

5 DISCUSSÕES

Os dados petrográficos apresentados mostram que as intrusões de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá são compostas predominantemente de rochas nefelina sieníticas com variações composicionais e texturais cortadas por diques de fonolito. Rochas máficas que representariam o magma precursor desses corpos intrusivos são raramente encontrados nessa província alcalina e no caso das intrusões estudadas nessa tese foram amostrados apenas em Rio Bonito (mela-nefelina sienito). Rochas de composição intermediária entre os litotipos mais evoluídos e menos evoluídos também são raras e foram coletadas duas amostras na intrusão de Soarinho (monzonito). Os minerais opacos são representados por magnetita e em alguns casos pirita.

As rochas alcalinas dessa província costumam ter natureza metaluminosa e mais raramente peraluminosa. Dentro do conjunto de dados apresentado, o que se observa é que Tanguá Rio Bonito e Tinguá seguem essa tendência enquanto que Soarinho destoa e plota majoritariamente no campo peraluminoso. No diagrama Na_2O vs K_2O (Middlemost, 1975) se observa que as amostras de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá plotam nas séries ultrapotássicas e potássica, ao passo que, as amostras de Soarinho plotam na série potássica novamente destoando dos demais corpos.

Os diagramas de variação produzidos com dados das intrusões de Soarinho e Rio Bonito apresentam hiatos composicionais marcantes entre as amostras menos evoluídas e as mais evoluídas. Em ambos os casos, pode-se associar o hiato a uma falha de amostragem, já que em Soarinho não foram amostradas rochas máficas e em Rio Bonito não foram amostradas rochas intermediárias. O mesmo hiato não é observado nos diagramas da intrusão de Tanguá, já que não foram amostradas rochas máficas ou intermediárias nesse caso. A sílica não é o melhor índice de diferenciação quando se trata de rochas alcalinas, dessa forma, foi usado alternativamente o *Differentiation Index* (D.I.) que é a soma dos minerais normativos félsicos ($\text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Ns} + \text{Ks}$).

Nos diagramas de variação da intrusão de Soarinho (figuras 11 e 12) quase todos os óxidos maiores à exceção de Al_2O_3 possuem boas correlações lineares para esse conjunto de dados com valores altos para R^2 . Por outro lado, quando são excluídas as amostras de monzonito os valores de R^2 para os óxidos maiores

diminuem consideravelmente. A forte correlação linear entre as amostras de monzonito e as amostras mais evoluídas em conjunto com o hiato composicional indicam uma evolução por mistura de magma (hibridização) para a intrusão de Soarinho. No caso dos diagramas apresentados para a intrusão de Rio Bonito (figuras 41 e 42) quase todos os óxidos maiores a exceção de Na_2O possuem boas correlações lineares para esse conjunto de dados com valores altos para R^2 . Por outro lado, quando são excluídas as amostras menos evoluídas, os valores de R^2 para os óxidos maiores diminuem, mas ainda assim, apenas K_2O apresenta dispersão. Para a intrusão de Tanguá nenhum dos diagramas apresentados possui correlação robusta. Em linhas gerais, os diagramas de variação das intrusões de Rio Bonito e Tanguá sugerem uma evolução por meio de simples cristalização fracionada ou AFC (*Assimilation and Fractional Crystallization* - cristalização fracionada com assimilação). É importante destacar que duas amostras da intrusão de Soarinho têm nefelina e olivina normativa. Por outro lado, Tanguá e Rio Bonito têm duas amostras com quartzo e hiperstênio normativo. A retirada das amostras com diferente sílica saturação dos diagramas de variação não causa uma mudança significativa nos valores R^2 de modo que as correlações robustas permanecem robustas.

Sorensen (1974) reconheceu três subgrupos de rochas alcalinas. No primeiro, sílica é adequada, mas alumina é deficiente, logo, os minerais que acomodam o excesso de álcalis incluem piroxênios e anfibólios sódicos. No segundo subgrupo, alumina é adequada, mas sílica é deficiente. Essas rochas contêm feldspatóide junto com micas, hornblenda e/ou augita e formam rochas tal como nefelina sienitos metaluminosos. No terceiro subgrupo, alumina e sílica são deficientes, de modo que, feldspatóides, piroxênios sódicos e anfibólios sódicos cristalizam. Essas rochas incluem nefelina sienitos peralcalinos. O diagrama Al vs FSSI (Frost e Frost, 2008) inclui, em três quadrantes, os três subgrupos de rochas alcalinas descritos acima além de um quarto quadrante (com alumina e sílica adequados) que inclui rochas metaluminosas e peraluminosas com quartzo.

O diagrama Al ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ molecular) vs FSSI ($\text{Q} - \text{Lc} + [2\text{x Ne} + \text{Kp}]/100$) cruza um parâmetro de alumina saturação (Al) com um parâmetro de sílica saturação (FSSI). Dessa forma, no eixo vertical do diagrama, rochas com teor de alumina adequado ou em excesso apresentam $\text{Al} > 0$, enquanto que, rochas com deficiência em alumina apresentam $\text{Al} < 0$. Já no eixo horizontal do diagrama, rochas

insaturadas em sílica apresentam $FSSI < 0$, enquanto que, rochas saturadas ou com sílica em excesso apresentam $FSSI > 0$.

As figuras 15, 30, 45 e 59 apresentam o diagrama Al vs FSSI com dados das intrusões de Soarinho, Tanguá Rio Bonito e Tinguá respectivamente. O diagrama reforça a diferença na química das rochas da intrusão de Soarinho que plotam no campo referente a rochas metaluminosas e peraluminosas com quartzo em relação a Tanguá, Rio Bonito e Tinguá que plotam no campo das rochas metaluminosas com feldspatóide. De acordo com os autores, assimilação crustal pode causar a transição de magmas insaturados ($FSSI < 0$) a saturados em sílica ($FSSI > 0$).

Motoki *et al* (2010) elaboraram um diagrama muito semelhante ao supracitado no qual também cruzaram um parâmetro de alumina saturação $Na+K/Al$ (mol) com um parâmetro de sílica saturação (*Silica Saturation Index* - SSI). O SSI diferentemente do FSSI de Frost e Frost (2008) é obtido através de um cálculo molecular baseado nos elementos óxidos maiores com exceção de TiO_2 e P_2O_5 . O diagrama funciona de modo análogo ao dos autores supracitados, de modo que, rochas com $SSI > 0$ são saturadas em sílica e plotam nos quadrantes superiores e rochas com $SSI < 0$ são insaturadas e plotam nos quadrantes inferiores. Dessa forma, a linha posicionada em $SSI = 0$ funciona como um limite termodinâmico. Magmas insaturados em sílica não evoluem para magmas saturados ou supersaturados, porém, assimilação crustal permite a transição dessa barreira termal.

No diagrama supracitado (Motoki *et al.*, 2010) as rochas gnáissicas e graníticas do embasamento plotam no quadrante superior esquerdo ($SSI > 0$ e $[Na+K]/Al > 1$) enquanto que as rochas alcalinas plotam nos quadrantes inferiores esquerdo e direito ($SSI < 0$). A seta indica uma tendência de assimilação crustal com magmas cruzando o limite termodinâmico ($SSI = 0$). Os dados de Tanguá e Rio Bonito indicam algum grau de assimilação crustal não observada nos dados preliminares de Tinguá. Por outro lado, os dados de Soarinho plotam inteiramente no campo superior indicando uma possível participação majoritária de crosta, ou seja, uma fonte crustal.

O padrão de elementos terras raras normalizado ao condrito observado para as intrusões de Soarinho, Rio Bonito e Tinguá é de enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados associado a anomalias negativas de Eu. O enriquecimento em terras raras leves pode estar associado a uma fonte mantélica

enriquecida, a baixos graus de fusão parcial da fonte ou ainda a assimilação de crosta continental (Winter, 2010). A hipótese de fonte mantélica enriquecida é corroborada pelos valores negativos de ϵ_{Hf} .

De acordo com Yu-Sheng-Zhu *et al*, (2016) líquidos em equilíbrio com granada no resíduo têm valores significativamente maiores das razões La/Yb e Gd/Yb que aqueles com espinélio. Dessa forma, valores extremamente altos das razões La/Yb (55 - 137) e Gd/Yb (3,4 - 8,8) combinados com baixa abundância em REE pesados sugere que granada foi uma fase residual na fonte. Usando esse critério, as razões citadas acima indicam que granada não foi uma fase residual na fonte, já que, os valores médios para as intrusões de Soarinho (La/Yb = 26 e Gd/Yb = 2), Rio Bonito (La/Yb = 44 e Gd/Yb = 3,2) e Tinguá (La/Yb = 29 e Gd/Yb = 2,5) não corroboram essa hipótese. A partir desses resultados pode-se sugerir um manto enriquecido sem granada para a fonte das rochas estudadas nessa tese.

Em diagramas multi elementares normalizados ao manto primitivo se observa que no geral, tanto para Soarinho quanto para Rio Bonito, as amostras são enriquecidas em elementos litófilos de raio iônico grande (*LILE - Large Ion Lithophile Elements*). No entanto, algumas amostras apresentam padrões marcadamente diferenciados. No caso de Soarinho, as amostras de álcali feldspato sienito e álcali feldspato traquito apresentam padrões semelhantes com anomalias negativas em Ba, Sr, P e Ti sugerindo uma relação genética entre esses litotipos. Por outro lado, os quartzo sienitos são enriquecidos em Ba e Sr em relação às amostras supracitadas e os monzonitos apresentam um padrão sem as referidas anomalias negativas e um pouco mais enriquecido em Ba em relação aos quartzo sienitos. No caso de Rio Bonito, os padrões não apresentam diferenças significativas sugerindo que as amostras podem estar correlacionadas geneticamente. Para as quatro amostras de Tinguá os diagramas apresentam padrões semelhantes indicando relação genética.

