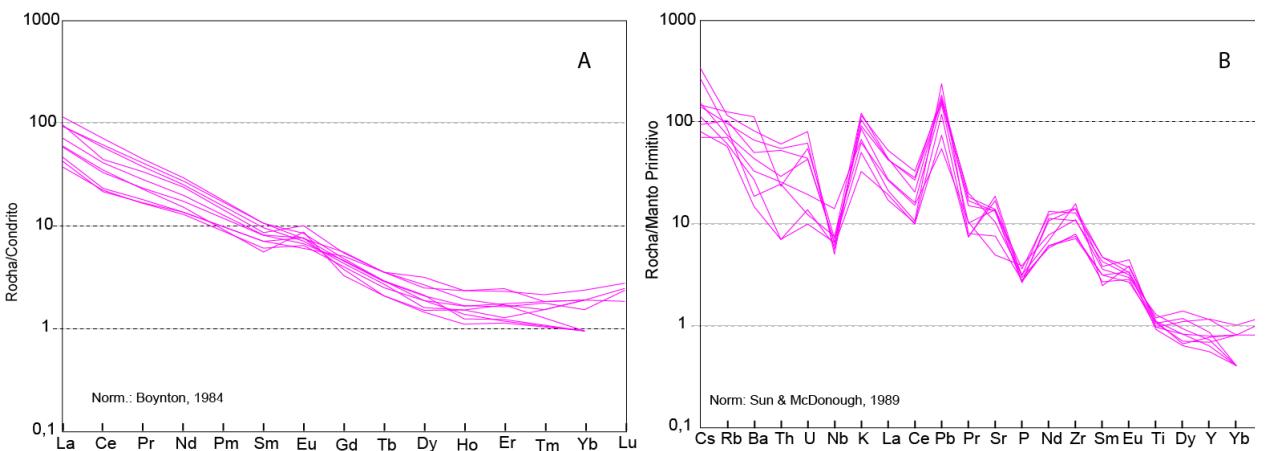
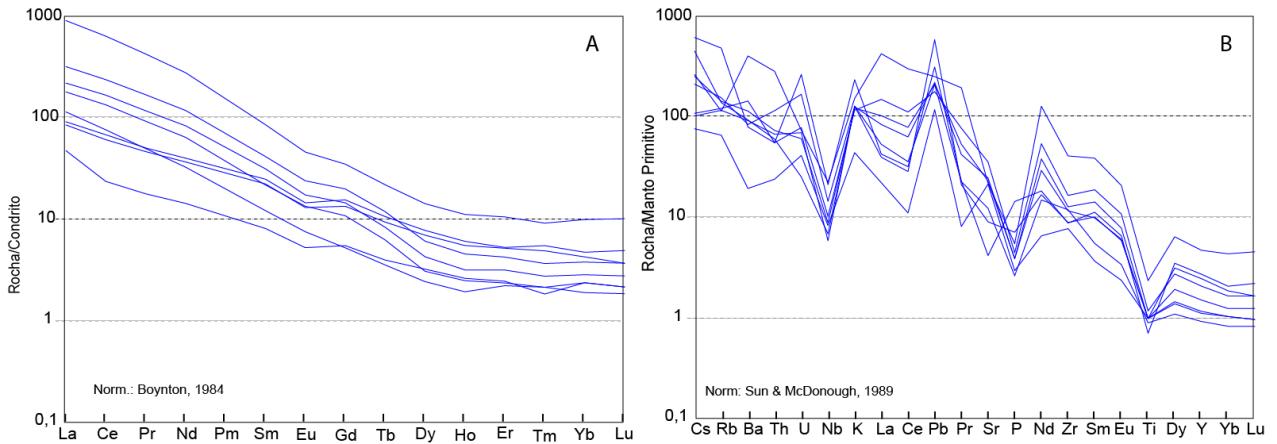


Figura 3.4 – G2. A: Espectros de ETR e B: Espectros de Elementos Traços.

As figuras 3.5A e B mostram os espectros de ETR e Traços das amostras de G3. A distribuição deste grupo é bastante irregular quando observada em diagramas binários e outros não mostrados neste relatório. Os espectros de ETR exibem pequenas anomalias negativas de Eu e fracionamento de ETR totais maior que nos dois grupos anteriores. Os elementos traços no diagrama da figura 3.5B ilustram bem a desarmonia de teores entre as várias amostras, que deve estar refletindo variações compostionais localizadas, mais do que diferentes fontes, já que elas exibem espetros com os mesmos teores e tipos de anomalias que os verificados nos demais grupos.

As figuras 3.6A e B exibem os espectros das amostras do grupo G4. Esse grupo é bastante diferente dos demais e compreende amostras de afloramentos situados em ambos os lados da serra de Jacobina pertencentes aos granitos Paulista e Miguel Calmon e também nos diatexitos São Bento das Lages. Os espectros de ETR são muito empobrecidos com anomalias positivas ou inexistentes de Eu. Segundo Bea et al (1994) este padrão de espectro é observado em leucossomas onde as anomalias positivas de Eu, atribuídas à presença de feldspato, vão gradativamente diminuindo em função do aumento do total de ETR causado pela inclusão de monazita dentro dos cristais de biotita restítica misturados ao líquido. Os teores dos elementos traços são baixos, com destaque para os HFSE do lado

direito do diagrama da figura 3.6B e também para os LILE do lado esquerdo. Assim como ocorre com o Eu, o Sr mostra anomalias positivas importantes na maioria das amostras.



