

O STOCK NEFELINA-SIENÍTICO DA ILHA MONTE DE TRIGO: PARAGÊNESE DE MINERAIS MÁFICOS E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Gaston E. R. Enrich, Excelso Ruberti & Celso B. Gomes

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. R. do Lago, 562, 05508-080, São Paulo, SP, Brasil

RESUMO:

O magmatismo nefelina sienítico da Ilha Monte de Trigo, no litoral norte do Estado de São Paulo, Brasil, é representado por um *stock* miaskítico com três fácies petrográficas distintas e uma série de diques sin-plutônicos de nefelina microssienitos miaskíticos e agpaíticos. A paragênese máfica é composta por um anfibólio da série hastingsita-ferropargasita, fase ferromagnesiana predominante, acompanhado por quantidades variáveis de diopsídio-hedenbergita e biotita, além dos acessórios titanomagnetita, titanita e apatita. As variações modais, texturais e químicas dos minerais observadas nas diferentes fácies e diques sugerem que mudanças na αSiO_2 , $f\text{H}_2\text{O}$ e $f\text{O}_2$ tiveram um papel fundamental durante a cristalização e evolução magmática.

ABSTRACT:

The nepheline syenitic magmatism of Monte de Trigo Island, in the northern coastline of the State of São Paulo, Brazil, is represented by a miaskitic stock with three distinct petrographic facies and a series of miaskitic and agpaitic nepheline microsyenite synplutonic dykes. Mafic paragenesis is composed by an amphibole, belonging to hastingsite-ferropargasite series, prevailing ferromagnesian phase, together with varying amounts of diopside-hedenbergite and biotite, in addition to titanomagnetite, titanite and apatite accessories. Modal, textural and chemical variations of the minerals observed at different facies and dykes suggest αSiO_2 , $f\text{H}_2\text{O}$ and $f\text{O}_2$ changes had played a major role during crystallization and magmatic evolution.

Introdução

A Província Alcalina da Serra do Mar (Almeida, 1983; Comin-Chiaromonti & Gomes, 2005) é formada por mais de 20 corpos de idades entre 50 e 90 Ma, distribuídos ao longo do lineamento de Cabo Frio e no litoral norte do Estado de São Paulo, no sudeste brasileiro. Nessa província prevalece o magmatismo do tipo félscico (sienítico e nefelina sienítico), na forma de pequenos corpos ou *stocks*, às vezes com variedades máficas/ultramáficas restritas a diques ou a pequenos corpos subordinados. A grande variedade da paragênese reconhecida nas associações félscicas, refletida na litodiversidade de cada corpo, sugere que diferenças nas condições de cristalização desempenharam um papel fundamental na evolução e cristalização desses magmas.

Inserida no contexto magmático da Província Alcalina da Serra do Mar, a Ilha Monte de Trigo compõe-se de uma associação do tipo sienítico-gabróide insaturada, onde se distinguem três fases magmáticas distintas (Enrich, 2000). A primeira é representada por um corpo cumulático de melateralito, olivina melagabro, clinopiroxenito e nefelina monzossienito, além de diques sin-plutônicos de microteralito e microessexito, e um *pipe* de brecha magmática. A segunda inclui um *stock* de nefelina sienito e álcali feldspato sienito com nefelina, miaskítico e hipersolvus, que ocupa mais de 90% da área, e diques sin-plutônicos de nefelina microssienito. A terceira fase compreende uma série de diques porfiríticos de matriz afanítica de lamprófiros, tefritos, fonotefritos, tefrifonólitos e fonólitos, cortando as demais litologias.

Este trabalho tem por objetivo discutir as condições de cristalização da associação nefelina sienítica e diques de nefelina microssienito da Ilha Monte de Trigo, com base em dados e informações extraídas a partir da química dos minerais, das suas relações texturais e associações paragenéticas.

