

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1: Apresentação

Este trabalho está associado à dissertação de mestrado do Programa de Pós-graduação da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro. O tema central desta dissertação é a petrogênese dos traquitos e sienitos que afloram na porção oriental do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (Klein, 1993). Essa dissertação de mestrado foi orientada pela Dr^a Diana Ragatki e co-orientada pelo Dr. Sérgio de Castro Valente.

As rochas estudadas são traquitos e sienitos que integram o Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha e o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, no Estado do Rio de Janeiro. O plutonismo alcalino da área foi datado em *c.a.* 72 Ma (K-Ar, rocha total; Sonoki & Garda, 1988) e a idade do vulcanismo foi estimada em *c.a.* 48 Ma com base em estudos geomorfológicos e estruturais (Klein *et al.*, 1986). O Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha é integrante do Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio (Almeida, 1991).

Este trabalho apresenta dados de campo, petrográficos e geoquímicos das rochas alcalinas aflorantes na área de estudo, sendo estas: diferentes tipos de sienitos e traquitos, brechas polimíticas, brechas oligomíticas, lapillitos e aglomerados, além de gnaisses (que representam a rocha encaixante na área). Estes dados foram utilizados na elaboração de modelos petrogenéticos preliminares e inserção da geologia da área no contexto regional.

1.2: Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é discriminar os processos petrogenéticos das rochas plutônicas e vulcânicas, à exceção dos produtos piroclásticos, que ocorrem no Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, com base em dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos. Os objetivos específicos são:

1. Mapeamento geológico do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (escala 1:10000).
2. O estudo de possíveis relações de cogeneticidade entre termos plutônicos e vulcânicos;
3. A inserção do plutonismo e vulcanismo da área no contexto regional do magmatismo alcalino do Cretáceo Superior no Segmento Central da Faixa Ribeira.

1.3: Justificativa

Modelos geodinâmicos refinados devem ser construídos com base na integração de processos petrológicos, estratigráficos, estruturais e geocronológicos - dentre outros possíveis - de uma determinada área. Estes modelos podem servir não somente à elucidação de complexos processos mantélicos e crustais mas também à compreensão dos parâmetros que controlam a geração e distribuição de reservas minerais.

Uma quantidade apreciável de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos tem sido produzida para algumas províncias alcalinas da Plataforma Sul-Americana, com destaque para as províncias máfico-potássicas do Paraguai (*p.ex.*; **Comin-Chiaramonti et al., 1997**) e do bordo norte da Bacia do Paraná (*p.ex.*; **Gibson et al., 1995a, 1997**). Contrariamente, ainda há carência de dados petrológicos e estruturais para o Maciço do Marapicu-Gericinó-Mendanha no Rio de Janeiro. A aquisição e interpretação destes dados poderão contribuir para o refinamento dos modelos geodinâmicos para o magmatismo máfico do Cretáceo na porção centro-sul da Placa Sul-Americana. Vale salientar que a importância econômica do estudo petrológico-geoquímico do Maciço do Marapicu-Gericinó-Mendanha não se reduz a sua integração com outros dados geológicos na elaboração de modelos geodinâmicos refinados. Isoladamente, o Maciço do Marapicu-Gericinó-Mendanha também constitui um importante alvo de pesquisa sob o ponto de vista econômico. Enxames de diques máficos que incluem lamprófiros têm sido estudados em várias partes do mundo devido à associação potencial destas rochas com diferentes tipos de

mineralizações. Por exemplo, dados recentes demonstram a associação de magmas lamprófíricos com concentrações de metais nobres. Mais especificamente, lamprófiros gerados em áreas associadas a *hotspots* ou rifteamento continental também podem conter concentrações mais elevadas de metais nobres (p. ex. Au, Pd, Pt, Rh e Ir) do que MORB's (*Mid-Ocean Ridge Basalts*), aparentemente devido às suas distintas fontes mantélicas. Semelhantemente, os processos hidrotermais associados às rochas do Maciço do Marapicu-Gericinó-Mendanha somente recentemente têm merecido estudo detalhado (p.ex.: **Pires & Miano, 1999**). Estes trabalhos recentes demonstram a necessidade de gerar dados petrológicos para o Maciço do Marapicu-Gericinó-Mendanha que permitam também avaliar seu potencial econômico.

1.4: Métodos de trabalho

O trabalho associado a esta dissertação de mestrado baseou-se na execução do seguinte método:

1. Levantamento bibliográfico, com ênfase nos seguintes temas:
 - a) Trabalhos associados ao magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Terciário na porção meridional da Plataforma Sul-Americana, com reconhecimento de modelos geodinâmicos envolvendo a pluma de Trindade–Martins Vaz e a reativação de transformes continentais;
 - b) Trabalhos de cunho local de mapeamento geológico e petrologia já desenvolvidos na área do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu e do Maciço do Marapicu-Gericinó–Mendanha; e
 - c) Trabalhos e livros sobre petrologia de traquitos e sienitos;
2. Compilação de dados geológicos, principalmente petrológicos e estruturais, da área do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu;
3. Elaboração de mapa geológico na escala de 1:10.000 da área de estudo;

4. Confecção de lâminas petrográficas e estudo petrográfico sob microscópio de luz transmitida;

a) Seleção de amostras de rochas vulcânicas e plutônicas de diferentes unidades e *facies* do Vulcão de Nova Iguaçu para análises petrográficas e litogeoquímicas;

b) Preparação de amostras para análise litogeoquímica;