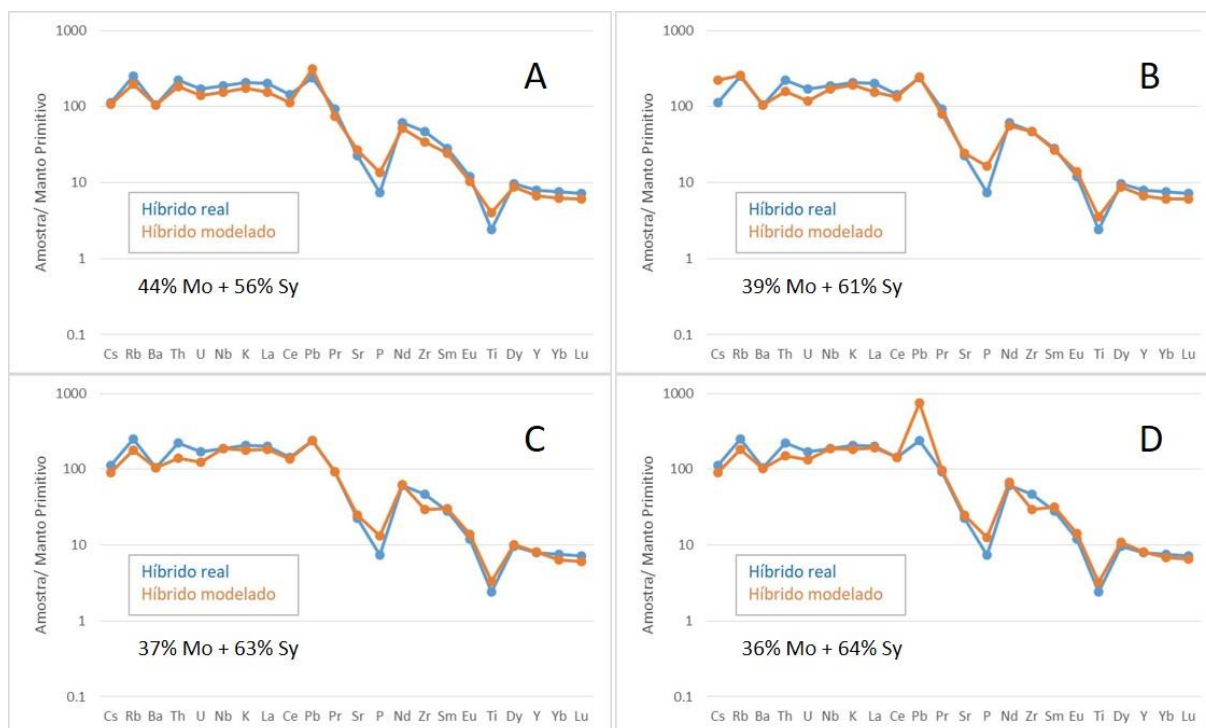
As amostras de quartzo sienito apresentam grãos de plagioclásio zonado o que denota algum tipo de perturbação no magma. Uma hipótese de processo que tenha ocorrido é o de mistura magmática. Valença (1980) sugeriu que os litotipos mais antigos da intrusão de Soarinho seriam os monzonitos e os álcali sienitos e que os quartzo sienito seriam uma fase mais tardia. Dessa forma, pode-se pensar num modelo de mistura magmática entre monzonito e álcali sienito dando origem ao

quartzo sienito. Com isso em mente, procedeu-se um cálculo por meio de elementos traço usando a formula proposta por Powell (1984): $C_H = (f \cdot C_1) + ((1-f) \cdot C_2)$

Onde C_1 , C_2 e C_H são as concentrações de um elemento traço no magma 1, no magma 2 e no magma híbrido resultante respectivamente, e f é a porcentagem do magma 1 na mistura. Os resultados foram plotados em um diagrama multi elementar normalizado ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) de modo que se possa visualizar o ajuste do padrão das amostras reais com o híbrido hipotético.

A figura 67 mostra quatro exemplos de modelamento os quais envolveram uma mistura entre monzonito e álcali feldspato sienito dando origem a um quartzo sienito. Nos quatro diagramas foram usadas as amostras SOA-02A (monzonito) como magma 1 e SOA-01B (quartzo sienito) como o magma fruto da mistura ou híbrido. Como magma 2 foram usadas as quatro amostras de álcali feldspato sienito: SOA-05, SOA-03, SOA-06A e SOA-06B. Os diagramas mostram bons ajustes para as seguintes proporções de mistura: 44% da SOA-02A mais 56% da SOA-05 (figura 67A), 39% da SOA-02A mais 61% da SOA-03 (figura 67B), 37% da SOA-02A mais 63% da SOA-06A (figura 67C) e 36% da SOA-02A mais 64% da SOA-06B (figura 67D).

Figura 67 - Diagramas multi elementares normalizados ao manto primitivo mostrando o ajuste entre um híbrido real (quartzo sienito) e um híbrido modelado.



Legenda: Mo = monzonito, Sy = álcali feldspato sienito.

Fonte: O autor 2019.

A maior concentração de elementos terras raras leves em relação aos pesados é comum a todas as rochas estudadas e sugere uma fonte enriquecida ou a participação de crosta continental onde esses elementos se concentram. Além disso, esses elementos são indicadores de contaminação crustal. Por outro lado, não há anomalias negativas de Nb nesses diagramas o que indicaria essa participação crustal. Por outro lado, a concentração média de Sr na crosta continental é menor que 400 ppm (Rudnick e Gao, 2003). Das quatro intrusões analisadas apenas Soarinho possui média abaixo desse valor (326 ppm) ao passo que Tanguá, Rio Bonito e Tinguá possuem valores acima disso (868 ppm), (601 ppm) e (677 ppm) respectivamente. De acordo com o exposto, não se pode descartar uma importante contribuição crustal pelo menos para a intrusão de Soarinho.

De modo geral, os dados apresentados apontam na direção de uma fonte mantélica enriquecida o que é corroborado pelos valores de ϵ_{Hf} negativos e também pelo enriquecimento em elementos terras raras leves. Os dados geoquímicos também sugerem algum grau de contaminação crustal para as amostras analisadas o que também encontra apoio nos isótopos de Lu-Hf. Em acordo com o exposto acima, dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da intrusão de Tanguá variando de 0,705 a 0,709 sugerem uma fonte predominantemente mantélica possivelmente com um pequeno grau de contaminação crustal ou derivação de um manto anômalo (Valença, 1980). Ainda de acordo com Valença (1980), razões isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ indicam assimilação das encaixantes gnáissicas para as intrusões de Soarinho, Tanguá e Rio Bonito. O exposto acima não exclui a possibilidade da participação de crosta mais antiga na gênese dessas intrusões.

Três amostras da intrusão de Soarinho foram datadas: um monzonito de 60 ± 2 Ma, um quartzo sienito de 58 ± 2 Ma e um álcali sienito de 58 ± 2 Ma. Considerando apenas as idades apresentadas e tendo em vista seus erros (2 Ma), não é possível afirmar que essas rochas tenham cristalizado em tempos diferentes, já que, possuem a mesma idade dentro do erro. Porém, relações de campo indicam que o monzonito é a rocha mais antiga e que os quartzo sienitos correspondem a uma fase posterior (Valença, 1980). Pode-se então sugerir que Soarinho foi formado por pelo menos três pulsos magmáticos (indistinguíveis geocronologicamente a partir da técnica usada nessa tese) corroborados pelo modelo de mistura de magma, sendo que, o primeiro teria gerado o monzonito e dois pulsos subsequentes teriam

gerado os álcali sienitos e quartzo sienitos. Tanguá, Rio Bonito e Tinguá por sua vez apresentam idades semelhantes dentro do erro. Esses dados mostram que, em escala local, os corpos dessa província apresentam pulsos de diferentes idades alojados em curtos intervalos de tempo.

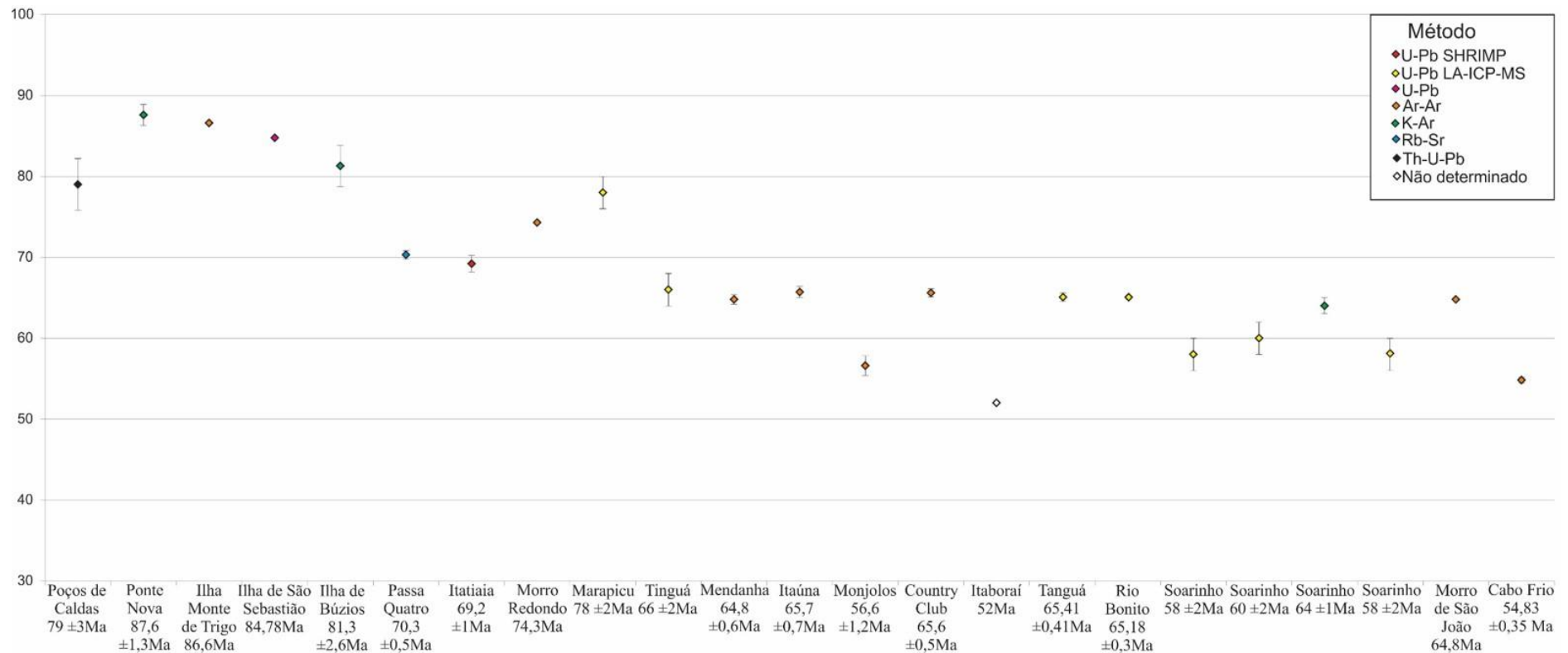
Segundo Valença (1980), a intrusão de Tanguá exhibe um zoneamento concêntrico expresso pela variação no conteúdo de ortoclásio, nefelina e pseudoleucita conforme o nível topográfico. Dessa forma, os sienitos localizados na borda do corpo, em contato com o embasamento e em níveis topográficos inferiores não contêm pseudoleucita e têm menos nefelina em relação àqueles na parte central (e mais elevada) do corpo. Já os sienitos localizados em níveis superiores tendem a localmente alcançar maiores concentrações de pseudoleucita. Ainda segundo Valença (1980), a intrusão de Rio Bonito exhibe um zoneamento concêntrico expresso pela variação no conteúdo de ortoclásio e nefelina conforme o nível topográfico, além da falta de pseudoleucita. Assim, os sienitos de níveis inferiores e intermediários são mais pobres em nefelina comparados aos dos níveis topográficos superiores. Os dados U-Pb obtidos nessa tese mostram que, em ambas as intrusões, as rochas da borda do corpo têm idade de 65 ± 1 Ma.