Petrografia e química dos minerais

O *stock* nefelina sienítico é dividido em três fácies, compondo uma estrutura aproximadamente zonada quanto à saturação em sílica (Enrich, 2000): nefelina sienito I (NSI) no centro do corpo; nefelina sienito II (NSII) e álcali feldspato sienito com nefelina (SN) nas bordas. A última fácie inclui também variações para álcali feldspato sienito e álcali feldspato sienito com analcima. No geral, são rochas maciças, leucocráticas, com textura hipidiomórfica a traquítica (foiaítica). As rochas de SN são predominantemente equigranulares grossas, enquanto as de NSII e NSI são inequigranulares médias. Os diques sin-plutônicos de nefelina microssienito são maciços, leucocráticos a hololeucocráticos, faneríticos médio a fino, com textura traquítica a alotriomórfica. Com base nos minerais acessórios presentes, eles são divididos em nefelina microssienito miaskíticos (DNMM) e agpaíticos (DNMA).

Dentre os minerais félsicos, sobressai-se o predomínio do feldspato alcalino mesopertítico tabular a subedral e a ausência do plagioclásio. Nas rochas do *stock*, a composição dos feldspatos nas porções não exsolvidas varia entre $An_{1,3-3,3}Ab_{52,5-60,7}Or_{46,2-36,0}$. Por outro lado, nos diques, essas porções oscilam entre $An_{0,1-0,0}Ab_{69,1-51,0}Or_{30,9-48,9}$, destacando-se o menor conteúdo de anortita. A nefelina exibe formas texturais diversas, desde pequenos cristais intersticiais (0-5% em volume) no SN, cristais intersticiais no NSII (5-8% em volume), grandes cristais intersticiais poiquiliticos no NSI (7-15% em volume), cristais poiquiliticos a granulares nos DNMM (>10% em volume) e grãos euedrais nos DNMA (>15% em volume). Nas rochas do *stock* sua composição varia entre $Ne_{70,6-67,3}Qz_{18,4-15,3}Ks_{14,5-12,1}$ nos núcleos dos grãos e $Ne_{73,0-68,5}Qz_{16,0-10,6}Ks_{14,6-12,9}$ nas bordas. Nos diques, ela tem composição variável no intervalo de $Ne_{74,2-70,6}Qz_{16,1-9,5}Ks_{16,9-13,3}$. Outros minerais félsicos presentes são analcima intersticial a cuneiforme, reconhecida em todos os litotipos, e sodalita granular encontrada apenas nos diques.

Os máficos são representados por piroxênio, anfibólio e biotita, com variações nas proporções modais segundo as fácies. No SN, predomina o anfibólio e a biotita, com quantidades significativas de piroxênio, M' (índice de máficos) entre 10 a 15%. No NSII o anfibólio é dominante, com M' entre 7 e 9%. No NSI, ocorrem piroxênio e anfibólio juntos com pequena predominância do último, M' entre 4 e 8%. Os DNMM apresentam quantidades variáveis de piroxênio e anfibólio, com M' entre 5 e 18%, já nos DNMA tem-se maior quantidade de piroxênio, com M' geralmente <3%.

No SN, o anfibólio é subedral, com zoneamento de ferropargasita com K e Ti a hastingsita com K e Ti. No NSII, o anfibólio ocorre como grãos euedrais a subedrais com núcleos de hastingsita com F, K e Ti a ferropargasita com F, K e Ti, e bordas de hastingsita com F, K e Ti. No NSI, a composição é de hastingsita com F, K e Ti (com Fe^{3+} em algumas bordas). O anfibólio dos diques possui hábito euedral a subedral. Nos DNMM, sua composição passa de hastingsita com K e Ti para ferri-hastingsita com K, Ti e F. Nos DNMA apresenta composição de ferri-magnésio-catoforita com F, Mn e K. Os piroxênios formam grãos anedrais no SN, com núcleos de composição diopsídio, e bordas de diopsídio, diopsídio com Fe^{3+} ou hedenbergita. No NSII, o piroxênio ocorre apenas como inclusões anedrais no anfibólio, tendo composição de um diopsídio a hedenbergita com Fe^{3+} . No NSI, ele está sempre associado ao anfibólio na forma de grãos euedrais a anedrais, possuindo composição entre diopsídio e hedenbergita com Fe^{3+} nos núcleos dos grãos e hedenbergita com Fe^{3+} nas bordas. Nos DNMM, o piroxênio aparece como grãos intersticiais a poiquiliticos, com núcleos de egirina-augita e egirina-augita com Zr, e bordas de egirina-augita com Zr ou egirina com Zr. Nos DNMA, o piroxênio está presente como grãos anedrais isolados, variando entre egirina-augita, egirina-augita com Zr e egirina. A biotita, no geral, aproxima-se da composição ideal da annita, com contribuições da molécula flogopita e siderofilita. No SN, ela é inequigranular seriada, com forma anedral a subedral. Nos NSII e NSI, a biotita é rara e ocorre como inclusões anedrais e irregulares. Nos diques, a biotita aparece apenas no DNMM como pequenos cristais anedrais, normalmente associada aos anfibólios.