5. Envio das amostras para laboratórios especializados para execução das análises litogeoquímicas para análise de elementos maiores e traços (incluindo elementos terras-raras);

6. Análise dos dados obtidos e elaboração do texto final da dissertação de mestrado.

1.5: Localização e vias de acesso

O Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha é formado pelas serras do Mendanha e Madureira que ocorrem na Baixada Fluminense. Estas serras têm cotas máximas em torno de 800 m, sendo mutuamente paralelas com direção geral NE-SW. O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu se estende desde Cabuçu, na parte SW do maciço, até Nova Iguaçu, a NE, onde localiza-se a estrutura circular (**Figura 1.1**) que foi relacionada à ocorrência de um corpo vulcânico conhecido como vulcão de Nova Iguaçu (**Klein & Vieira, 1982**).

O acesso à área é feito facilmente por vias pavimentadas, tanto pela Estrada de Madureira, na porção noroeste da serra homônima, como pela Estrada do Guandu do Sapé, pela Serra do Mendanha. O acesso aos afloramentos se dá por vias não pavimentadas e trilhas que cortam a área. Os afloramentos de rochas estão geralmente muito alterados ou encobertos por mata de pequeno porte, dificultando o estudo, exceção feita às pedreiras, com destaque para a Pedreira Vigné Ltda. (**Figura 1.1**).



Figura 1.1: Imagem do satélite *ikonos* (13 de fevereiro de 2001) mostrando a porção setentrional do Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha. O quadrado indica a área de lavra da Pedreira Vigné. O círculo indica, aproximadamente, a cratera do Vulcão de Nova Iguaçu (**Klein & Vieira, 1982**).

CAPÍTULO 2: REVISÃO TEMÁTICA

2.1: Modelos geodinâmicos para o magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Terciário do Segmento Central da Faixa Ribeira.

As estruturas tectônicas do Segmento Central da Faixa Ribeira, de idade Neoproterozóica, são cortadas por complexos alcalinos do lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio de direção WNW-ESE. Este lineamento é caracterizado por 26 corpos de rochas alcalinas intrusivas (sob formas de *stocks* e *plugs*), 5 ocorrências de rochas efusivas, além de numerosos diques. As idades desse magmatismo variam de 84 Ma a 49 Ma (métodos K-Ar e Rb-Sr, rocha total e separados minerais) desde Poços de Caldas até Cabo Frio, sendo a maior parte desses corpos situados entre os Maciços de Itatiaia-Passa Quatro e o Morro de São João (Casimiro de Abreu) (Almeida, 1991).

As principais associações de rochas nos complexos alcalinos do lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio são (Ulbrich & Gomes, 1981):

1) Sienitos saturados a insaturados (freqüentemente associados com traquitos e fonolitos), como ocorre em Cabo Frio, Itaúna, Ilha de Vitória, Lages, Mendanha, Morro de São João e Tinguá (todas suítes miaskíticas);

2) Associações sieníticas insaturadas, enriquecidas em elementos incompatíveis, com nefelina sienitos, como ocorre em Poços de Caldas e no Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha (suítes agpaíticas); e

3) Associações álcali-granito/álcali-sienito, com rochas saturadas a levemente insaturadas, como ocorre em Itatiaia e Passa Quatro.

Três modelos geodinâmicos principais têm sido utilizados para explicar o magmatismo alcalino do Cretáceo Superior na porção meridional da Plataforma Sul-Americana (Fainstein & Summerheys, 1982; Almeida, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho *et al.*, 2000):

1. Reativação de falhas fundamentais (ou transformes continentais);
2. Atividade de *hotspots*; e

3. Combinação dos dois modelos anteriores.

O princípio de reativação de falhas fundamentais ou transformes continentais está diretamente associado ao subparalelismo de lineamentos continentais e oceânicos observado na margem passiva Atlântica da Plataforma Sul-Americana (p.ex.: **Gorini & Bryan, 1976; Mascle, 1976**). Esses estudos tentam demonstrar que várias feições lineares oceânicas têm continuidade no continente formando grandes lineamentos que se estendem por grandes áreas.

Processos de ressurgência magmática têm sido atribuídos à reativação ao longo destes lineamentos continentais, interpretados como transformes ou falhas fundamentais, em geral como consequência de mudanças do pólo de rotação da placa Sul-Americana no Cretáceo e Terciário. Essas falhas fundamentais são interpretadas como linhas de fraqueza ancestrais que originaram a Cordilheira Meso-Oceânica, assim como o sistema de falhas das bacias de *rift* do sudeste Brasileiro.

O modelo de magmatismo associado à plumas e *hotspots* (p.ex.: **Gibson et al., 1995**) propõe que a atividade alcalina do Cretáceo Superior no sudeste do Brasil pode ter sido causada pelo impacto de uma pluma (Trindade-Martim Vaz) na base da litosfera continental. A pluma teria transferido calor à litosfera por condução e advecção, com consequente fusão de parte do manto litosférico. Esse processo teria resultado nos grandes lineamentos magmáticos que se estendem pelo sudeste Brasileiro, tal como o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (**Almeida, 1991**), que inclui o Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha (**Figura 2.1**).