3.3 Origem

Os leucogranitos associados ao lineamento Contenda-Jacobina vêm sendo estudados há muitos anos (Rudowiski, 1989; Sabaté et al, 1990; Cuney et al, 1990; Celino, 1991; Giuliani et al, 1994; Passos, 2008; Santana, 2008; Barbosa et al, 2012, entre outros) e as opiniões sobre a sua origem não são unâimes. Os granitos muito evoluídos, eminentemente peraluminosos, com mineralogia contendo moscovita, biotita, granada e, às vezes turmalina, são condizentes com produtos da fusão parcial de metassedimentos (tipo S). Por outro lado, outras características, como a presença de magnetita e alanita em muitos deles é bastante estranha em granitos deste tipo (Giuliani et al, 1994). Todavia, granitos com composições análogas podem ser produzidos por fusão parcial de material tonalítico, em condições favoráveis (Patiño Douce, 1997). A fusão parcial de rochas pelíticas com conteúdos variáveis de argila leva a composições diferentes de líquidos, porém os resíduos de fusão sempre são ricos em biotita, que em maior ou menor proporção acaba misturada ao líquido (leucossoma) produzido (Patiño Douce & Harris, 1998; Millard et al (2001); Bea, 1991; Bea et al, 1994).

Os leucogranitos produzidos pela fusão parcial de metassedimentos têm características químicas que são diferentes daquelas presentes em produtos da fusão parcial de protólitos ígneos em função das diferentes composições de suas fontes, que irão influenciar no produto final. Uma forma de

tentar caracterizar os tipos ora estudados é compará-los com leucogranitos produzidos por fusão parcial de metassedimentos estudados em outras regiões. Os leucogranitos de duas regiões serão utilizados. Um do SE da China (Huang & Jiang, 2014) e outro de Minas Gerais (Paes et al, 2015).

A produção de magmas enriquecidos em alumínio pode ocorrer de três formas (Huang & Jiang, 2014 e referências lá citadas): (i) cristalização fracionada de anfibólio apesar da rocha fonte não ser saturada em Al; (ii) fusão parcial de rochas basálticas a andesíticas em condições crustais; (iii) fusão parcial de rochas metassedimentares enriquecidas em Al. Nos casos i e ii os produtos serão levemente peraluminosos ou metaluminosos e enriquecidos em Sr. Fusões parciais de rochas tonalíticas a granodioríticas também podem produzir líquidos tanto meta como peraluminosos a depender das condições (Patino Douce, 1997). Em função das diversas fontes e dos resíduos de fusão produzidos e dos minerais posteriormente fracionados os líquidos também mostrarão conteúdos distintos de alguns óxidos e elementos traços. Assim os produtos da fusão de metassedimentos tenderão a ser enriquecidos em alguns elementos e empobrecidos em outros como se observa em Huang & Jiang (2014) e Paes et al (2015). Os granitos “tipo S” tendem a ser, por exemplo, enriquecidos em P ($P_2O_5 > 0,2\%$), Li (>100 ppm), Rb (>200 ppm), Sn (>20 ppm) e W (>10 ppm). Outros elementos, ao contrário tem teores muito baixos, como o Ca ($CaO < 0,8\%$), Mg ($MgO < 0,35\%$), Sr (<100 ppm), Zr (<100 ppm), Th (<20 ppm) e ETR totais (<100 ppm). Estes valores não devem ser usados com discriminantes absolutos na caracterização de um produto de fusão parcial de metassedimentos, porém são forte indicativos, sobretudo se for levado em conta que os produtos de fusão parcial de rochas metaígneas tendem a ser empobrecidos em P_2O_5 , Rb, Li, Sn, W, etc. e ter conteúdos mais elevados em MgO, Zr, Th, Sr e ETR totais, como está ocorrendo com os granitos de Jacobina (tabela 3.1).

Além dos elementos traços e maiores que depõem contra uma origem a partir da fusão simples de rochas metassedimentares, o diagrama de Pearce (1996) da figura 3.7 também mostra a maioria dos pontos caindo em campos que não são típicos dos granitos do tipo S. Os campos observados são os de arco vulcânico e muitas se colocam no campo pós colisional. Como não são produtos de cristalização fracionada o posicionamento no campo dos arcos magmáticos reflete, possivelmente, a herança de rochas geradas neste ambiente. As amostras do campo pós colisional sugerem granitoides com conteúdos definidos pela mistura de material mantélico com crustal, ígneo ou sedimentar, muito comum neste ambiente.

Diagramas multielementares também podem dar algumas indicações. Um dos fatores de normalização testados foi a média da crosta superior (Taylor & McLennan, 1995). A premissa de fusão de material com esta composição média se mostrou inviável pelo grande número de elementos com teores inferiores a média utilizada, ou seja, a maioria dos elementos incompatíveis utilizados ficaria retida nos sólidos residuais. Estes diagramas não serão mostrados neste relatório.

Quando é utilizada a média da crosta inferior (Taylor & McLennan, 1995). Os espectros se mostram bastante coerentes. Na figura 3.8A, B, C e D estão os espectros dos quatro grupos magmáticos, juntamente com as médias dos ortognaisse do Complexo Gavião (Teixeira, 2012) sódicos (Na-ortogn) e potássicos (K-ortogn) produzidos pela anatexia do primeiro, considerados como de composição análogas as das rochas que predominam no Complexo Mairi, presente na área em estudo.