O principal acessório sempre presente é a magnetita e/ou titanomagnetita. Está presente na forma granular ou poiquilitica e apresenta lamelas de ilmenita. No DNMA, em particular, as lamelas são de ilmenita manganesífera ou pirofanita. Apenas no SN ocorre ilmenita euedral semi-inclusa em titanomagnetita. A titanita aparece como grãos euedrais a subedrais (SN e DNMM), anedrais (NSII, inclusões no anfibólio em NSI) e esqueléticas (DNMA). Outros acessórios incluem apatita e pirita, além de uma série de minerais raros no DNMA, como eudialita, hiortdahlita, wöhlerita, lávenita entre outros.

Discussão

A partir do modelo tectônico e geomorfológico proposto por Almeida & Carneiro (1998) para a Serra do Mar, estima-se uma pressão litostática inferior a 1,0 kbar, por ocasião da formação do *stock* nefelina sienítico. Isto considerado o pacote litostático sobre a câmara magmática e um possível edifício vulcânico. De acordo com o modelo de Elkins & Groove (1990) sob condições de 1,0 kbar, a composição dos feldspatos alcalinos indica temperaturas mínimas entre 800 e 750°C para as rochas do *stock*, e próximo a 700°C para as rochas de diques. Com base no geotermômetro de Hamilton (1961), a composição das nefelinas indica temperaturas de equilíbrio acima de 775°C para os núcleos dos grãos do *stock* e entre 775 e 700°C para as respectivas bordas e para os cristais dos diques.

Nas variedades nefelina sieníticas (*stock* e diques), a paragênese observada e a química dos minerais permitem estabelecer os seguintes equilíbrios de minerais máficos, na presença de abundante feldspato:

- (1) $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \alpha\text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
- (2) $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \alpha\text{SiO}_2 + 1/2\text{O}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O}$
- (3) $\text{NaCa}_2\text{Fe}^{2+}4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \alpha\text{SiO}_2 + 2/3\text{O}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 1/2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3/2\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + 7/6\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O}$
- (4) $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{23}(\text{OH}) + \alpha\text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 1/2\text{CaTiSiO}_5 + 1/2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + 2/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1/2\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + 1/2\text{H}_2\text{O} + 1/6\text{O}_2$
- (5) $\text{NaCa}_2\text{Fe}^{2+}4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 1/2\text{O}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O}$

Cabe salientar que as relações (1) e (2) foram baseadas em resultados experimentais sobre a estabilidade dos grupos da biotita e anfibólio (Gilbert *et al.*, 1983; Hewitt & Wones, 1984). Tais relações mostram que a paragênese máfica e suas proporções dependem da atividade dos componentes do feldspato alcalino, bem como da atividade da sílica (αSiO_2), $f\text{O}_2$ e $f\text{H}_2\text{O}$. Equações análogas utilizando Mg em lugar do Fe, desde que em pequenas quantidades, mostram situações semelhantes distribuindo-se entre anfibólio e piroxênio. Ressalta-se ainda que o conteúdo de anortita é maior no feldspato alcalino do SN e NSI, onde o anfibólio associa-se ao piroxênio, menor no do NSII, onde o anfibólio é o mineral ferromangnesiano predominante, e quase nulo nos DNMM e DNMA.