Figura 2.1: Mapa esquemático de parte da Plataforma Sul-Americana com representação do Lineamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio. O Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha está indicado (modificado de **Thomaz Filho & Rodrigues, 1999**).

Um terceiro modelo tenta associar a reativação de falhas com a presença de uma anomalia térmica (tipo pluma) no sudeste brasileiro no Cretáceo Superior (**Fainstein & Summerheys, 1982; Thomaz Filho et al., 2000**). Este modelo conciliatório explica a atividade magmática relacionada ao Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio como uma resposta a uma anomalia térmica mantélica posicionada nas proximidades da cadeia de Vitória-Trindade até o Eoceno. A justaposição desta zona de fraqueza, causada pela reorganização global de placas, próxima a uma anomalia térmica, pode ter resultado em centros vulcânicos que estão agora cobertos pelo Banco de Abrolhos. Estes vulcões formariam os *seaward edges* das bacias marginais do Brasil.

2.2: O Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha

O Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha destaca-se dentre outras províncias alcalinas na Plataforma Sul-Americana por incluir litotipos plutônicos, sub-vulcânicos (majoritariamente diques) e vulcânicos, estes últimos raramente presentes naquelas províncias (**Ulbrich & Gomes, 1981**). Ele está

inserido no denominado *Rift* da Guanabara, uma estrutura semi-gabren, de aproximadamente 120 x 30 Km, com orientação geral ENE e mergulho para SE (**Almeida, 1976**). O *Rift* da Guanabara integra a Serra do Mar, feição fisiográfica de destaque no sudeste do Brasil que se estende ao longo da costa entre as latitudes 28°S e 22°S, com altitude média de 900 m e máxima de cerca de 2400 m. Dois eventos de soerguimento do embasamento Pré-cambriano foram identificados na Serra do Mar a partir de estudos de traços de fissão em apatitas (c.a. 124 Ma; c.a. 85 Ma), possivelmente associados a processos de soerguimento mantélico (**Fonseca & Poupeau; 1984**). **Almeida (1976)** propôs que o *Rift* da Guanabara foi criado durante o Paleoceno Inferior e **Ferrari (1990)** sugeriu que até 3 km de deslocamento vertical entre blocos pode ter ocorrido no *rift*, com cerca de 4 Km de rochas tendo sido erodidas entre 72 e 42 Ma.

As suítes alcalinas no Brasil ocorrem ao longo de dois grandes lineamentos magmáticos, de direção NW-SE e NE-SW, na Plataforma Sul-Americana (**Ulbrich & Gomes, 1981**). Parte do primeiro lineamento compreende o assim denominado Alinhamento Magmático Poços de Caldas–Cabo Frio, no qual se insere o Maciço Marapicu–Gericinó–Mendanha de idade Cretácea Superior (c.a. 72 Ma; **Sonoki & Garda, 1988**). O maciço, portanto, é parte de um grupo mais jovem (80-53 Ma; K/Ar em rocha total e separados minerais) de complexos alcalinos que ocorre no sul-sudeste do Brasil (**Ulbrich & Gomes, op.cit.**).

O Maciço Marapicu–Gericinó–Mendanha tem forma de facólito e encontra-se encaixado na concavidade de uma dobra dos gnaisses que ocorrem no município do Rio de Janeiro e Baixada Fluminense, estruturada segundo um mega-anticlinal com o flanco ocidental de direção NE e o flanco oriental de direção NNW (**Helmbold et al., 1965**). O maciço inclui, em sua porção setentrional, o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (**Figura 2.2**).