Em escala regional, por outro lado, os dados ajudam a compreender a composição geodinâmica dessa Província alcalina. A figura 68 apresenta um compilado de idades das alcalinas desde Poços de Caldas até Cabo Frio. O diagrama inclui idades K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr e U-Pb de diversos autores juntamente com as idades obtidas nessa tese. Os dados mostram que as intrusões mais a oeste de Itatiaia (incluindo as ilhas de São Sebastião, Búzios e Monte de Trigo) possuem idades dentro do intervalo entre 70 e 90 Ma. Por outro lado, as intrusões mais ao leste de Itatiaia (com exceção de Morro Redondo e Marapicu) possuem idades no intervalo entre 50 a 70 Ma condizente com um decréscimo de oeste para leste. Dada a complexidade da crosta continental um modelo de *hot spot* não ficaria descartado para essa Província, no entanto, tal modelo tem outras questões a serem ajustadas.

É comum no mundo intrusões alcalinas com estruturas policíclicas envolvendo mais de um pulso magmático. O mapeamento de detalhe que é bastante dificultado em alguns casos dada a extensa cobertura vegetal é importante na compreensão da estruturação interna e da evolução das intrusões dessa Província. A figura 69 foi construída a partir dos mesmos dados utilizados na figura anterior e

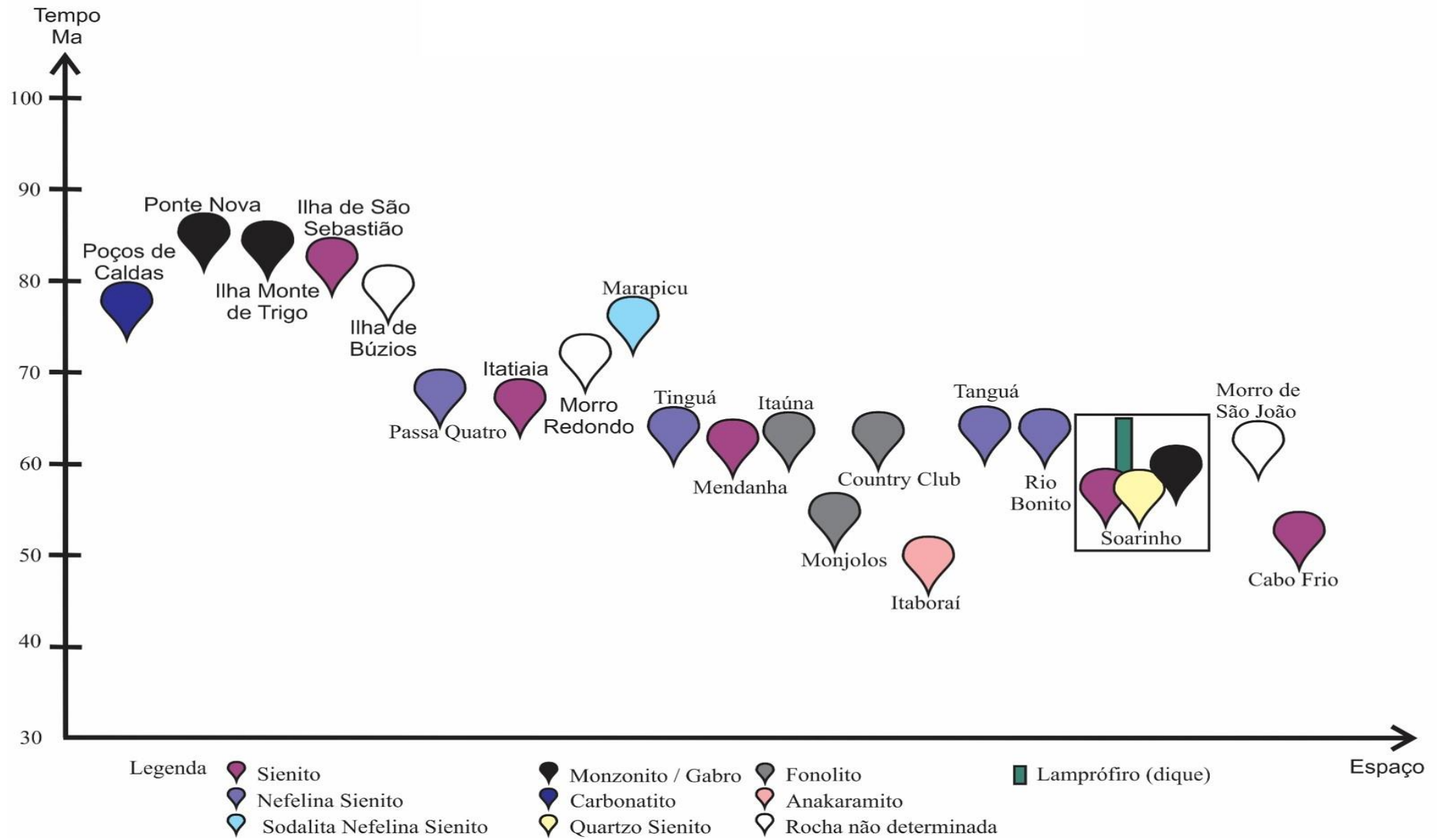
apresenta a distribuição no tempo e no espaço dos litotipos datados dentro do Lineamento Poços de Caldas Cabo Frio.

Figura 68 - Compilação de idades das intrusões do Lineamento Poços de Caldas Cabo Frio.



Fontes: Poços de Caldas, Ulbrich *et al* (2002); Ponte Nova, Azzone *et al* (2009a); Ilha Monte de Trigo, Enrich *et al* (2009); Ilha de São Sebastião, Arroyave *et al* (2018); Ilha de Búzios, Alves e Gomes (2002); Passa Quatro, Montes-Lauar (1988); Itatiaia, Rosa (2017); Morro Redondo, Mota *et al* (2011); Marapicu, Silva (2015); Mendanha, Mota *et al* (2014); Itaúna, Monjolos e Country Club, Ferrari (2001); Itaboraí, Riccomini e Rodrigues-Francisco (1992); Soarinho (Iamprófiro), Thompson *et al* (1998); Morro de São João, Mota *et al* (2011); Ilha de Cabo Frio, Motoki *et al* (2013), e dados dessa tese.

Figura 69 - Litotipos datados do Lineamento Cabo Frio.

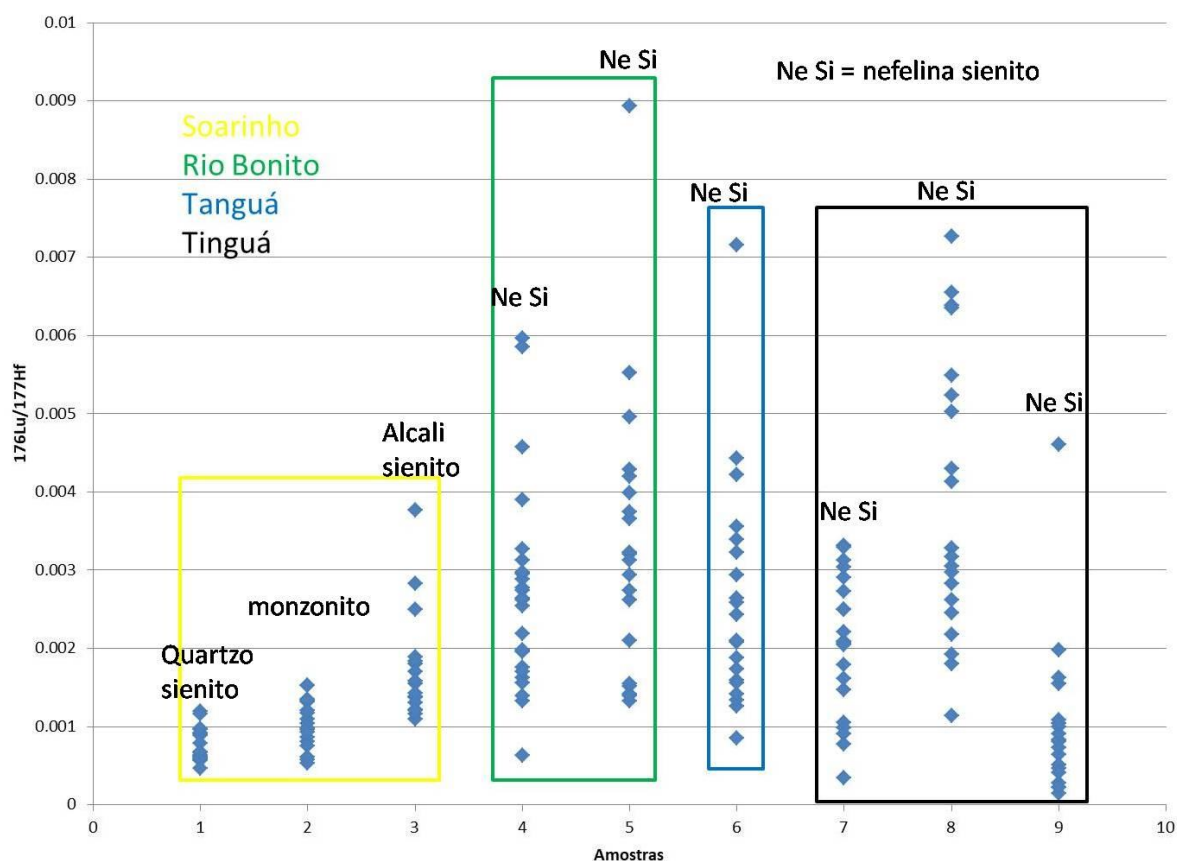


Fonte: O autor 2019.

As análises isotópicas Lu-Hf das quatro intrusões estudadas (Soarinho, Tanguá, Rio Bonito e Tinguá) forneceram dados que, no geral, mostram amplas variações nas razões isotópicas $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, bem como, nos valores negativos de ϵHf . Os dados de ϵHf negativo apresentados apontam para duas interpretações possíveis: a primeira interpretação seria a ocorrência de uma importante contribuição crustal na gênese dessas rochas, ou mesmo, caracterizando uma fonte crustal dado os altos valores do parâmetro petrogenético citado. A segunda interpretação possível é a de que a fonte dessas intrusões seria mantélica enriquecida, e dessa forma, já traria consigo uma assinatura negativa de Hf.

O diagrama da figura 70 agrupa os dados de razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de todas as amostras analisadas nessa tese mostrando a variação dessas razões. Quando postas assim lado a lado, pode-se observar a variação daquela razão entre as amostras de cada intrusão, bem como, entre as quatro intrusões estudadas. Desse modo, entre as intrusões se observa que a de Soarinho apresenta uma concentração de valores abaixo de 0,002 enquanto as demais (Tanguá, Rio Bonito e Tinguá) possuem valores maiores com concentração abaixo de 0,007. Já entre as amostras, os valores mais altos mencionados anteriormente correspondem às amostras de nefelina sienito, enquanto que, os demais litotipos (quartzo sienito, monzonito e álcali sienito) possuem razões mais baixas. Isso sugere que há uma relação da variação da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ com o tipo de rocha.