A αSiO_2 no magma é principalmente controlada pelo equilíbrio entre feldspato alcalino e nefelina, que atua como um tampão. A $f\text{H}_2\text{O}$ foi estimada de acordo com Popp *et al.* (1995) a partir do químismo dos anfibólios. Os maiores valores foram obtidos para o SN ($\log f\text{H}_2$ entre 1,3 e 5,0), e progressivamente menores para NSII ($\log f\text{H}_2$ entre 0,7 e 2,2), NSI ($\log f\text{H}_2$ entre 0,6 e 1,3) e DNMM ($\log f\text{H}_2$ entre -0,6 e 0,6). Para o DNMA, embora o químismo do anfibólio presente nessa rocha (catoforita) não seja compatível com tal estimativa, o predomínio do piroxênio como mineral máfico sugere condições de $f\text{H}_2$ relativamente menores que as demais. Observa-se também que os maiores valores do $\log f\text{H}_2$ correspondem aos núcleos dos grãos das distintas variedades faciológicas. A $f\text{O}_2$, calculada de acordo com Ghiorso & Sack (1991), indica condições próximas ao buffer FMQ para o SN, e entre 1 e 2 unidades de log acima do buffer para os NSII, NSI e DNMM. Este modelo não se aplica para o DNMA devido ao alto conteúdo de Mn na magnetita. Os dados foram obtidos em titanomagnetitas utilizando-se o par exsolvido ilmenita (lamela) - magnetita (hospedeiro). No geral, esses dados apontam temperaturas de equilíbrio *subsolidus* entre 400 e 500°C, exceto uma amostra de SN com ilmenita primária em paragênese com a magnetita indicando temperatura de aproximadamente 700°C. O mg# das biotitas no SN também sugere condições próximas ao buffer FMQ, quando comparado com o de biotitas obtidas em estudos experimentais (e.g. Berndt *et al.*, 2001).

Assim, a equação (1) representa a paragênese do SN, com o equilíbrio tendendo mais para a direita da equação. Ela é compatível com a mineralogia da fácie, com menor quantidade de nefelina modal. É interessante notar também que se trata da fácie mais magnesiana. No NSII há o predomínio de anfibólio entre os máficos (mais de 90%), sugerindo um deslocamento do equilíbrio para a esquerda das equações (1) a (4). No NSI, a proporção de anfibólio diminui relativamente, com o aumento da proporção de

piroxênio e magnetita, sugerindo o deslocamento das equações (2) e (3) para a direita em relação ao NSII. Isto pode ser resultado da diminuição da $f\text{H}_2\text{O}$ e/ou aumento $f\text{O}_2$. Nos diques, a presença da egirina-augita sugere que o equilíbrio entre os máficos seja condicionado pela equação (5).

A partir dessas equações, conclui-se que o controle das diferentes paragêneses de minerais máficos na associação nefelina sienítica é dado por pequenas variações nas condições de αSiO_2 , $f\text{H}_2\text{O}$ e $f\text{O}_2$. A αSiO_2 é controlada sobretudo pela evolução do magma em direção ao eutético fonolítico. A $f\text{H}_2\text{O}$, por sua vez, é mais intensa nas porções marginais do maciço, sugerindo assim uma participação de água de origem crustal. As variações na $f\text{O}_2$ poderiam estar associadas à mudança de composição do magma por fracionamento magmático, resultando em uma câmara magmática zonada.

Bibliografia

- Almeida, F. F. M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.* 13, 139-158.
- Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.* 28, 135-150.
- Berndt, J., Holtz, F. & Koepke, J., 2001. Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contr. Mineral. Petrol.* 140, 469-486.
- Comin-Chiaromonti, P. & Gomes, C. B., 2005. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo. (in press)
- Elkins, L. T. & Groove, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.* 75, 544-559.
- Enrich, G. E. R., 2000. *Geologia e química mineral da Ilha Monte de Trigo, litoral norte do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, IGc-USP. 227p.
- Ghiorso, M. S. & Sack, R. O., 1991. Fe - Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 108, 485-510.
- Gilbert, M. C., Helz, R. T., Popp, R. K. & Spear, F. S., 1983. Experimental studies of amphibole stability. In: Veblen & Ribbe (Eds.) *Amphiboles : petrology and experimental phase relations*. *Rev. Mineral.* 9B, 299-354.
- Hamilton, D. L., 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.* 69, 321-329.
- Hewitt, D. A. & Wones, D. R., 1984. Experimental phase relations of the micas. In: Bailey (Ed.) *Micas. Rev. Mineral.* 13, 201-256.
- Popp, R.K., Virgo, D., Yoder, H.S., Hoering, T.C. & Phillips, M.W., 1995. An experimental study of phase equilibria and Fe oxy-component in kaersutitic amphibole: Implications for the $f\text{H}_2$ and $a\text{H}_2\text{O}$ in the upper mantle. *Am. Mineral.* 80, 534-548.