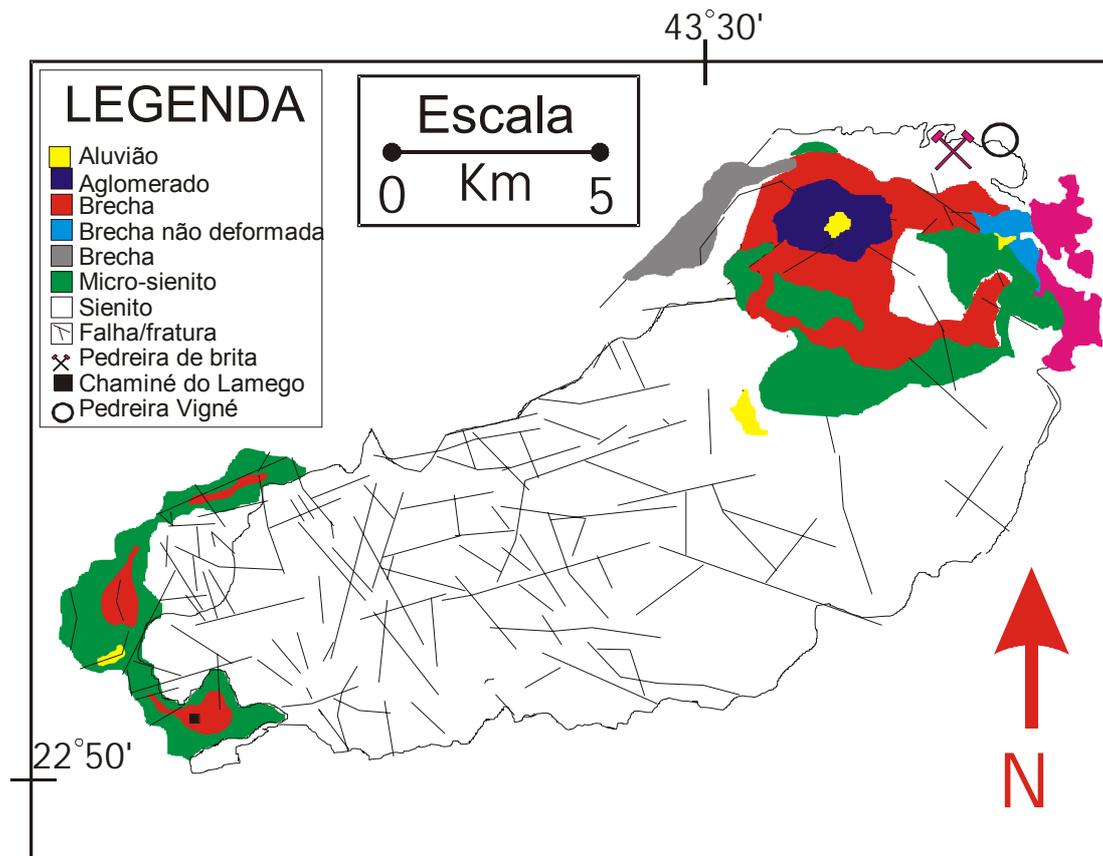


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do Maciço Marapicú-Gericinó-Mendanha, RJ (modificado de Klein, 1993). A localização aproximada da Pedreira Vigné é indicada no mapa.

O maciço alcalino Marapicú-Gericinó-Mendanha tem aproximadamente 3 Km de largura na sua parte central e cerca de 10 Km de comprimento, com mergulho NW. Ele é um plúton mineralogicamente zonado, com granulação grossa no centro e traquitóide, com maior quantidade de feldspatos na moda, minerais máficos e possivelmente também nefelina em direção a sua borda (Klein & Montalvano, 1985). O maciço parece compreender fundamentalmente uma suíte de associação predominantemente sienítica insaturada composta por foiaítos, tinguaitos e nefelina sienitos (Ferreira *et al.*, 1965; Helmbold, 1967, 1968). Há duas estruturas vulcânicas associadas com a suíte plutônica, quais sejam: 1) O vulcão de Nova Iguaçu, que pode ser descrita como um conduto de aproximadamente 2 Km de diâmetro compreendendo essencialmente um aglomerado central, com bombas, tufos e *lapilli* abundantes (Klein & Vieira, 1980a,b; Klein, 1993); e 2) A chaminé do Lamego, caracterizado por um conduto relativamente menor formado por tufos

soldados de composição predominantemente traquítica, bem como brechas vulcânicas (**Klein et al., 1984**). Juntas, estas duas estruturas formam o assim denominado Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (**Klein, op.cit.**). Diques brechados estão associados a ambas estruturas vulcânicas. Eles são traquíticos e têm fragmentos angulares a subangulares de granulometria variando de alguns pouco centímetros até cerca de um metro. A colocação das brechas pode ser descrita como rápida e explosiva, possivelmente controlado por gases quentes ascendentes com fragmentos em suspensão (fluidização), resultante do acúmulo em câmaras magmáticas rasas (**Klein & Valença, 1984b**). Depósitos não econômicos de barita e bauxita foram descritos no maciço (**Menezes & Klein, 1973; Sigolo & Klein, 1987**) e, mais recentemente, os seus depósitos hidrotermais têm merecido estudo mais detalhado (**Pires & Miano, 1999**).

2.3: O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu

O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (**Klein, 1993**) está localizado nos municípios de Nova Iguaçu, Mesquita, Nilópolis e Rio de Janeiro, e possui cotas máximas em torno de 800 m. As rochas deste complexo incluem traquitos, sienitos, brechas, aglomerados e lapillitos, além de diques de rochas alcalinas do Cretáceo Superior (contemporâneos ao magmatismo alcalino) de lamprófiros, álcali-basaltos, fonolitos e traquitos que constituem a série alcalina do Enxame de Diques da Serra do Mar na área do Rio de Janeiro (**Valente et al., 1997;1998; 2002**).

De acordo com **Klein (1993)** o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu compreende duas chaminés vulcânicas, sendo a primeira conhecida como Chaminé do Lamego (pouco estudada) situada a sudoeste do Complexo Vulcânico, sendo que na área mais a norte está localizado o Vulcão de Nova Iguaçu. As duas estruturas vulcânicas são circundadas por sienitos e microsienitos porfiríticos, tendo blocos de sienito formando a chaminé, além de brecha piroclástica na parte mais externa, e aglomerado no centro (**Figura 2.2**). As principais diferenças entre as duas estruturas vulcânicas são a forma e dimensões, sendo o Vulcão de Nova Iguaçu bem maior, com sua cratera em

forma de cone com diâmetro de 700 metros, constituído por depósitos de brechas piroclásticas em forma de ferradura com concavidade voltada para leste. Sobre estas brechas encontra-se um depósito de aglomerado vulcânico. Os litotipos presentes no complexo incluem:

1. Aglomerado: aparece capeando as porções mais elevadas de brechas finas. A estrutura é do tipo suportada pela matriz e os blocos apresentam-se bem arredondados, vesiculados e com cerca de 20 cm de diâmetro. A rocha é composta por grandes blocos e bombas, principalmente de microsienito porfirítico e traquito, que representam o último evento eruptivo;
2. Ignimbritos: ocorrem principalmente na Chaminé do Lamego e são oriundos de fluxos piroclásticos caracterizados por suspensão fluidizada, composta por partículas e gases formando uma emulsão em alta temperatura;
3. Brecha deformada: representa uma cunha, em forma de quarto crescente, com concavidade voltada para sudeste. Faz contato com gnaiss, que é a rocha encaixante da região, e atravessa o sienito, passando entre o microsienito e a brecha piroclástica. Ao longo da encosta apresentam diversos graus de deformação. A orientação dos blocos de gnaiss não obedece à foliação dos mesmos, podendo ser paralelas, inclinadas ou perpendiculares entre si;
4. Brecha não deformada: limita-se ao norte pelo sienito e a brecha piroclástica vesiculada, a leste pelos gnaisses, e a sudeste uma falha a separa do microsienito porfirítico e da brecha piroclástica vesiculada. Inclui blocos poligonais de gnaisses e migmatitos que apresentam suas xistosidades e foliações com diversas orientações. As dimensões desses blocos variam de 1m a 2m de lado. Os pequenos espaços entre esses blocos são preenchidos por fragmentos resultantes do processo abrasivo do ajuste entre os blocos. Os tipos petrográficos são de gnaisses claros, bandados, migmatitos, granito, basalto e traquito. Esta brecha é ainda cortada por diques de traquito;
5. Brechas piroclásticas: estes depósitos apresentam uma assimetria na distribuição, mas geralmente são observados entre as cotas de 150-

450m. Os tipos de granulometria mais fina são observados próximos da cratera (área do aglomerado) enquanto os mais grossos e vesiculados constituem os depósitos mais distais. Essas brechas aparecem suportadas por clastos, matriz ou por matriz e clastos. Estas são monolitológicas, constituídas de piroclastos vesiculados ou não, variando entre cinza grossa, *lapilli* e blocos. Os depósitos denotam pouco intemperismo químico, com os piroclastos de cor cinza ou amarelados;

6. Microsienito porfirítico (traquito): rocha geralmente porfirítica, mas com variações granulométricas, e matriz geralmente afanítica ou microfanerítica. Os fenocristais podem estar agrupados exibindo textura glomeroporfirítica. A relação matriz/fenocristais decresce à medida que se afasta da interface com o sienito. A mineralogia essencial é composta por álcali-feldspato e plagioclásio; e
7. Sienito: rocha com textura fanerítica e granulação grossa, predominantemente hipidiomórfica, equigranular com arranjo traquitóide de ripas de feldspato. Como composição mineralógica essencial inclui feldspato alcalino, com minerais máficos e/ou opacos como minerais acessórios. Os minerais máficos geralmente estão alterados. A passagem de sienito para microsienito porfirítico (traquito) é gradativa.

2.4: Modelos petrogenéticos para traquitos e sienitos

Rochas alcalinas são rochas insaturadas em sílica e geralmente geradas como produto de magmatismo em muitas regiões intraplaca. O termo alcalino é usado para descrever rochas que contêm mais metais alcalinos (particularmente Na_2O e/ou K_2O) correspondentemente à sílica do que é necessário para formar feldspatos. As rochas alcalinas podem variar de ultramáficas a félsicas, incluindo também carbonatitos. Suas associações e suas composições também podem variar, podendo ter altas concentrações de elementos incompatíveis e terras raras. Rochas alcalinas também contêm usualmente inclusões de minerais e rochas derivadas do manto, inclusive diamantes.

A alta concentração de álcalis (Na e K) relativamente à sílica em rochas alcalinas faz com que nefelina apareça na norma. Alguns minerais que podem aparecer nessas rochas insaturadas em sílica são: álcali-feldspato, plagioclásio, feldspatóides (como nefelina e leucita), analcima, biotita, flogopita, piroxênio sódico e cálcico, anfibólio alcalino, olivina, óxidos de Fe e Ti e minerais incomuns que podem ocorrer como minerais acessórios.

Algumas das rochas alcalinas vulcânicas mais freqüentes são basaltos alcalinos, basanitos, hawaiítos, traquitos e fonolitos. Outras, menos freqüentes, são shoshonito, nefelinito, kimberlito e lamprófito. Rochas alcalinas plutônicas comuns incluem sienito, ijolito, teralito e carbonatito.

O traquito é o equivalente vulcânico e hipabissal, de granulação fina, do sienito. Sua composição varia amplamente, indo desde quartzo traquitos supersaturados até as variedades portadoras de feldspatóides (isto é, tipos insaturados). Os primeiros passam gradativamente para riolitos e os últimos para fonolitos, quando o conteúdo de quartzo, por um lado, ou dos feldspatóides por outro, aumenta além de 10% volume. A classificação de álcali-sienitos e feldspatóides sienitos (e seus equivalentes vulcânicos) são baseadas no conteúdo modal de quartzo, feldspatóides e minerais máficos, sobre a razão de feldspatos e sobre os tipos de minerais máficos presentes (Sørensen, 1974).

Freqüentemente, os traquitos são porfíricos, com fenocristais de feldspatos e uns poucos fenocristais de minerais máficos em matriz composta principalmente de micrólitos de feldspatos quase paralelos (textura traquítica).