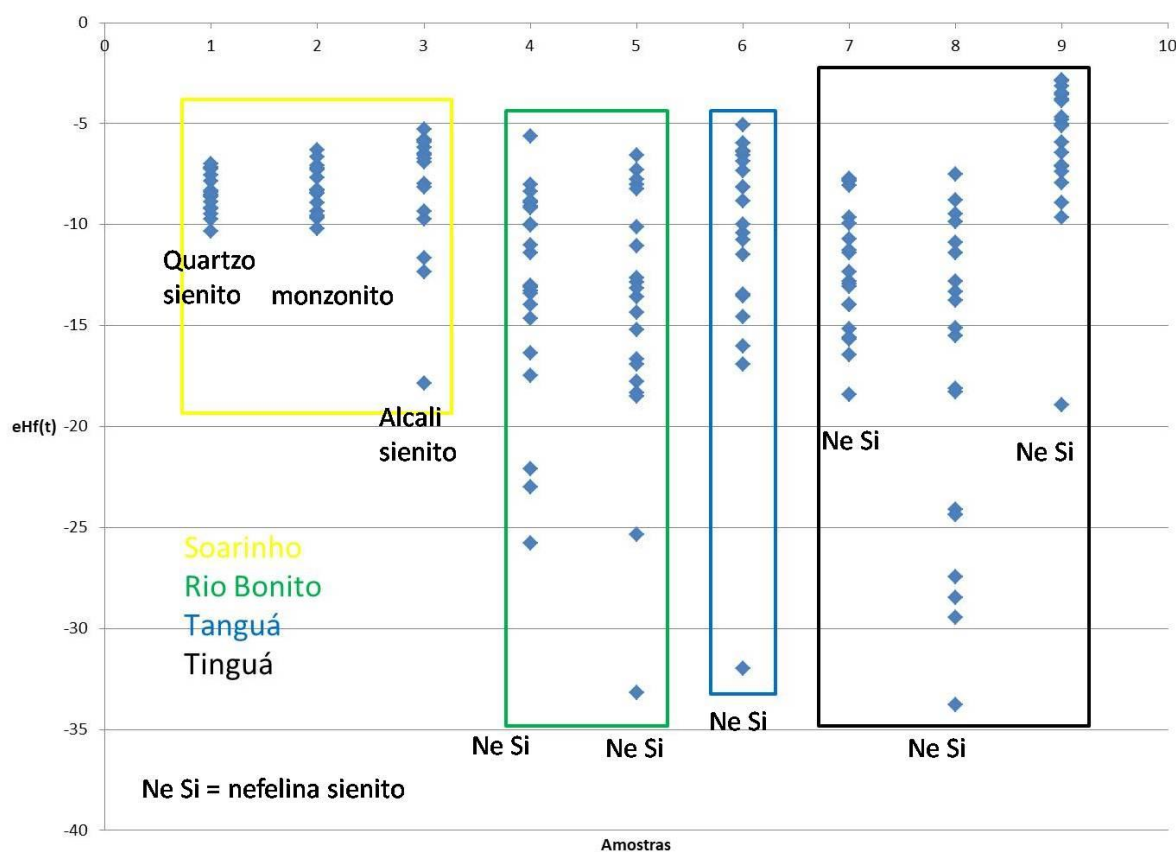
Figura 70 - Comparativo das razões iniciais $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ das 9 amostras analisadas.



Fonte: O autor 2019.

O diagrama da figura 71, de modo idêntico ao da figura anterior, agrupa os dados de ϵHf de todas as amostras analisadas nessa tese de modo que se pode observar a variação desses valores. Dessa forma, pode-se observar a variação desses valores de forma comparativa entre as amostras e entre as intrusões estudadas. Assim como as razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, os valores de ϵHf sugerem uma distinção isotópica entre a intrusão de Soarinho que concentra valores entre -5 e -10 e as demais (Tinguá, Rio Bonito e Tinguá) que concentram valores entre -5 e -25. Entre as amostras, os nefelina sienitos apresentam os valores mais negativos.

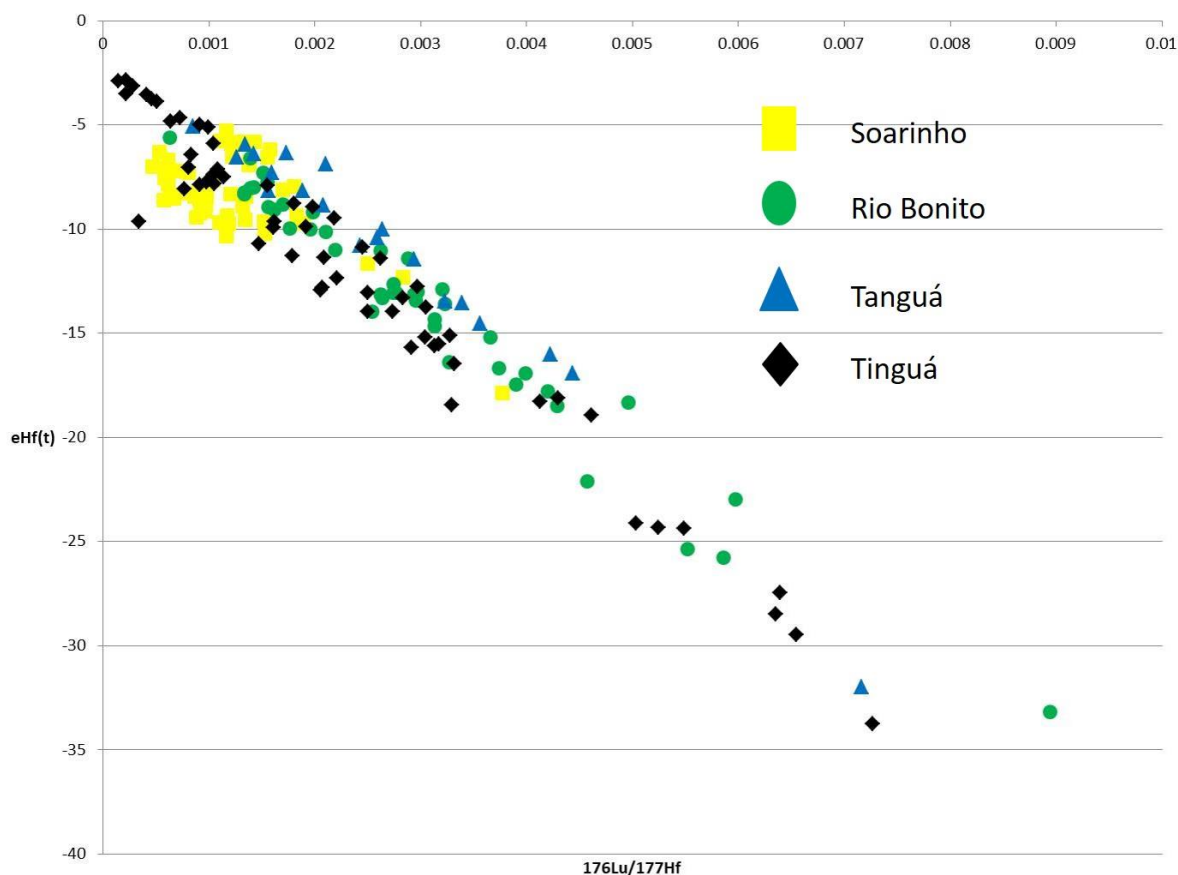
Figura 71 - comparativo dos valores de ϵ_{Hf} das 9 amostras analisadas.



Fonte: O autor 2019.

As razões isotópicas $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ quando plotadas contra os valores de ϵ_{Hf} (figura 72) mostram uma correlação linear e inversamente proporcional. Dessa forma, as razões aumentam ao passo que os valores de ϵ_{Hf} diminuem. Nota-se também que, com alguma superposição, as intrusões de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá têm um intervalo maior de variação tanto das razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ quanto dos valores de ϵ_{Hf} quando comparadas com a intrusão de Soarinho. Esses dados mostram que os litotipos mais insaturados em sílica apresentam maior variação nas razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e nos valores de ϵ_{Hf} do que os litotipos saturados a levemente supersaturados.

Figura 72 - Diagrama ϵ_{Hf} vs $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ com 177 dados das intrusões de Soarinho, Rio Bonito, Tanguá e Tinguá.



Fonte: O autor 2019.

De acordo com Griffin *et al.* (2002) e Andersen *et al.* (2002) a variação nos isótopos de Hf dentro da mesma amostra provavelmente reflete variações no magma durante o crescimento do zircão. Essa variação é devido a um ou mais processos que podem ocorrer na região fonte do magma ou na câmara magmática. Por exemplo, lotes individuais de magma que alcançam a saturação de zircão podem cristalizar e então transportar grãos ígneos isotopicamente distintos para a câmara magmática. Cristalização de zircão durante episódios de mistura de magma podem fornecer variações inter e intra grão na composição isotópica de Hf. Interação do magma com rochas hospedeiras isotopicamente diferentes pode também gerar heterogeneidade isotópica durante a cristalização do zircão.

Os valores de T_{DM} das amostras analisadas nessa tese variam do proterozoico 1,0 ao arqueano 2,9 sendo, portanto, muito discrepantes em relação às idades de cristalização das intrusões datadas. Tais idades

correspondem ao embasamento das bacias mesoproterozoicas e neoproterozoicas do Orógeno Ribeira. É improvável que essas idades tão antigas indiquem extração do manto empobrecido, além disso, os dados apontam para uma fonte mantélica enriquecida. Por outro lado, os valores de T_{DM} reforçam a hipótese de contaminação crustal. Porém, é importante salientar que como os corpos datados nessa tese são muito jovens a interpretação das idades modelo ficam prejudicadas devido o erro associado estar na casa dos 100 Ma, dessa forma, perdendo o significado se a fonte mantélica for enriquecida.

CONCLUSÕES

Fica claro a partir dos dados apresentados que a intrusão de Soarinho apresenta diferenças litológicas e geoquímicas em relação aos corpos de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá, além de ter idade mais nova. Enquanto as intrusões de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá apresentam predomínio de lito tipos insaturados em sílica (nefelina sienitos e fonolitos), Soarinho possui rochas saturadas em sílica contendo quartzo modal. Dessa forma, apesar da proximidade geográfica com Soarinho, Tanguá e Rio Bonito possuem maior semelhança com Tinguá localizado a dezenas de quilômetros de distância.

Os dados geocronológicos mostram que as idades das intrusões de Tanguá (nefelina sienito 65 Ma), Rio Bonito (nefelina sienito 65 Ma) e Tinguá (nefelina sienito 66 Ma) são equivalentes dentro do erro, porém, as idades de Soarinho (quartzo sienito 58 Ma, álcali feldspato sienito 58 Ma, monzonito 60 Ma) são entre 5 e 7 Ma mais novas. Os dados de Tanguá e Rio Bonito mostram que os nefelina sienitos da borda dos dois corpos têm a mesma idade. Para a intrusão de Soarinho pode-se sugerir a partir do modelo de mistura de magma que o corpo tenha se formado por pelo menos três pulsos magmáticos: o primeiro teria gerado monzonito e os dois subsequentes teriam gerado álcali feldspato sienito e quartzo sienito.