Os espectros dos grupos G1, G2 e G3 tem configurações comuns entre si, como anomalias negativas com valores inferiores as médias da crosta inferior ($=1 \times$ crosta) de Ti, Nb, Y, ETR pesadas além de anomalias negativas acentuadas de Ba. Comparados com o espectro dos Na-ortogn existe um padrão geral bastante semelhante a ele, com variações mais ou menos acentuadas de teores. Tais variações, nos mesmos elementos, frequentemente ocorrem no mesmo sentido das variações exibidas

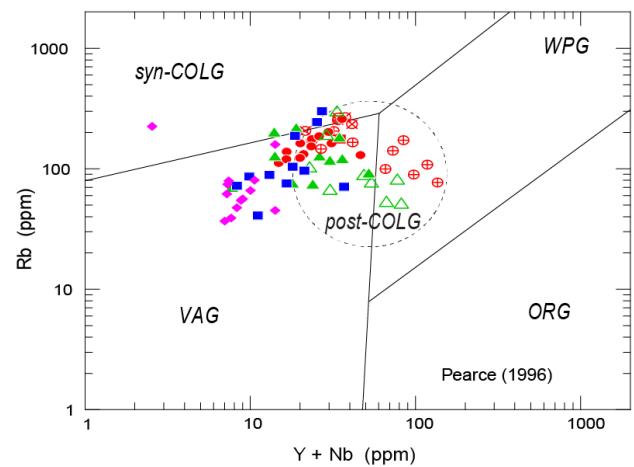


Figura 3.7 – Diagrama de ambientes de Pearce (1996a)

pelo K-ortogn, em relação ao Na-ortogn. Contudo, os elementos do lado direito dos diagramas, de Tb a Yb invertem a direção, passando a enriquecer ao invés de empobrecer como ocorre com os K-ortogn. Esta variação pode ser atribuída a uma mudança na composição da fonte. Como a crosta inferior não é homogênea e contém diferentes tipos litológicos tal mudança composicional deve ser um fato bastante comum.

As anomalias negativas de Ti, Sr, Nb, Ba são compatíveis com resíduos de fusão composto por

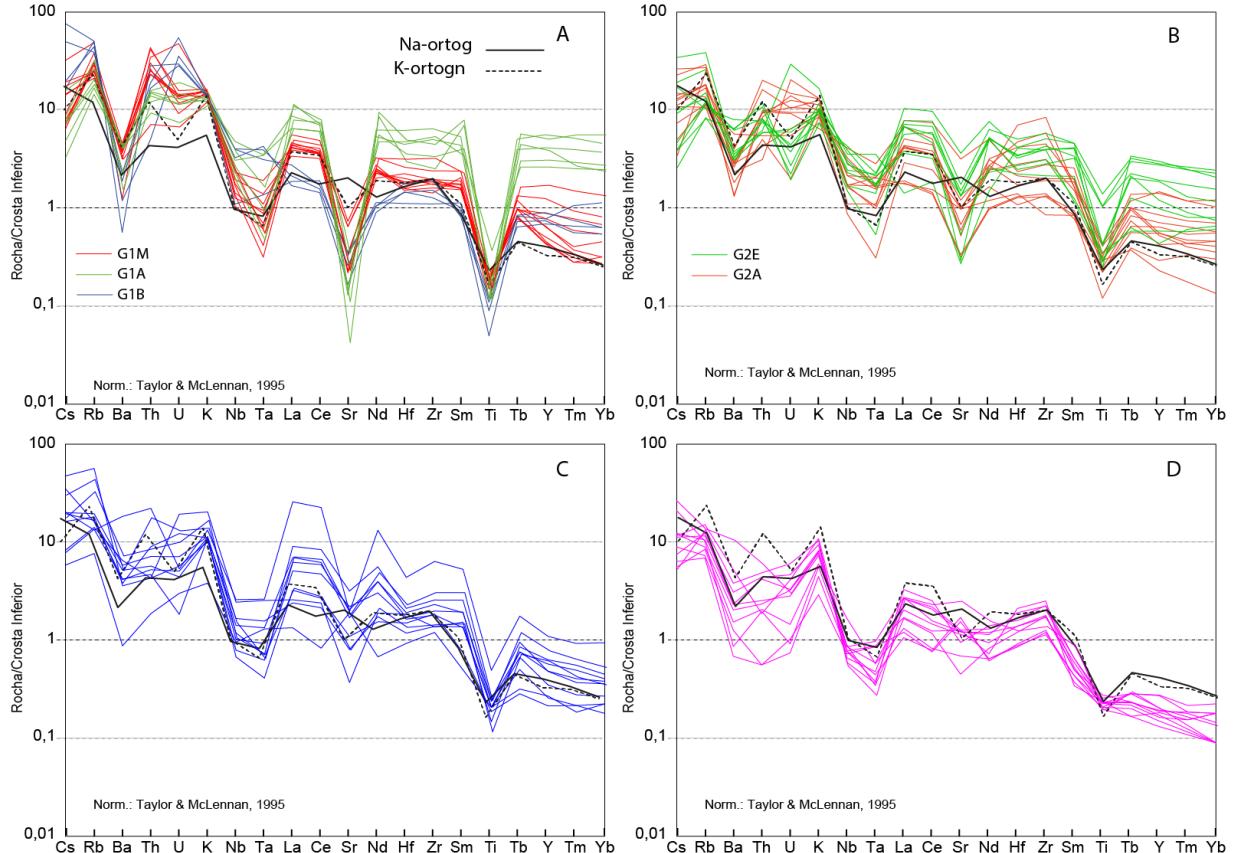


Figura 3.8 – Espectros de elementos traços normalizados pela média da crosta continental inferior. A: G1; B: G2; C: G3; D: G4.

biotita, ilmenita e plagioclásio. Considerando ainda a semelhança entre os espectros do Complexo Gavião e dos granitos pode-se inferir que os mesmos foram produzidos pela anatexia dos Na-ortogn a altas taxas de fusão, aliadas a uma mistura entre líquido e resíduo devido à separação imperfeita das duas fases.