As rochas traquíticas correm em todos ambientes tectônicos. Elas ocorrem em vulcões alcalinos de áreas oceânicas, em áreas continentais não orogênicas e em *rift valleys* como o do leste africano, e também, menos comumente, em áreas continentais anorogênicas. Em áreas oceânicas os traquitos associam-se a basaltos alcalinos, e em áreas continentais eles são

associados usualmente a nefelinitos, ijolitos e carbonatitos e, em alguns casos, com granitos peralcalinos (Hall, 1989).

Os traquitos, freqüentemente, são divididos em normais (ou miaskíticos) e peralcalinos (ou agpaíticos), de acordo com a sua composição química. Os traquitos miaskíticos possuem uma relação $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ menor que 1, em proporção molecular, enquanto que nos traquitos agpaíticos esta relação é maior que 1. Tanto traquitos miaskíticos quanto agpaíticos podem ser também divididos em sódicos e potássicos. Em geral, traquitos são enriquecidos em Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , e empobrecidos em MgO e CaO .

Os traquitos sódicos têm abundantes quantidades ou predominância de albita ou anortoclásio, e a maior parte dos minerais máficos é rica em sódio. Essas rochas são freqüentemente parte de associação de rochas vulcânicas de séries alcalinas do tipo basalto → hawaíto → mugearito → benmoreíto → traquitos sódicos (Figura 2.3).

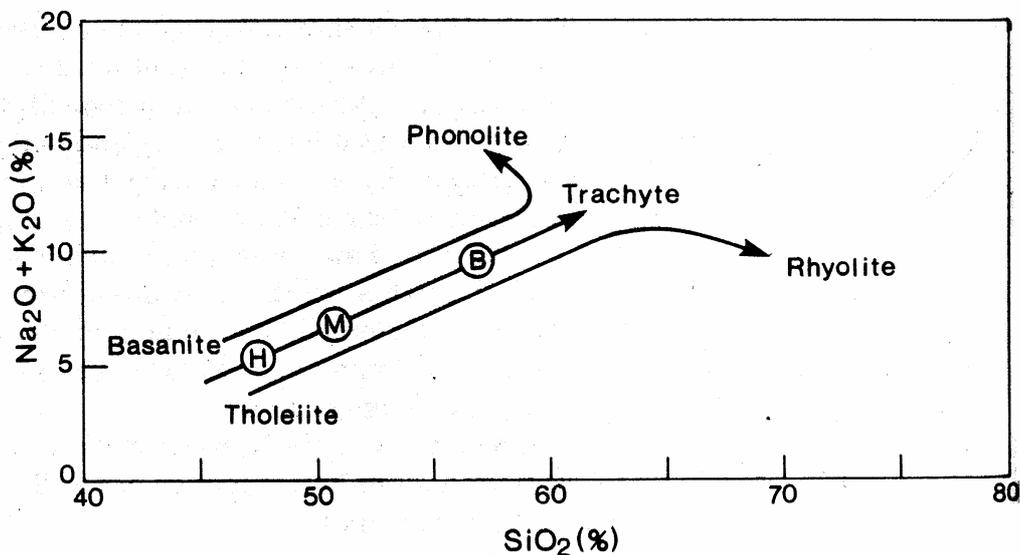


Figura 2.3: Possíveis caminhos de fraçãoamento de magmas basálticos até líquidos residuais félsicos. Composições intermediárias na linha basalto para traquito são denominadas hawaíto (H), mugearito (M) e benmoreíto (B) (modificado de Hall, 1989).

Os traquitos potássicos têm como feldspato dominante anortoclásio e sanidina, e tendem a ser membros mais diferenciados da série basalto alcalino → traqui-basalto → tristanito → traquito potássico (Hall, 1989).

Os traquitos miaskíticos, geralmente, possuem a seguinte composição normativa: 48% de albita, 30% de ortoclásio, 7% de anortita, 5% de quartzo, 4% de magnetita, 2% de diopsídio, 2% de hiperstênio, 1% de ilmenita e 1% de apatita. Os traquitos peralcalinos ou agpaíticos são rochas essencialmente alcali-feldspáticas. Entretanto, podem conter até 1,5% de acmita (aegirina) e 3% de nefelina normativa.

A petrogênese de traquitos têm sido discutida por muitos petrólogos que, em geral, concordam que estas rochas não representam magmas primários, mas sim derivados de um dos tipos mais comuns de magmas parentais, o basalto (Figura 2.4). No entanto, processos envolvendo fusão parcial e contaminação também são possíveis (Hall, 1989).