Os dados apresentados nessa tese quando associados àqueles da literatura não excluem o fato de haver um aparente decréscimo de idades de oeste para leste dentro do Lineamento Cabo Frio, razão pela qual esse evento é associado à passagem da plataforma sul americana por sobre uma pluma. No entanto, o modelo de pluma é dificultado por uma série de fatores dentre os quais sua associação com a pluma de Trindade ou mesmo Tristão da Cunha. Dessa forma, outros modelos podem ser propostos tal como dois grandes eventos de magmatismo sendo um mais antigo ocorrendo entre 70 e 90 Ma e outro mais jovem entre 70 e 50 com a intrusão de vários corpos ao longo desse trend. Além disso, não está descartada uma possível associação desses corpos com a reativação de antigas falhas.

Os dados litogeoquímicos mostram que as intrusões de Tanguá, Rio Bonito e Tinguá formam séries alcalinas insaturadas em sílica de caráter

predominantemente metaluminoso variando de ultra potássica a potássica. Em contrapartida, Soarinho forma uma série alcalina saturada em sílica predominantemente peraluminosa e potássica. Os dados geoquímicos indicam uma evolução por AFC para as intrusões de Tanguá e Rio Bonito. Para a intrusão de Soarinho o modelo mais provável é o de mistura de magma numa proporção entre 36 a 44% de monzonito com 56 a 64% de álcali feldspato sienito dando origem a um híbrido de composição quartzo sienítica.

Grandes variações na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em populações de zircões magmáticos da mesma idade oriundos da mesma rocha podem estar associados a processos geológicos tais como: zircão cristalizando de um magma que evolui em um sistema aberto envolvendo assimilação de crosta mais antiga ou mistura com um magma de composição isotópica contrastante.

Os dados isotópicos Lu-Hf apresentados mostram que todas as rochas analisadas possuem razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial com valores variando abaixo da curva do CHUR, bem como, valores de ϵHf negativos em maior ou menor grau. Os dados isotópicos Lu-Hf da intrusão de Soarinho apresentam variações na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial menores além de valores de ϵHf mais fracamente negativos em relação aos dados das intrusões adjacentes Tanguá e Rio Bonito que, por sua vez, possuem dados similares entre si. Isso reforça a ideia de que essas intrusões apesar da proximidade geográfica possuem histórias evolutivas diferentes.

Os dados isotópicos da intrusão de Tinguá possuem similaridades com os dados de Tanguá e Rio Bonito, ou seja, ampla variação na razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial e valores de ϵHf fortemente negativos chegando a casa dos -30. É interessante notar que as amostras analisadas nas três intrusões supracitadas são nefelina sienitos. A variação nas razões isotópicas de Hf sugere magmas derivados de diferentes fontes na crosta.

A intrusão de Soarinho possui litotipos com quartzo modal e normativo de modo que as respostas negativas dos valores de ϵHf podem indicar uma possível fonte crustal. Por outro lado, as demais intrusões compostas por litotipos contendo nefelina modal e normativa torna improvável um modelo com fonte crustal, sendo assim, é mais razoável propor uma fonte mantélica enriquecida para esses corpos.

Os dados disponíveis até o momento apontam para geração dos magmas alcalinos a partir de fontes enriquecidas, de modo que, os dados T_{DM} (Manto Empobrecido) não tem significado geológico dentro desse contexto. Além disso, é importante frisar que as idades modelo manto empobrecido possuem erro de 100 Ma, logo, maior do que a idade das próprias intrusões inviabilizando sua utilização.

O parâmetro petrogenético ϵ_{Hf} quando positivo, indica magmas derivados de fontes mantélicas e quando negativo, indica materiais com origem crustal. Os valores de ϵ_{Hf} de todas as intrusões estudadas nessa tese são negativos embora dados litogeoquímicos apontem para fontes mantélicas enriquecidas. Dessa forma, os dados apontam para a geração dos corpos estudados em fontes mantélicas enriquecidas com uma assinatura de ϵ negativa. No entanto não está definitivamente descartada uma importante participação crustal na gênese desses corpos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. 1971. Condicionamento Tectônico do Magmatismo Alcalino Mesozoico do Sul do Brasil e do Paraguai Oriental. In: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 43, pp. 835-836.

_____. 1972. Tectono-Magmatic Activation of the South American Platform and Associated Mineralization. In: **XXIV International Geological Congress**, Montreal, Proceedings, Section 3, pp. 339-346.

_____. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48 (supl.), 15-26.

_____. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Brazilian Journal of Geology**, 13 (3): 139-158.

_____. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 16, 325-349.

_____. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SBG/Núcleos SP e RJ, 2°. Simpósio de Geologia do Sudeste, **Atas**, 423-428.

_____; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, 26 (3): 125-138.

ALVES, F.R. 2002. Idades das rochas alcalinas do litoral do estado de São Paulo: A Ilha dos Búzios. In: **XLI Congresso Brasileiro de Geologia**, João Pessoa, p. 535.

ANDERSEN, T.; GRIFFIN, W.L.; PEARSON, N.J. 2002. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: The Hf isotope evidence: **Journal of Petrology**, v. 43, p. 1725–1747.

ARROYAVE, M.I.G.; VLACH, S.R.F.; SIMMONETTI, A. 2018. Trace element and Hf isotope composition in primary zircons from the São Sebastião pluton, SP, Brazil and implications. In: **XI South American Symposium on Isotope Geology**, Cochabamba - Bolívia, p. 80.

ASSUMPÇÃO, M.; SCHIMMEL, M.; ESCALANTE, C.; BARBOSA, J.R.; ROCHA, M.; BARROS, L.V. 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophys. J. Int.** 159, 390-399.

AZZONE, R.G. 2009. Geologia e geocronologia do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Geologia USP, Série Científica*, n 9, pp. 23-46.

BEST, M.G. **Igneous and metamorphic petrology**. Second edition. Blackwell publishing, 2003. 759 p.

BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. *Rare-Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.

BOUVIER, A.; VERVOORT, J.D.; PATCHETT, P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 273, p. 48-57.

CHAUVEL, C.; LEWIN, E.; CARPENTIER, M.; ARNDT, N.T.; MARINI, J.C. 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. **Nature Geoscience**, v. 1.

COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. **AAPG Bulletin** (11), 1925-1944.

CORREIA NEVES, J.M.; LOPES NUNES, J.E.; SAHAMA, Th.G. 1974. High hafnium members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Zambézia, Mozambique. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 48:73-80.

COURTILLOT, V.; DAVAILLE, A.; BESSE, J.; STOCK, J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 205, p. 295-308.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, 29 183-210.

DERBY, O.A. 1891. On Nepheline Rocks in Brazil.-Part II. The Tingua Mass. **The Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 47, (1) p. 251-265.

_____. A Study in Consanguinity of Eruptive Rocks. **The Journal of Geology**. Vol. 1, Nº 6. pp, 597-605.

DHUIE, B.; HAWKESWORTH, C.; CAWOOD, P. 2011. When Continents Formed. **Science**, v. 331.

ENRICH, G.E.R. 2009. Geology and geochronology of Monte de Trigo Island Alkaline Suite, Southeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, n 39, pp. 67-80.

FAINSTEIN, R.; SUMMERHAYES, C.P. 1982. Structure and origin of marginal banks off eastern Brazil. **Marine Geology**, 46, 199-215.

FARLEY, K.A.; NATLAND, J.H.; CRAIG, H. 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd and Pb) in Samoan lavas. **Earth and Planetary Science Letter** 111:183–99.

FERRARI, A.L. 2001. **Evolução tectônica do Graben da Guanabara**. Tese de doutorado, São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 449 p.

FONSECA, M.G. 1998. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. (1:400.000). texto explicativo DRM-RJ/CPRM. 141p.

FROST, B.R.; FROST, C.D. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. **Journal of Petrology**, v. 49 (11), p. 1955-1969.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. 1995a. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, 36, 189-229.

GORINI, M.A.; BRYAN, G.M. 1976. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: gulf of Guinea to northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 48 (Suplemento):101-119.

GRIFFIN, W.L.; WANG, X.; JACKSON, S.E.; PEARSON, N.J.; O'REILLY, S.Y.; XU, X.; ZHOU, X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes: **Lithos**, v. 61, p. 237–269.

HANAN, B.B.; GRAHAM, D.W. 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. **Science** 272:991–95.

HART, S.R. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. **Earth and Planetary Science Letter**, v. 90, p. 273-296.

_____; HAURI, E.H.; OSCHMANN, L.A.; WHITEHEAD, J.A. 1992. Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence. **Science**, v. 256, p. 517-519.

HAURI, E.H.; WHITEHEAD, J.A.; HART, S.R. 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. **Journal of Geophysical Research**. 99:24275–300.

HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; ALMEIDA, J. (Org) 2016. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000 Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte.

HERZ, N. 1977. Timing of Spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian Alkali Rocks. **Geological Society of America Bulletin**, n. 88, pp. 101-112.

HILTON, D.R.; GRÖNVOLD, K.; MACPHERSON, C.G.; CASTILLO, P.R. 1999. Extreme $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in northwest Iceland: constraining the common component in mantle plumes. **Earth and Planetary Science Letter**. 173:53–60.

HOFMANN, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. **Nature** 385:219–29.

JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v.47, n.6, p. 1255-1259.

KEMPTON, P.D.; FITTON, J.G.; SAUNDERS, A.D.; NOWELL, G.M.; TAYLOR, R.N. 2000. The Iceland plume in space and time: a Sr-Nd-Pb- Hf study of the North Atlantic rifted margin. **Earth and Planetary Science Letter**. 177:255–71.

KLEIN, V.C.; VALENÇA, J.G. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro-In: SBG, **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro, 4335-4345.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTI, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. **Journal of Petrology**, Vol 27, Part 3, pp 745-750.

LE MAITRE, R.W. 2002. Igneous Rocks A Classification and Glossary of Terms Second Edition. Cambridge University Press, 252 p.

LUDWIG, K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, Version 3.00, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, 4 (74 pp.).

MIDDLEMOST, E.A.K. 1975. The basalt clan. **Earth Science Reviews**, 11, 337-364.

McKENZIE, D. 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. **Earth Planetary Science Letter**. 74:81–91, 1975.

MONTES-LAUAR, C.R. Estudo paleomagnético dos maciços alcalinos de Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia. Dissertação de mestrado, São Paulo, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 1988.

MORGAN, W.J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. **Nature**, v. 230, p. 42-43.