As mudanças importantes nas direções de enriquecimento em relação ao K-ortogn mostram variações locais provocadas pela presença de material de composição diferente da dos Na-ortogn, seja na fonte, que fundiu, seja por contaminação com material das encaixantes.

Uma síntese da provável fonte dos vários tipos granitoides aqui definidos está no diagrama (figura 3.9) com elementos maiores criado por Laurent et al (2014). Em que pese o trabalho ter sido feito considerando apenas granitos arqueanos, os autores mostram que os granitos mais jovens têm características semelhantes. Os granitos deste projeto tem forte semelhança com os granitoides a duas micas ou a biotita arqueanos, considerados produtos da interação entre líquidos da fusão parcial de rochas tonalíticas/granodioríticas e sedimentares e podem ser assim descritos:

A posição do grupo G1 no diagrama sugere que sejam os granitos com a maior contribuição de material metassedimentar em sua gênese; o G2A se mostra mais compatível com a fusão de tonalitos, como os presentes no Complexo Mairi; O G2E mostra um espectro composicional extenso cobrindo uma área do diagrama comum aos granitos híbridos onde as amostras menos diferenciadas têm características de origem a partir da fusão de rochas máficas ricas em K, isto é de zonas de manto metassomatizado e as mais evoluídas exibem a influência de crosta ígnea e metassedimentar; da

mesma forma que G2A, o grupo G3 se mostra mais restrito e com fontes predominantemente de rochas maficas de alto K e crosta ígnea tonalítica. Por fim o grupo G4. Este é totalmente diferente dos demais e exibe características que lembram os TTGs arqueanos, produzidos pela fusão parcial de rochas maficas pobres em K (MORB).

As semelhanças e diferenças relevantes que apontam para a presença de magmas de composições diversas revelados pelos quatro grupos podem ser descritas como segue:

O grupo G1 produto da fusão parcial de crosta ígnea e metassedimentar, onde G1A tem espectros característicos dos granitos ferrosos classicamente denominados de tipo A, mostrando que pelo menos em parte ele é composto por este tipo de magma;

G1M tem espectros análogos ao K-ortogn do Complexo Gavião, mas enriquecidos, relativamente, em ETR pesados e Y;

Os valores de G1B sugerem que sejam produtos de taxa de fusão mais elevada dos Na-ortogn que a que originou os outros componentes do G1.

O grupo G2E mostra a presença de fusão parcial com resíduos de biotita, plagioclásio e ilmenita, como os demais grupos porem mostra também uma variação composicional que pode ter sido provocada pela presença de cristalização fracionada. Como exibe teores de SiO_2 desde valores em torno de 60 % (tabela 3.1) e algumas amostras são metaluminosas, uma fusão parcial crustal é inviável, sendo necessário a presença de algum material mantélico presente em sua origem.

O grupo G2A, com espectros um tanto quanto desarmônicos, segue o mesmo perfil dos espetro de grupo G1M.

O grupo G3 apresenta espetros altamente desarmônicos, provável reflexo de mudança comocional importante nas amostras selecionadas. Produto provável de fusão parcial de crosta ígnea com contribuição de material mafico enriquecido em K.

Os espetros do grupo G4 são bastante diferentes dos demais. São muito empobrecidos em todos os elementos, com algumas anomalias positivas de Sr. Estes conteúdos são análogos aos de leucossomas com mistura de resíduos de biotita e plagioclásio estudados por Bea et al (1994), produzidos pela fusão parcial de metassedimentos pelíticos. Todavia a semelhança ainda mantida com o Na-ortogn mostra que este material também foi importante em sua gênese.

Do que foi visto até aqui, parece viável se supor que as amostras dos vários maciços amostrados estão na realidade mostrando vários magmas distintos definidos pelos grupos G1A, G1B, G1C, G2A, G2E, G3 e G4, produzidos pela fusão parcial da crosta inferior composta por ortognaisses sódicos, e outros componentes metassedimentares em proporções variadas. Tais variações compostionais foram responsáveis pelos vários líquidos produzidos que podem ainda ter tido importantes aportes de rochas encaixantes, sobretudo metassedimentares o que levou a presença de minerais mais afeitos a estes protólitos, como por exemplo, granada e turmalina.

Na figura 3.10 estão lançadas as localizações preferenciais dos vários magmas:

O magmatismo do tipo A caracterizado pelo grupo G1A está presente no granito Tapiramutá. O magmatismo definido pelos grupos G1M e G1B predomina em Cachoeira Grande e Areia Branca.

O grupo G2 ocorre praticamente só na região norte/nordeste do projeto, nos granitos Abóbora, Flamengo e diatexitos de São Bento das Lages. As amostras isoladas que foram coletadas na região sul, precisam ser mais bem caracterizada, tanto geológica quanto quimicamente.