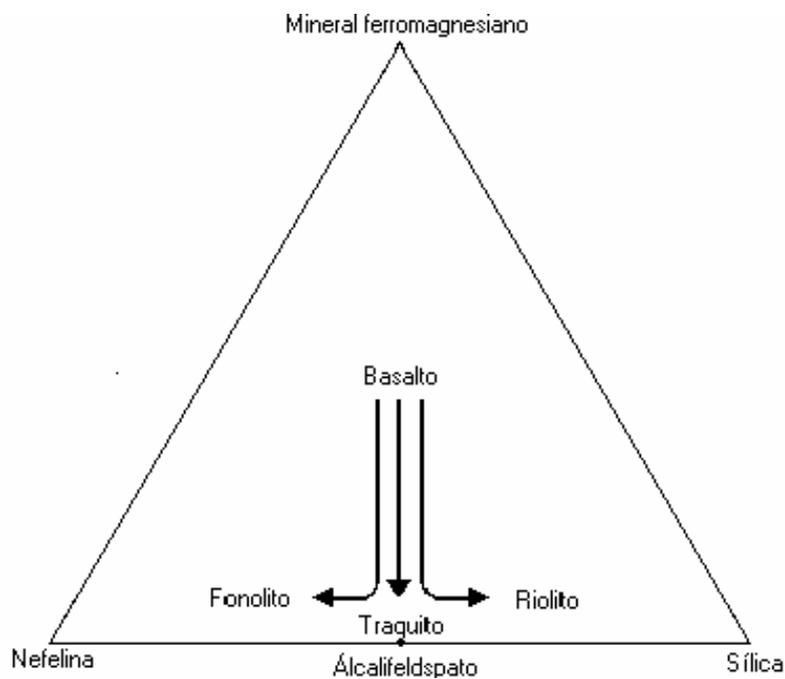


Figura 2.4: Possíveis caminhos de fraçãoamento desde magmas basálticos até líquidos residuais félsicos (modificado de Hall, 1989).

Em províncias vulcânicas recentes, traquitos são associados com lavas básicas alcalinas. Em casos onde a ocorrência de traquitos é comparativamente pequena em relação ao basalto, ele é amplamente assumido como resíduo de frações diferenciadas.

Através de evidências experimentais, obteve-se diferentes sequências de fracionamento dependendo da saturação em sílica do magma parental inicial. Essas composições são claramente identificáveis em séries de magmas em vulcões modernos. Em ordem decrescente de alcalinidade podem ser distingüidas as seguintes séries principais (**Hall, 1989**):

- 1- Basalto toleítico→ traquito→ riolito: esta associação é observada em rochas vulcânicas dos Andes, Ilha de Ascensão e Ilha Bouvet. O membro final riolítico é normalmente peralcalino;
- 2- Álcali-basalto→ traquito→ fonolito: esta é a associação mais comum em vulcões de ilhas oceânicas. Exemplos são observados nas Ilhas Maurício, Santa Helena e Tenerife;
- 3- Nefelinito→ fonolito: o traquito está ausente e nefelinito diferencia-se diretamente para fonolito. Esta associação é observada na Ilha de Trindade, em muitos vulcões do leste africano, e nas províncias Balcones do Texas.

Em províncias vulcânicas maiores, mais de uma dessas associações podem ser representadas. Em outros vulcões alcalinos, traquito é o tipo de lava mais fracionado observado, e fonolitos e riolitos não estão presentes.

A diferenciação de magmas básicos dando origem a traquitos e fonolitos é freqüentemente atribuída à cristalização fracionada, geralmente sob baixas pressões. O fracionamento de combinações particulares de minerais pode explicar as diferentes concentrações de elementos maiores e traços entre basaltos alcalinos e traquitos associados (**Best, 1982; Hall, 1989**).

Através de estudos experimentais identificou-se mais uma hipótese para origem de magmas traquíticos (ou alcalinos) (*p.ex*: **Yoder & Tilley, 1962**). Estes estudos mostraram que existem barreiras termais entre líquidos supersaturados e insaturados que, de modo geral, inibem um líquido supersaturado (como granitos ou toleítos) de evoluírem para líquidos insaturados por reação com contaminação de material cristalino. A origem de magmas traquíticos (ou alcalinos) por contaminação também poderia ocorrer como resultado do baixo ponto de fusão de alguns arenitos e folhelhos. Mas estes são normalmente supersaturados em sílica, o que impediria a geração de líquidos contaminados insaturados (**Hall, 1989**).

Outra hipótese para origem de magmas traquíticos seria por fusão parcial. Se fonolitos e traquitos são produtos de fusão parcial, o material fonte mais óbvio seria algum tipo de rocha alcalina basáltica profunda. A região fonte não precisaria ser necessariamente a crosta; poderia ser talvez uma segregação basáltica no manto. Uma outra possibilidade é que rochas alcalinas félsicas poderiam ser derivadas diretamente da fusão incipiente de lherzolitos, representando o primeiro produto do processo de fusão que normalmente prosseguiria para gerar grandes volumes de basaltos. A ocorrência, embora rara, de nódulos ultramáficos em traquitos e fonolitos tem sido apontada por alguns autores como evidência de uma origem mantélica, muito embora outros autores os interpretem como cumulados. Vale ressaltar que a formação de um líquido traquítico ou fonolítico por fusão parcial do peridotito não foi reproduzida experimentalmente. Os produtos mais comuns de fusão de muito baixo grau de peridotitos são basaltos alcalinos (**Mysen & Kushiro, 1977**).

CAPÍTULO 3: DADOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

3.1: Introdução

Neste capítulo serão apresentados dados de campo e petrográficos das rochas na área de estudo, que corresponde às coordenadas 43°27'-43°29'W e 22°45'-22°47'S. Um mapa geológico da porção oriental do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu em escala 1:10.000 (**Anexo I**) foi elaborado durante os trabalhos de campo referentes ao Termo de Ajustamento de Conduta da Pedreira Vigné Ltda., realizado de setembro de 2004 a setembro de 2005. A autora da presente dissertação fez parte da equipe de campo do referido projeto e participou de todas as etapas do mapeamento geológico da área. Um outro mapa detalhado (1:1.000), de uma área a norte do vulcão de Nova Iguaçu correspondente à lavra da Pedreira Vigné, (**Figura 3.1** e **Anexo II**) foi elaborado entre julho de 2003 e janeiro de 2004 (**Dutra et al., 2004**) como parte de um convênio entre a Pedreira Vigné Ltda. e a Fundação de Apoio à Pesquisa Científica e Tecnológica da UFRuralRJ (FAPUR). A autora da presente dissertação foi bolsista de iniciação científica do referido convênio e participou de toda a campanha de campo referente à elaboração do mapa geológico da área de lavra da Pedreira Vigné Ltda. Ainda neste capítulo será apresentada a caracterização das *fácies* litológicas observadas no campo, com base em suas características petrográficas macroscópicas e microscópicas.