MOTA, C.E.M.; GERALDES, M.C.; ALMEIDA, J.C.H.; VARGAS, T.; SOUZA, D.M.; LOUREIRO, R.O.; SILVA, A.P. 2009. Características Isotópicas (Nd e Sr), Geoquímicas e Petrográficas da Intrusão Alcalina do Morro de São João: Implicações Geodinâmicas e Sobre a Composição do Manto Sublitosférico. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v.9, n.1, p. 85-100.

_____; SILVA, D.A.; GERALDES, M.C. 2011. Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar dos maciços alcalinos de Morro Redondo, Marapicu-Gericinó-Mendanha e Morro de São Joao, Rio de Janeiro. In: **XII Simpósio de Geologia do Sudeste**, Nova Friburgo, p. 177.

_____. **Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: Caracterização do magmatismo alcalino no Estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas**. 2012. 204 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

_____; GERALDES, M.C.; JOURDAN, F. 2014. Idade ^{40}Ar - ^{39}Ar da intrusão alcalina do Mendanha, Rio de Janeiro, Brasil. **Comunicações geológicas** 101, Especial I, 157-161.

MOTOKI, A.; SICHEL, S.E.; VARGAS, T.; AIRES, J.R.; IWANUCH, W.; MELLO, S.L.M.; MOTOKI, K.F.; SILVA, S.; BALMANT, A.; GONÇALVES, J. 2010. Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of Tanguá and Rio Bonito intrusive bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil, São Paulo, **UNESP, Geociências**, v. 29, n. 3, p. 291-310.

_____; ARAÚJO, A.L.; SICHEL, S.E.; GERALDES, M.C.; JOURDAN, F.; MOTOKI, K.F.; SILVA, S. 2013. Nepheline syenite magma differentiation with continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island intrusive complex, state of Rio de Janeiro, Brazil. São Paulo, **UNESP, Geociências**, v. 32, n.2, p. 195-218.

O'CONNOR, J.M.; DUNCAN, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate Motions Over Plume. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. B11, p. 17, 475-17, 502.

OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v 25 p 116-131.

PATCHETT, P.J.; TATSUMOTO, M. 1980. Hafnium isotope variations in oceanic basalts. **Geophysical Research Letters**. 7:1077-1080.

POWELL, R. 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. **Journal of Geological Society of London**, v. 141, p. 447-552.

RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. 1992. Idades potássio argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro: Implicações tectônicas. In: **XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, vol. 2, pp. 469-470.

ROSA, P.A.S. 2017. **Geologia e evolução petrogenética do maciço alcalino de Itatiaia, MG-RJ**. Tese de Doutorado, São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235 p.

SADOWSKI, G.R.; DIAS NETO, C.M. 1981. O Lineamento Sismotectônico de Cabo Frio. **Brazilian Journal of Geology**, n. 11, pp. 209-212.

SCHMITT, R.S. [et al.]. Geologia e recursos minerais da folha Rio das Ostras SF.24-Y-A-IV e Cabo Frio SF.23-Z-B-VI, Estado do Rio de Janeiro: CPRM, 2012. Organizador Luiz Carlos da Silva - Belo Horizonte. Escala 1:100.000.

RUDNICK, R.L.; GAO, S. 2003. Composition of the continental crust. Teatrise on Geochemistry volume 3. p. 1-64.

SHAND, S.J. 1943. **Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite**. New York: John Wiley & Sons.

SHIREY, S.B.; WALKER, R.J. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and hightemperature geochemistry. **Annual Review Earth and Planetary Science** 26:423–500.

SILVA, D.A. **Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e litogeoquímica da intrusão alcalina do Marapicu - RJ**. 2015. 188 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

_____; GERALDES, M.C.; RODRIGUES, S.W.O; McMASTER, M.; EVANS, N.; NUMMER, A.R.; VARGAS, T. 2018. (U-Th)/He Ages from the Fluorite Mineralization of the Tanguá Alkaline Intrusion. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**. V. 41 (2), p. 14-21.

SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: Compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. **Boletim do IG-USP**, Série Científica, v. 19, p. 63-85.

SUN, S.; MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ, eds. *Magmatism in the ocean basins*. Boston, Blackwell Scientific: 313–345.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C. de J.; DESTRO, N.; EVENSEN, N.M.; YORK, D.; SMITH, P.E. 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar–Ar dating in SE Brazil. **International Geological Congress**, 31, Rio de Janeiro- RJ, Abstracts, CD-ROM.

TERA, F.; WASSERBURG, G.j. 1972. U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, 14: 281-304.

THORNTON, C.P.; TUTTLE, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation Index. **American Journal of Science**, v. 258, p. 664-684.

THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.G.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? **Journal of Petrology**, 39:1493-1526.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A.L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória Trindade. **Brazilian Journal of Geology**, v. 29, n. 2, p. 275-280.

_____; MIZUSAKI, A.M.P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup. **Brazilian Journal of Geology**, 30, 17-19.

_____; CESERO, P.; MIZUSAKI, A.M.P.; LEÃO, J.G. 2005. Hot Spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. 18, 383–389.

ULBRICH, H.H.G.J.; GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**. 17, 135-154.

VALENÇA, J.G. **Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil**. 1980. 247 p. Thesis (Doctor in Geosciences) – West Ontario University, Ontario, 1980.

_____; EDGAR, A.D. 1979. Pseudoleucites from Rio de Janeiro State, Brazil. **American mineralogist**, v. 64, p. 733-735.

VAN KEN, P.E.; HAURI, E.H.; BALLENTINE, C.J. 2002. Mantle mixing: the generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity. **Annual Review Earth and Planetary Science** 30:493–525.

VALERIANO, C.M. [et al.]. Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, Estado do Rio de Janeiro: CPRM, 2012. Organizador Luiz Carlos da Silva - Belo Horizonte. Escala 1:100.000.

YODER, H.S.Jr; TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. **Journal of Petrology**. 3:342–532.

YU-SHENG ZHU, JIN-HUI YANG, JIN-FENG SUN, JIN-HENG ZHANG, FU-YAN WU. 2016. Petrogenesis of coeval silica-saturated and silica-undersaturated alkaline rocks: Mineralogical and geochemical evidence from the Saima alkaline complex, NE China. **Journal of Asian Earth Sciences** 117, 184-207.

WILSON, J.T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. **Canadian Journal of Earth Science** 41:863-70.

ANEXO A - Litogeoquímica de rocha total para 16 amostras da intrusão alcalina de Tanguá extraídos de Motoki *et al* 2010

	1A-TG	1D-TG	1F-TG	2-TG	2A-TG	5-TG	6A-TG	6C-TG
SiO ₂	60.50	60.52	59.66	55.57	56.13	55.84	55.35	59.03
Al ₂ O ₃	18.80	17.82	19.16	20.33	20.25	20.74	21.41	20.52
FeO	135	2.41	2.25	2.56	2.57	2.89	2.02	2.48
MnO	0.18	0.22	0.19	0.13	0.13	0.11	0.24	0.19
MgO	0.40	0.42	0.32	0.63	0.64	1.04	0.24	0.47
CaO	170	1.15	1.80	2.18	2.20	2.91	1.35	1.67
Na ₂ O	4.40	4.04	5.04	5.04	6.04	3.15	7.59	6.54
K ₂ O	7.90	7.63	8.15	9.39	5.43	11.40	7.80	8.34
TiO ₂	0.46	0.71	0.57	0.94	0.95	1.12	0.33	0.78
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.04	0.15	0.14	0.23	0.00	0.07
Total	95.81	95.08	97.27	97.02	94.58	99.54	96.40	100.19
Cr	12.30	8.90	22.00	21.60	8.10	5.00	10.00	5.40
Ni	3.40	3.50	15.30	16.30	4.20	17.80	13.80	15.90
V	15.50	17.90	14.90	31.60	29.90	40.60	16.70	29.20
Rb	169.50	157.90	153.40	264.30	263.60	259.10	207.30	164.00
Sr	210.40	62.00	170.50	1394.80	1384.90	1422.50	28.20	360.90
Ba	10150	36.50	33.00	264.30	258.40	242.90	56.50	56.60
Zr	402.30	350.50	347.00	359.00	446.80	97.40	1106.40	725.50
Y	31.60	33.60	29.20	33.30	32.50	32.70	33.00	35.40
Nb	129.80	152.80	130.60	127.00	120.90	55.10	258.30	227.10
Th	6.40	4.70	8.70	8.40	5.80	0.50	29.40	16.80
U	2.70	3.20	2.50	0.00	0.00	0.00	7.50	4.00
Cu	5.70	3.90	4.30	7.00	6.10	8.10	2.20	3.90
Pb	15.00	16.40	14.00	10.70	10.50	6.90	21.30	16.30
Zn	100.70	128.20	72.40	69.20	70.10	53.50	117.80	68.30
Sn	2.10	3.40	2.50	3.10	1.90	2.70	3.20	3.20
S	245.00	8889.00	133.00	656.00	661.00	1270.00	608.00	275.00
	8A-TG	8B-TG	8C-TG	8E-TG	9-TG	10A-TG	10B-TG	11B-TG
SiO ₂	58.60	60.48	63.57	59.47	60.50	60.11	58.63	57.90
Al ₂ O ₃	19.00	21.63	19.35	20.00	18.50	19.25	19.37	18.60
FeO	2.97	2.47	2.55	3.13	2.62	2.83	3.24	2.41
MnO	0.14	0.22	0.26	0.17	0.17	0.18	0.15	0.14
MgO	0.56	0.44	0.38	0.69	0.45	0.69	0.80	0.35
CaO	190	1.62	0.96	2.07	1.60	1.93	2.64	2.10
Na ₂ O	3.90	7.15	5.70	3.86	6.60	4.99	4.35	2.30
K ₂ O	9.50	8.57	8.07	9.89	6.70	8.54	9.18	10.30
TiO ₂	0.93	0.65	0.63	1.03	1.10	1.13	1.42	0.90
P ₂ O ₅	0.15	0.07	0.06	0.17	0.09	0.13	0.18	0.09
Total	97.77	103.39	101.63	100.60	98.43	99.89	100.09	95.19
Cr	0.00	9.10	11.80	5.90	0.00	2.00	4.30	0.00
Ni	0.00	16.50	17.20	17.90	0.00	17.20	17.60	0.00
V	0.00	24.80	8.90	34.20	0.00	36.70	38.70	0.00
Rb	204.00	191.00	254.70	254.50	123.00	135.50	146.50	181.00
Sr	1116.00	420.20	21.30	1098.30	24.00	127.20	127.90	1643.00
Ba	131.00	100.40	97.00	178.70	20.00	0.00	3.30	191.00
Zr	641.00	1135.00	609.00	616.30	496.00	395.80	589.70	567.00
Y	35.00	37.60	64.10	39.70	97.00	73.70	78.70	30.00
Nb	137.00	231.20	234.90	155.30	191.00	188.00	199.60	181.00
Th	7.00	23.30	18.10	16.30	9.00	4.30	14.10	5.00
U	10.00	5.60	4.60	2.00	10.00	2.30	4.30	10.00
Cu	0.00	5.40	4.10	8.60	0.00	3.60	3.50	0.00
Pb	0.00	19.20	14.20	14.30	0.00	12.90	14.20	0.00
Zn	0.00	78.50	79.60	32.30	0.00	87.00	92.80	0.00
Sn	0.00	3.20	6.30	4.40	0.00	4.20	4.40	0.00
S	0.00	427.00	213.00	915.00	0.00	313.00	1448.00	0.00