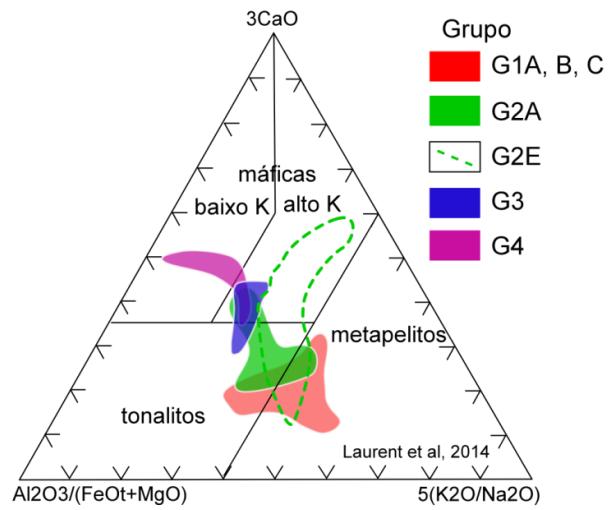


Figura 3.9 – Diagrama com elementos maiores de Laurent et al., 2014.

O grupo G3 representa um magma presente na região de Flamengo, a norte e Piritiba, a sul.

Os granitos sódicos do grupo G4 ocorrem em área muito restrita em Paulista, a leste da serra de Jacobina e Miguel Calmon, junto ao lado oeste da mesma.

A distribuição dos vários tipos magmáticos mostra preferências de localização que podem ter grande importância na evolução tectônica da área no Paleoproterozóica. O presente estudo apenas mostrou de forma muito superficial o que pode ter ocorrido. Estudo mais específico, sobretudo com análises isotópicas poderá ampliar grandemente o entendimento destes granitos, presentes em grande volume ao longo do lineamento Contendas-Jacobina e que talvez se estendam bem mais para norte.

Em suma, os granitos paleoproterozoicos associados ao lineamento Contendas-Jacobina, na região do ARIM-Serra de Jacobina são produtos de um magmatismo constituído por inúmeros pulsos de composições diferentes, oito dos quais foram aqui descritos. Eles são ferrosos (alguns do tipo A), peraluminosos, álcali-cálcicos a calcioalcalinos, sódicos ou potássicos, produzidos pela fusão parcial de ortognaisses sódicos do Complexo Mairi e de material metassedimentar misturados em proporções variadas, conforme sugerem seus conteúdos químicos (que devem refletir também a possível presença de contaminação crustal) e evidências petrográficas, como presença de granada, turmalina e de outros minerais aluminosilicáticos.

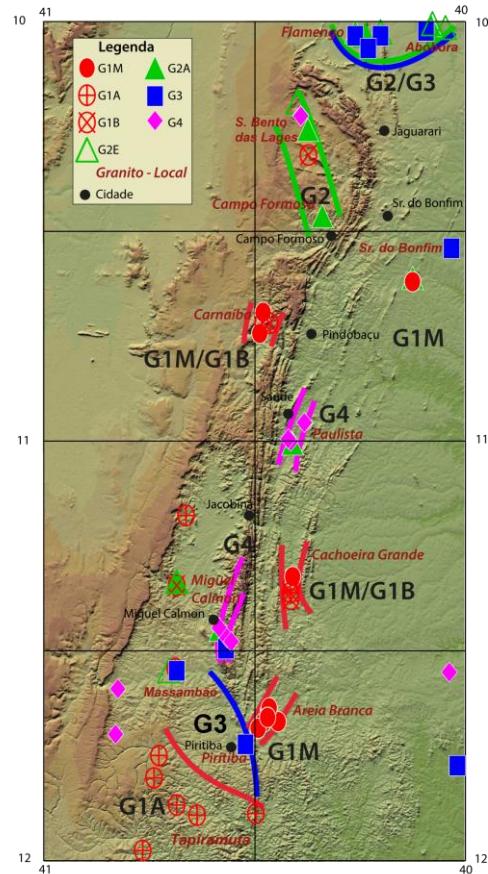


Figura 3.10 – Mapa de síntese com a distribuição dos grupos.

4 – Referências

- ARNDT, N. T. Archaean komatiitos. In: Condie, K. C. (ed) *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier. p. 11-44. 1994
- BARAGAR , W. R. A.; ERNST, R. E.; HULBERT, L.; PETERSON, T. Longitudinal Petrochemical Variation in the Mackenzie Dyke Swarm, Northwestern Canadian Shield. *Journal of Petrology*, 37, p. 327-356. 1996
- BARBOSA, J. S. F.; SANTOS-PINTO, M.; CRUZ, S. C. P.; SOUZA, J. S. Capítulo V – Granitoides In: BARBOSA, J. S.F., *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*, v. 1. CBPM. 2012
- BEA, F. Geochemical modeling of low-fraction anatexis in a peraluminous system: The Peña Negra Complex (central Spain). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, p. 1859-1874. 1991
- BEA, F.; PEREIRA, M. D.; STROH, A. Mineral/leucosome trace-elements partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 111, p. 291-312. 1994
- BEST, M. G. Igneous and metamorphic petrology. Second edition. Blakwell Publishing. 728 p. 2003.
- BOYNTON, W. V. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier. p. 63-114. 1984.
- CELINO, J.J. *Maciço de Jaguarari: arquitetura, impressões petrológicas e a geoquímica de acreções leucograníticas no cinturão transamazônico da Serra de Jacobina – (Bahia, Brasil)*. Dissertação de mestrado. IG-UFBA. 163 p. 1991.
- CUNNEY, M. et al The 2Ga peraluminous magmatism f the Jacobina-Contendas Mirante belt (Brazil): major and trace element geochemistry and metallogenetic potencial. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, p. 123-141. 1990
- FROST, B. R.; BARNES, C.J.; COLLINS, W. J.; ARCUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42. p. 2033-2048, 2001
- FROST, B.R. & FROST, C.D Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press, 303 f., 2014.
- GILL, R. Rochas e processos ígneos. Bookman. 2014.
- GIULIANI, G.; ZIMMERMANN, J.J.; MONTIGNY, R. Ar and 40Ar/39Ar evidence for a Transamazonian age (2030-1970 Ma) for the granites and emerald-bearing K-metasomatites from Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 7, p.149-165. 1994
- HALL, R. P.; HUGHES, D. J.; TURNER, J. Ealy precambrian basic rocks of Greenland and Scotland. In Hall, R. P. & Hughes, D. J. *Early Precambrian Basic Magmatism*. Blackie. London. 1990
- HUANG, L.- C. & JIANG, S-. Y. Highly fractionated S-type granites from the giant Dahutang tungsten deposit in Jiangnan Orogen, Southeast China: geochronology, petrogenesis and their relationship with W-mineralization. *Lithos*, 203-203, p. 207-226. 2014
- HUPPERT, H. & SPARKS, R. S. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 371-386. 1985
- LATYPOV, R. M. The origin of basic-ultrabasic sills with S-, D-, and I-shaped compositional profiles by in situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma. *Journal of Petrology*, 44, p. 1619-1656. 1996
- LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J. F.; DOUCELANCE, R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, p. 208-235. 2014
- LEO, G. W.; COX, D. P.; CARVALHO, J. P. P. *Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil*. Boletim 209, DNPM, Rio de Janeiro. 1964

- MILORD, E.; SAWYER, E.W.; BROWN, M. Formation of a Diatexite Migmatite and Granite Magma during Anatexis of Semi-pelitic Metasedimentary Rocks: an Example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42, p. 487-505. 2001
- PAES, V. J. C.; SANTOS, L. D.; TEDESCHI, M. F. Projeto Avaliação do Potencial do Lítio no Brasil - Área do Médio Rio Jequitinhonha, Nordeste de Minas Gerais. CPRM. 2015
- PASSOS, P. C. D. *Estudo sobre as potencialidades e especializações metalogenéticas dos granitoides paleoproterozóicos da região centro-norte da serra de Jacobina/Bahia, compreendendo os corpos de Campo Formoso, Carnaíba, Jaguarari e Flamengo.* Monografia de graduação. IG-UFBA, 103 p. 2008
- PATIÑO DOUCE, A. E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25. p. 743-746. 1997.
- PATIÑO DOUCE, A.E. & HARRIS, N. Experimental constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology*, 39, p. 689-710. 1998
- PEARCE, J. A. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration.* Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12. p. 79-113. 1996b.
- PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 9, n. 4. pp. 120-125. 1996a.
- RUDOWSKI, L. *Petrologie et geo chimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaiba (Bahia, Brésil), et des phlogopites a emeraudes assiciées.* Tese de doutorado, Université Paris. 290 p. 1989.
- SABATÉ, P. et al The 2-Ga peraluminous magmatism f the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia-Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*. 83, p. 325-338. 1990
- SANTANA, C. E. T. *Estudos sobre as potencialidades e especializações metalogenéticas dos granitoides paleoproterozóicos da região centro-sul da serra de Jacobina – BA, granitoides Miguel Calmon e Mirangaba.* Monografia de graduação. IG – UFBA, 104p. 2008
- SUN, S.S & McDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds). *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 42. p. 315-345. 1989.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33, p. 241-265. 1995
- TEIXEIRA, L. R. Projeto Brumado-Condeúba. Relatório Temático de Litogeocímica. CPRM. 2012.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J. S. F.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, *Tectonic Evolution of the South America.* Cordani, et al (Eds.) Rio de Janeiro, pp. 101–138. 2000
- TOPITSCH, W. M. Geoquímica e petrologia dos ultramafitos e magios da Serra de Jacobina, Bahia: komatiítos, baaltos de alto Mg e toleitos, numa bacia intracontinental. In: SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador, *Anais... Salvador, SBG.* p. 109-111. 1993