Anexo B - Litogeoquímica de rocha total para amostras de ortognaisses do Complexo Região dos Lagos extraídos de Schmitt *et al* (2012) (continua)

	BUZ-60-2	FC-1B	NA-37	BUZ-15-9	GV 09-C	SJ-46 B
SiO ₂	52,82	60,38	52,42	53,43	65,03	76,04
TiO ₂	1,554	0,634	1,374	1,15	0,543	0,748
Al ₂ O ₃	15,99	17,8	16,67	14,89	16,08	10,78
Fe ₂ O ₃	11,44	5,65	9,51	10,53	4,6	4,11
MnO	0,224	0,13	0,141	0,192	0,114	0,05
MgO	4,39	2,37	3,2	5,13	1,89	1,7
CaO	6,62	5,57	6,83	7,51	4,46	1
Na ₂ O	3,89	4,21	3,99	3,52	4,37	2,24
K ₂ O	2,75	2,66	1,55	1,35	2,1	2,05
P ₂ O ₅	0,49	0,25	0,75	0,16	0,19	0,09
LOI	1,2	1,34	1,89	1,22	0,79	1,5
Total	101,4	101	98,3	99,1	100,2	100,3
Ba	708	1324	559	486	893	268
Rb	104	66	45	33	67	138
Sr	473	686	770	309	507	109
Cs	1,8				0,5	4,5
Ga	26	22	24	18	21	13
Tl	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	1
Ta	1,1	1	1,1	0,5	0,6	1,3
Nb	22	15	21	6	10	10
Hf	9,3	5,9	8,8	3,6	4,6	6,8
Zr	310	224	346	116	190	223
Y	76	46	55	26	29	23
Th	4,7	7,5	2,5	7,7	3,6	11,8
U	1,6	0,7	0,3	1	0,4	2,5
Cr	30		30	90		50
Ni	50		30	50		30
Co	33	18	38	38	21	29
Sc	26	20	20	29	16	10
V	230	102	178	215	81	76
Cu	50	30	50	350		20
Pb	10	13	8		16	13
Zn	160	90	140	80	90	60
La	40,3	39,6	58,1	33,9	39,7	35,1
Ce	107	94,3	157	62,9	80,5	66,9
Pr	17,5	12,1	24,2	7,71	10,1	8,36
Nd	73,1	47,9	90,4	26,7	35	28,9
Sm	17,4	11,1	18	5,5	7,2	6
Eu	2,76	2,01	3,11	1,35	1,45	1,36
Gd	15,5	8,9	13,7	4,8	6,3	4,8
Tb	2,6	1,4	2	0,9	1	0,9
Dy	13,7	7,7	10,4	4,7	5,3	4,3
Ho	2,6	1,5	2	0,9	1	0,8
Er	8,2	4,4	6	2,9	2,8	2,4
Tm	1,23	0,67	0,9	0,45	0,4	0,36
Yb	7,2	4,3	5,3	2,7	2,5	2,2
Lu	0,98	0,59	0,71	0,37	0,38	0,32

Litogeoquímica de rocha total para amostras de ortogneisses do Complexo Região dos Lagos extraídos de Schmitt *et al* (2012) (conclusão)

	AR-6F	FC-1G	SJ-38 D	48-9	NA-35A	BUZ 3-10
SiO ₂	66,98	62,78	67,9	69,19	49,36	55,03
TiO ₂	0,477	0,627	0,529	1,084	2,079	0,518
Al ₂ O ₃	15,52	16,18	14,67	13,48	15,46	15,31
Fe ₂ O ₃	3,58	5,34	4,04	4,91	13,37	7,39
MnO	0,065	0,112	0,077	0,083	0,2	0,19
MgO	1,35	2,45	1,19	1,28	3,62	5,57
CaO	3,35	4,93	3,06	3,37	7,13	6,98
Na ₂ O	4,02	3,85	3,76	3,35	4,08	3,12
K ₂ O	3,39	2,08	2,52	3,79	1,49	4,16
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,16	0,3	0,88	0,17
LOI	0,52	1,33	1,07	1	1,04	1,04
Total	99,4	99,9	99	101,8	98,7	99,5
Ba	778	1162	363	1327	550	2118
Rb	135	50	158	82	21	97
Sr	389	588	129	390	759	635
Cs	1,5		5,5			
Ga	20	19	18	20	25	17
Tl	0,8	0,3	0,9	0,3	0,5	
Ta	2	0,6	1,5	1,8	1,2	0,5
Nb	16	8	13	20	15	7
Hf	6,4	4,8	5,8	9	3,9	2,1
Zr	230	187	179	328	173	75
Y	29	16	21	44	40	12
Th	15,7	3,5	11,5	11,5	2,3	2,3
U	2,9	0,5	2,2	0,9	0,4	0,7
Cr						190
Ni						80
Co	15	22	24	24	34	48
Sc	11	13	11	10	24	20
V	51	107	63	76	267	136
Cu	20	10		20	70	
Pb	23	15	12	10		23
Zn	70	90	50	40	90	100
La	53	27,7	24,6	83,1	78,1	29
Ce	107	59,9	49,7	189	188	59,9
Pr	11,6	7,15	6,36	25,9	21,4	7,04
Nd	37,8	25,2	22,5	90,2	91	21,3
Sm	7,4	5,4	5,4	15,4	16	3,7
Eu	1,03	1,49	0,94	2,47	4,01	1,59
Gd	5,4	4,1	4,6	11,2	11,1	3
Tb	0,9	0,6	0,8	1,7	1,7	0,4
Dy	4,8	3	4	8,3	8,1	2,2
Ho	1	0,6	0,7	1,6	1,5	0,4
Er	3	1,6	2	4,8	4,5	1,2
Tm	0,48	0,24	0,25	0,71	0,62	0,17
Yb	3,1	1,6	1,3	4,2	3,9	1,2
Lu	0,42	0,23	0,18	0,57	0,54	0,2

Anexo C - Litogeoquímica de rocha total para amostras do granito Silva
Jardim extraídos de Schmitt *et al* (2012)

Amostra	SJ-112 A	SJ-JM-68	SJ-12 B	RB-3A	RB-10A	RB-21	RB-22
SiO ₂	72,4	61,19	71,29	68,46	70,6	69,16	64,7
TiO ₂	0,58	1,12	0,71	0,65	0,41	0,6	0,97
Al ₂ O ₃	14,4	15,36	12,37	14,6	14,62	14,39	15,52
Fe ₂ O	0	0	0	2,61	2,01	2,38	3,72
Fe ₂ O ₃	2,93	6,94	3,1	2,9	2,23	2,65	4,13
MnO	0,03	0,09	0,05	0,4	0,05	0,04	0,06
MgO	0,65	1,79	0,84	0,88	0,49	0,71	1,24
CaO	1,33	3,64	1,99	1,87	1,28	1,73	2,63
Na ₂ O	2,53	3,22	2,66	2,86	3,27	2,92	3,01
K ₂ O	5,77	4,73	5,47	5,95	5,97	6,16	6
P ₂ O ₅	0,2	0,49	0,25	0,22	0,11	0,19	0,35
LOI	0,91	1,37	1,07	1,08	0,61	0,97	0,94
Ba	773	2939	1363	2054	1331	1466	2838
Rb	295	130	128	122	179	126	98
Sr	141	973	450	675	316	466	868
Cs	0,9	1,6	1				
Ga	24	24	16	15	16	15	15
Tl	1,7	0,7	0,5				
Ta	1	1,6	3,1				
Nb	14	21	21	15	13	20	16
Hf	11,9	18,7	10,8				
Zr	394	669	410	352	261	329	435
Y	20	34	37	36	39	41	30
Th	91,5	20,4	12,8				
U	2,6	2,6	1,5				
Cr							
Ni							
Co	24	32	27	62	69	82	62
Sc	6	11	5				
V	29	95	46	61	27	42	82
Cu							
Pb	20	18	15				
Zn	50	90	40	32	29	33	37
La	188	177	119				
Ce	407	334	268				
Pr	48,3	37,1	32,8				
Nd	155	123	107				
Sm	23,2	18,7	18,3				
Eu	1,5	3,9	2,8				
Gd	11,6	10,9	11				
Tb	1,3	1,5	1,6				
Dy	5	6,5	7,5				
Ho	0,7	1,1	1,3				
Er	1,8	3,2	3,7				
Tm	0,2	0,5	0,6				
Yb	1,2	2,5	3,1				
Lu	0,2	0,4	0,4				

Anexo D - Litogeoquímica de rocha total para amostras de ortognaisses do
Complexo Rio Negro extraídos de Valeriano *et al* (2012)
(continua)

Amostra	PBG 4	PFNS-1a	PT - 05a	PT -5b	PBG 7a	PT-04a	PFEO-04 ^a
SiO ₂	43,61	56,94	59,96	60,38	61,68	62,14	62,94
TiO ₂	3,61	1,24	1,1	1,47	1,02	1,23	1,15
Al ₂ O ₃	14,92	14,34	16,29	14,96	16,25	16,09	15,46
Fe ₂ O ₃	11,67	3,56	3,45	3,75	3,36	3,78	3,22
FeO	5,2	4,77	3,72	3,45	3,18	3,54	3,25
MnO	0,24	0,13	0,23	0,14	0,3	0,16	0,19
MgO	5,73	3,25	2,05	2,98	1,52	1,67	1,49
CaO	8,52	7,96	5,56	4,2	4,95	4,21	4,19
Na ₂ O	3,37	3,42	4,04	3,09	3,95	3,98	3,85
K ₂ O	1,59	2,54	1,45	3,56	1,78	2,02	1,85
P ₂ O ₅	0,89	0,54	0,29	0,45	0,21	0,13	0,26
LOI	0,23	0,84	1,39	1,02	1,44	0,88	1,39
Total	99,58	99,53	99,53	99,45	99,64	99,83	99,54
Rb	58	165	154	232	189	55	172
Ba	358	943	958	1890	1235	1123	1396
Sr	596	420	387	430	258	267	302
Nb	29	25	21	24	15	12	13
Zr	174	280	235	408	389	378	321
Y	30	45	31	43	26	34	21
Hf	4,5	16,8	12,5	13,5	11,4	9,6	12,4
Ta	1,7	2,5	1,6	1,9	1,6	2,5	1,9
Th	1,3	17,3	12,7	8,8	25,8	36,5	21,1
V	313	168	197	201	228	134	165
Co	49	18	23	24	16	12	15
Zn	135	102	96	112	135	148	95
Pb	20	26	22	32	27	31	29
U	2,2	1,2	1,7	2,4	2	2,5	1,4
La	23,5	27,8	26,2	30,54	35,2	36,8	38,2
Ce	52,3	58,4	57,2	68,92	65,2	67,9	75,2
Pr	7,11	7,45	8,2	8,78	8,54	7,8	8,23
Nd	30,5	32,9	31,8	34,23	31,2	41,1	33,5
Sm	7	6,9	6,5	6,04	6,4	9,1	5,8
Eu	2,82	2,54	2,4	2,35	2,15	1,95	1,95
Gd	7,5	5,8	6,2	4,9	5	4,3	4,2
Tb	1,1	1,1	1,2	1,1	0,9	1,1	1
Dy	5,8	4,8	5,6	4,8	5,2	4,7	4,2
Ho	1,1	1,1	1,2	1,1	1	0,9	0,8
Er	3,1	3,3	3	3	3,5	3,1	3,2
Tm	0,4	0,22	0,45	0,42	0,44	0,36	0,32
Yb	2,4	2,2	2,5	3,12	2,8	2,4	2,5
Lu	0,37	0,36	0,36	0,31	0,34	0,31	0,29

Litogeoquímica de rocha total para amostras de ortognaisses do Complexo Rio Negro extraídos de Valeriano *et al* (2012) (conclusão)

Amostra	PBG 5	PT 03	Q-15	PBG 6	PBG 3	PFEO-3A	PT 01
SiO ₂	65,56	67,34	68,77	69,87	70,01	70,65	70,92
TiO ₂	0,75	0,53	0,5	0,45	0,55	0,34	0,51
Al ₂ O ₃	15,45	15,35	15,09	14,57	14,77	14,68	13,96
Fe ₂ O ₃	4,21	3,67	3,16	3,19	3	2,11	2,83
FeO	1,2	1	1,1	0,8	0,96	0,9	0,6
MnO	0,12	0,09	0,08	0,07	0,11	0,04	0,03
MgO	1,74	0,88	1,06	0,71	1,51	0,87	0,7
CaO	3,15	3,7	2,9	3,11	3,11	2,74	1,96
Na ₂ O	4,24	3,88	3,34	3,44	4,19	3,35	3,24
K ₂ O	1,99	1,91	3,23	2,68	1,65	3,66	4,48
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,16	0,13	0,16	0,14	0,15
LOI	0,44	1,29	0,14	0,38	0,19	0,15	0,54
Total	99,04	99,78	99,53	99,4	100,2	99,63	99,92
Rb	156	85	136	115	136	143	122
Ba	816	3763	479	2851	660	996	649
Sr	285	323	139	268	302	355	192
Nb	13	10	17	8	12	9	14
Zr	225	250	201	249	121	120	174
Y	37	18	26	17	16	25	14
Hf	5,9	8,5	5,9	8,2	3,2	3,5	5,1
Ta	1,3	0,9	1,1	0,5	0,8	0,5	0,7
Th	4,7	5,6	27,2	6	3,5	9,4	10,9
V	43	33	48	28	57	29	40
Co	5	5	7	4	8	4	4
Zn	78	54	152	57	68	43	48
Pb	29	33	60	27	38	43	72
U	1	1,7	1,7	0,7	1,4	0,9	0,5
La	29,3	50,3	49,9	64,6	27,4	33,8	41,4
Ce	59	90,6	98,2	113	32,5	66,1	77,5
Pr	7,51	10,2	11,9	12,2	3,76	7,86	8,97
Nd	30,2	35,5	44,1	41	14	28,7	32
Sm	6,8	5,7	8,9	6,5	2,8	5,3	5,5
Eu	1,3	2,52	1,21	1,86	0,83	1,17	1,13
Gd	6,9	4,7	8,1	5,3	2,9	4,8	4,7
Tb	1,1	0,7	1,2	0,7	0,5	0,7	0,6
Dy	6,6	3,6	5,5	3,6	2,7	4,1	3
Ho	1,3	0,7	0,9	0,7	0,6	0,8	0,5
Er	3,9	2	2,4	1,8	1,6	2,5	1,3
Tm	0,55	0,25	0,29	0,22	0,23	0,32	0,16
Yb	3,5	1,8	1,6	1,5	1,5	0,98	0,8
Lu	0,48	0,27	0,22	0,22	0,21	0,29	0,13

Anexo E - Litogeoquímica de rocha total para amostras do granito Pedra Branca extraídos de Valeriano *et al* (2012) (continua)

Amostras	PRGF-3ª	PST-3	PST-7	P-03	PST-5B	PMT-15	PMT-3	PMT-2
SiO ₂	70,8	70,8	71,1	71,15	71,3	71,4	71,4	71,5
TiO ₂	0,38	0,48	0,33	0,44	0,25	0,39	0,35	0,35
Al ₂ O ₃	14,3	13,7	14,5	14,36	13,9	13,9	13,8	13,9
Fe ₂ O ₃	0,45	1,1	0,12	2,23	2,4	1,5	1,5	1,5
FeO	1,55	0,68	1,3	1,1	0,75	0,75	0,82	0,74
MnO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04
MgO	0,39	0,67	0,38	0,85	0,4	0,43	0,41	0,4
CaO	1,6	1,82	1,4	2,45	1,9	1,5	1,5	1,5
Na ₂ O	3,4	3,43	3,5	3,25	4,5	3,3	3,1	3,2
K ₂ O	6,1	6,15	6,4	3,62	3,1	5,8	5,9	5,8
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,1	0,11	0,05	0,11	0,12	0,13
LOI	0,65	0,8	0,62	0,19	1,95	1,27	1,05	0,88
Total	99,76	99,81	99,77	99,78	100,54	100,4	100	99,94
Rb	210	200	230	133	120	230	230	210
Ba	1380	1520	1460	632	630	1400	1400	1600
Sr	340	340	330	216	250	315	350	310
Ta	0,7	0,9	0,5	0,3	0,75	0,8	0,5	0,3
Nb	12	20	16	11	12	12	14	12
Hf	3,9	4,2	6,5	4,6	5,1	4,9	4,2	3,3
Zr	285	340	250	161	300	210	240	280
Y	11	5	15	9	11	14	13	10
Th	8,2	10,24	13,9	11,9	23,6	29,7	54,2	40,2
U	2,5	3,1	0,8	0,7	2,1	2,3	1,65	1,5
Co	3	5	2	4	3	3	5	4
V	25	31	18	39	20	32	22	26
Pb	48	52	39	47	42	38	45	37
Zn	44	34	38	54	42	44	32	37
La	55,3	52,9	38,09	33,6	67,75	78,21	84,59	88,7
Ce	158,6	101,2	80,32	66	98,09	107,34	177,1	199,2
Pr	9,3	7,87	7,45	7,69	12,09	15,87	28,24	25,6
Nd	9,16	45,87	35,98	27,5	43,76	50,42	62,29	65,3
Sm	16	8,96	4,23	4,8	6,56	8,98	8,19	7,36
Eu	1,42	1,54	1,32	1,23	1,32	1,09	1,11	0,98
Gd	4,2	5,09	3,9	3,5	4,24	3,78	4,09	3,6
Tb	0,8	0,8	0,55	0,4	0,54	0,43	0,32	0,25
Dy	3,21	3,54	2,23	1,9	1,34	1,23	1,69	1,25
Ho	0,54	0,4	0,4	0,3	0,45	0,54	0,35	0,25
Er	1,56	1,23	0,67	0,8	1,2	0,98	0,97	0,54
Tm	0,08	0,13	0,1	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08
Yb	0,42	0,76	0,43	0,5	0,72	0,65	0,68	0,52
Lu	0,12	0,16	0,04	0,07	0,09	0,1	0,12	0,04

Litogeoquímica de rocha total para amostras do granito Pedra Branca extraídos de Valeriano *et al* (2012) (conclusão)

	PBG 2	PJT-12F	PMT-4	RG-05	PT 02	PST-5A	PJT-10A	PIT-03E
SiO ₂	71,64	71,9	71,9	71,92	72,34	74,5	75	75,27
TiO ₂	0,43	0,31	0,32	0,48	0,15	0,05	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	14,67	14	13,9	13,18	13,92	13,8	13,6	13,45
Fe ₂ O ₃	0,66	0,44	0,54	0,95	1,08	0,1	0,1	0,49
FeO	0,1	1,4	1,4	0,9	0,2	0,7	0,6	0,1
MnO	0,01	0,03	0,04	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01
MgO	0,05	0,36	0,32	0,69	0,26	0,1	0,05	0,05
CaO	0,59	1,7	1,6	1,94	0,91	0,94	1,3	1,2
Na ₂ O	2,09	3,2	3,3	2,97	3,51	3,4	3,7	3,01
K ₂ O	9,41	5,8	5,6	5,05	6,87	5,8	5,2	5,69
P ₂ O ₅	0,06	0,1	0,11	0,17	0,05	0,06	0	0,04
LOI	0,47	0,59	0,88	1,36	0,48	1,09	0,3	0,22
Total	100,18	99,83	99,91	99,64	99,85	100,56	99,92	99,56
Rb	308	190	220	188	133	230	180	206
Ba	1516	1160	1400	1436	2951	1100	900	812
Sr	252	400	320	431	550	280	310	169
Ta	0,4	0,4	0,1	0,5	0,2	0,5	0,3	0,5
Nb	3	9	16	14	4	17	8	6
Hf	1,1	2,5	2,3	8,2	3,4	3,2	2,6	2,4
Zr	29	270	255	308	118	45	33	69
Y	7	7	11	7	6	10	9	22
Th	4,4	26,9	33,5	4,7	41,6	44,1	46,3	20,1
U	1,6	2,31	1	0,8	0,8	1,25	2,5	1,8
Co	1	4	3	3	1	1	2	1
V	5	21	16	30	8	4	5	2
Pb	44	57	42	46	67	64	55	53
Zn	30	30	27	43	32	10	8	3
La	7,4	84,62	99,2	20,1	115	7,61	7,98	9,8
Ce	13	172,6	221	35,9	202	16,39	15,95	21
Pr	1,63	19,2	22,3	4,25	21,9	2,01	1,85	2,54
Nd	6,6	57,85	69,9	15,5	72,2	6,24	5,79	8,4
Sm	1,6	6,35	8,8	2,7	9,8	1,14	1,07	2
Eu	1,04	0,8	1,2	1,31	1,98	0,8	0,66	0,93
Gd	1,5	2,29	3,9	2	5,6	1,04	0,99	1,4
Tb	0,2	0,42	0,3	0,3	0,4	0,16	0,15	0,2
Dy	1,2	0,83	1,01	1,3	1,6	0,53	0,55	0,9
Ho	0,2	0,14	0,15	0,2	0,2	0,1	0,12	0,2
Er	0,6	0,38	0,3	0,7	0,3	0,28	0,31	0,8
Tm	0,08	0,06	0,05	0,1	0,05	0,04	0,03	0,08
Yb	0,5	0,34	0,22	0,6	0,2	0,33	0,28	1,7
Lu	0,07	0,06	0,04	0,11	0,04	0,07	0,07	0,12