Apêndice

Relação de amostras

N	ID	IDLAB	LONGITUDE	LATITUDE	ROCHA
1	CR-017	HHI-182	-40,4110256233	-11,3231227431	Granito Cachoeira Grande
2	CR-018	HHI-183	-40,4137188736	-11,3380008145	Granito Cachoeira Grande
3	CR-019B	HHI-184	-40,4164625667	-11,3611693758	Granito Cachoeira Grande
4	CR-019C	HHI-185	-40,4164625667	-11,3611693758	Granito Cachoeira Grande
5	CR-020A	HHI-186	-40,4155422885	-11,3770592229	Granito Cachoeira Grande
6	CR-027A	HHI-187	-40,6868636137	-11,3442960251	Granito de Miguel Calmon
7	CR-027B	HHI-188	-40,6868636137	-11,3442960251	Granito de Miguel Calmon
8	CR-027C	HHI-189	-40,6868636137	-11,3442960251	Granito de Miguel Calmon
9	CR-029A	HHI-190	-40,6645218923	-11,1773581411	Granito de Miguel Calmon
10	CR-029C	HHI-191	-40,6645218923	-11,1773581411	Granito de Miguel Calmon
11	CR-078	HHH-974	-40,4791330000	-10,7173470000	Granito Carnaiba
12	CR-079	HHH-975	-40,4823140000	-10,7452880000	Granito Carnaiba
13	CR-080	HHH-976	-40,4624030000	-10,7213410000	Granito Carnaiba
14	DU-154A	HHI-251	-40,4154029991	-11,0110140043	Gabro com sulfeto
15	DU-154B	HHI-252	-40,4154029991	-11,0110140043	Gabro com sulfeto
16	DU-154C	HHI-253	-40,4154029991	-11,0110140043	Gabro com sulfeto
17	DU-154D	HHI-254	-40,4154029991	-11,0110140043	Gabro com sulfeto
18	DU-213A	HHI-289	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
19	DU-213B	HHI-290	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
20	DU-213C	HHI-291	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
21	DU-213D	HHI-292	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
22	DU-213F	HHI-293	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
23	DU-213G	HHI-294	-40,3630789984	-10,6611890014	Basalto com pillow lavas
24	DU-665B	HHH-876	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
25	DU-665C	HHH-877	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
26	DU-665D	HHH-878	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
27	DU-665E	HHH-879	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
28	DU-665F	HHH-880	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
29	DU-665G	HHH-881	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
30	DU-665H	HHH-882	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
31	DU-665I	HHH-883	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
32	DU-665J	HHH-884	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
33	DU-665K	HHH-885	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
34	DU-665L	HHH-886	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
35	DU-665M	HHH-887	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
36	DU-665O	HHH-889	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
37	DU-665P	HHH-890	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
38	DU-665S	HHH-893	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
39	DU-665T	HHH-894	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
40	DU-665U	HHH-895	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
41	DU-665V	HHH-896	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
42	DU-665W	HHH-897	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
43	DU-665X	HHH-898	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
44	DU-665Y	HHH-899	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
45	DU-665Z	HHH-900	-40,5167940000	-11,2968550000	Ultramáfica - testemunho
46	FI-067A	HHI-698	-40,4544560000	-10,7294300000	Granito Carnaiba
47	FI-147	HHI-699	-40,4786770000	-10,7031430000	Granito Carnaiba
48	HL-004A	HHI-391	-40,0213816667	-11,7712466667	Granito Piritiba
49	HL-005	HHI-392	-40,0593650000	-11,7730783333	Gabro Aroeira
50	HL-010	HHI-399	-40,7392730577	-11,7984948965	Granito Piritiba
51	HL-011	HHI-393	-40,5005466667	-11,8925333333	Granito Piritiba
52	HL-019	HHI-394	-40,7291750000	-11,7475016667	Granito Piritiba

N	ID	IDLAB	LONGITUDE	LATITUDE	ROCHA
53	HL-020	HHI-395	-40,8325933333	-11,6918616667	Granito Piritiba
54	HL-022A	HHI-396	-40,0419566667	-11,5493000000	Granito Piritiba
55	HL-030	HHI-397	-40,7286883088	-11,7477290258	Granito Piritiba
56	HL-031	HHI-398	-40,6890180936	-11,5438979972	Granito Piritiba
57	HL-038	HHI-400	-40,7691826552	-11,9785396570	Granito Piritiba
58	HL-040	HHI-401	-40,6868707836	-11,8703070137	Granito Piritiba
59	HL-043	HHI-402	-40,6374646204	-11,8934145921	Granito Piritiba
60	HL-046	HHI-403	-40,7447467052	-11,6562128232	Enclave-Anfibolito
61	HL-048	HHI-404	-40,8260877764	-11,5869091640	Granito Piritiba
62	HL-059C	HHH-405	-40,0350666667	-11,5229416667	Gb norito-SSJ
63	RO- 024C	HHH-281	-40,4002316667	-10,5437833330	cromitito friável
64	RO- 024D	HHH-282	-40,4002316667	-10,5437833330	cromitito disseminado
65	RO- 024F	HHH-288	-40,4459233333	-10,5713583333	minerio de Cr de alto teor Fe
66	RO- 026A	HHH-284	-40,4002316667	-10,5437833330	dique diabásio
67	RO- 026B	HHH-287	-40,4459233333	-10,5713583333	piroxenito
68	RO- 026C	HHH-289	-40,4459233333	-10,5713583333	dique diabásio
69	RO-024A	HHH-279	-40,4002316667	-10,5437833330	lump/Cr
70	RO-032A	HHH-784	-40,5231116000	-11,7227566667	Granito Piritiba
71	RO-034	HHH-786	-40,4931683333	-11,6848800000	Granito Areia Branca
72	RO-035	HHH-787	-40,4816666667	-11,6713350000	Granito Areia Branca
73	RO-038	HHH-788	-40,4455450000	-11,6683850000	Granito Areia Branca
74	RO-041A	HHH-789	-40,4155366667	-11,6704066667	piroxenito
75	RO-043	HHH-791	-40,5857966667	-11,4449466667	Granito Miguel Calmon
76	RO-045	HHH-792	-40,5842150000	-11,4581300000	Granito Miguel Calmon
77	RO-046	HHH-793	-40,5670466667	-11,4688900000	Granito Miguel Calmon
78	RO-047	HHH-794	-40,5571600000	-11,4777800000	Granito Miguel Calmon
79	RO-048	HHH-795	-40,5698133333	-11,4948616667	Granito Miguel Calmon
80	RO-049	HHH-796	-40,7061166667	-11,5568533333	Granito Piritiba
81	RO-050	HHH-797	-40,6905316667	-11,5422200000	Granito Piritiba
82	RO-051	HHH-798	-40,4705333333	-11,6590900000	Granito Areia Branca
83	RO-051B	HHH-799	-40,4704966667	-11,6580783333	Granito Areia Branca
84	RO-052	HHH-800	-40,4688616667	-11,6431050000	Granito Areia Branca
85	RO-053	HHH-801	-40,4666083333	-11,6358433333	Granito Areia Branca
86	RO-067A	HHH-810	-40,4114383333	-11,0148283333	Granito Paulista
87	RO-067B	HHH-811	-40,4113316667	-11,0147466667	Granito Paulista
88	RO-068	HHH-812	-40,4156866667	-11,0002466667	Granito Paulista
89	RO-069	HHH-813	-40,4214066667	-10,9948033333	Granito Paulista
90	RO-070A	HHH-814	-40,3830850000	-10,9556183333	Granito Paulista
91	RO-070B	HHH-815	-40,3832416667	-10,9558250000	Granito Paulista
92	RO-071	HHH-816	-40,0939250000	-10,0221450000	Granitoide extremo N da área
93	RO-073	HHH-818	-40,0829383333	-10,0174766667	Granitoide extremo N da área
94	RO-074A	HHH-819	-40,0784416667	-10,0143950000	Granitoide extremo N da área
95	RO-074C	HHH-821	-40,0784416667	-10,0143950000	Granitoide extremo N da área
96	RO-076	HHH-825	-40,0476666667	-10,0235133333	Granitoide extremo N da área
97	RO-086	HHH-837	-40,0331050000	-10,5405066667	Embasamento Caraíba
98	RO-090A	HHH-843	-40,1256824649	-10,6203334756	Granito Lagarto
99	RO-090B	HHH-844	-40,1256824649	-10,6203334756	Granito Lagarto
100	RO-090C	HHH-845	-40,1256824649	-10,6203334756	Granito Lagarto
101	RO-090D	HHH-846	-40,1256824649	-10,6203334756	Granito Lagarto
102	RO-090E	HHH-847	-40,1256824649	-10,6203334756	Granito Lagarto
103	RO-096	HHH-849	-40,2313700000	-10,0639183333	Granito Flamengo
104	RO-096B	HHH-850	-40,2317650000	-10,0636066667	Granito Flamengo
105	RO-097	HHH-851	-40,2019966667	-10,0339116667	Granito Flamengo
106	RO-097B	HHH-852	-40,2019966667	-10,0339116667	Granito Flamengo

N	ID	IDLAB	LONGITUDE	LATITUDE	ROCHA
107	RO-098A	HHH-853	-40,2389216667	-10,0417633333	Granito Flamengo
108	RO-098B	HHH-854	-40,2389216667	-10,0417633333	Granito Flamengo
109	RO-099A	HHH-855	-40,2620500000	-10,0337650000	Granito Flamengo
110	RO-099B	HHH-856	-40,2620500000	-10,0337650000	Granito Flamengo
111	RO-100A	HHH-857	-40,4003450000	-10,2013283333	Granito Campo Formoso
112	RO-100B	HHH-858	-40,3998733333	-10,2020233333	Granito Campo Formoso
113	RO-101A	HHH-859	-40,3918416667	-10,2236883333	Granito Campo Formoso
114	RO-101B	HHH-860	-40,3914966667	-10,2250016667	Granito Campo Formoso
115	RO-102	HHH-861	-40,3748287333	-10,2670976255	Granito Campo Formoso
116	RO-103	HHH-862	-40,3735050000	-10,3178016667	Granito Campo Formoso
117	RO-104	HHH-863	-40,3403583333	-10,4728066667	Granito Campo Formoso
118	RO-105A	HHH-865	-40,5063816667	-11,1643850000	Ultramáfica
119	RO-105B	HHH-866	-40,5063816667	-11,1643850000	Ultramáfica
120	RO-105C	HHH-871	-40,4964500000	-11,1549100000	serpentinito
121	RO-105D	HHH-873	-40,4964500000	-11,1549100000	serpentinito?
122	RO-106A	HHH-864	-40,5063816667	-11,1643850000	gabro
123	RO-106B	HHH-867	-40,5063816667	-11,1643850000	gabro
124	RO-106D	HHH-868	-40,4964500000	-11,1549100000	gabro
125	RO-106E	HHH-869	-40,4964500000	-11,1549100000	gabro
126	RO-106F	HHH-870	-40,4964500000	-11,1549100000	gabro
127	RO-106G	HHH-872	-40,4964500000	-11,1549100000	gabro
128	RO-108	HHH-874	-40,4739900000	-11,1275266667	gabro
129	RO-134	HHI-331	-40,2825350000	-10,7867533333	Vulcânica ácida

Resultados analíticos

Laboratório
Geosol

Métodos

XRF79C *Fusão metaborato, leitura XRF*

IMS95A *Fusão metaborato, leitura ICP-MS*

ICM40B *Digestão multiácida, leitura ICP-MS*

FAI515 *Fire assay, leitura ICP-AES*