O mapeamento geológico do vulcão de Nova Iguaçu, em escala 1:10.000, abrangeu a área entre as coordenadas 43°27'-43°29'W e 22°45'-22°47'S, que corresponde à área de estudo desta dissertação de mestrado. Já o mapa geológico detalhado, em escala 1:1.000, cuja área é limitada pelas coordenadas 43°27'36"-43°28'12"W e 22°45'36"-22°45'54"S, estando, assim, inserida na área de estudo. Durante o mapeamento em escala 1:10.000, foram visitados cerca de 160 afloramentos e coletadas cerca de 50 amostras, que serviram à confecção de 25 lâminas petrográficas. Além disso, cerca de 120 afloramentos foram estudados durante a elaboração do mapa na escala de 1:1.000, com a coleta de 111 amostras que serviram à confecção de 60

lâminas para estudos petrográficos sob microscópio de luz transmitida. Os estudos de campo envolveram também a documentação dos afloramentos mais representativos com fotografias convencionais e digitais. Todos os critérios utilizados para a classificação das rochas, necessária aos estudos de campo e petrográficos, são apresentados no **Anexo III**.



Figura 3.1: Vista aérea da área de lavra da Pedreira Vigné, Nova Iguaçu, RJ (elipse). Na fotografia é possível ver a praça e as bancadas que serviram à coleta das amostras (Fonte: *Homepage da Pedreira Vigné Ltda.*).

3.2: Geologia do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu na área de estudo

A geologia do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu na área de estudo é representada por gnaisses graníticos e bandados, sienitos indiferenciados (seis fácies), traquitos porfíricos (três fácies), brechas polimíticas, lapillitos, aglomerados e intrusões tabulares (**Anexo I**).

A unidade gnaisses graníticos e bandados ocorre a oeste da área e é representada por rochas metamórficas de diferentes texturas e estruturas. Os gnaisses fazem contato com os sienitos, a sul, e com brechas piroclásticas, a

leste. Há dois tipos principais de gnaisses que ocorrem, por vezes, em contato (**Figura 3.2**). Um tipo é bastante deformado e caracterizado por bandamento conspicuo, onde intercalam-se bandas félsicas que contêm quartzo e feldspato, de granulometria variando de fina a grossa (1-4 mm) e bandas máficas que contêm principalmente biotita com granulometria variando de média a grossa (2-4 mm). O outro tipo gnáissico tem composição granítica e é destituído de bandamento.



Figura 3.2: Aspecto de campo dos gnaisses encaixantes encontrados na área de estudo. A linha tracejada em branco indica o contato entre um tipo gnáissico com bandamento conspicuo (acima do contato) e um tipo gnáissico granítico sem bandamento (abaixo do contato). Ponto VNI159.

A unidade sienitos indiferenciados ocorre a norte, sudoeste e sudeste da área mapeada, e representa cerca de 35% das rochas aflorantes. Os sienitos encontram-se em contato com as rochas das unidades brechas piroclásticas e traquitos porfiríticos cinza-claro. A unidade sienitos indiferenciados inclui litotipos de diferentes texturas que variam de fina a grossa, sendo tanto inequigranulares quanto equigranulares (**Figura 3.3**).



Figura 3.3: Aspecto de campo dos sienitos encontrados na área de estudo. Ponto PV47.

Essas diferenças texturais, aliadas a diferenças de composição mineral menos marcantes, foram a base para a discriminação de seis fácies dentro desta unidade de mapeamento. Os sienitos de textura fina apresentam granulometria da matriz menor que 1,0 mm. Às vezes eles aparecem com textura porfirítica com fenocristais de álcali-feldspato com cerca de 2,0 cm, geralmente euédricos e subédricos. Sienitos de textura média apresentam granulometria de 1,0 a 2,0 mm e também podem ser porfiríticos. Os sienitos de textura grossa apresentam grãos da matriz maiores que 3,0 mm. Em geral, os sienitos de textura fina, média e grossa, porfiríticos ou não, apresentam características mineralógicas semelhantes, sendo constituídos essencialmente de álcali-feldspatos e, muito subordinadamente, por anfibólios, piroxênios e micas, geralmente muito alterados, além de minerais opacos. Sienitos de uma determinada fácies são englobados por sienitos de outras fácies. Esses enclaves se apresentam arredondados, angulosos e subangulosos, com dimensões desde 1,0 cm até alguns poucos metros. Os sienitos possuem sulfetos na matriz, concentrados em fraturas, formando venulações, bem como em cavidades miarolíticas, assim como acontece com a fluorita e calcita, que

também aparecem em concentrações na rocha, com dimensões que podem chegar a 15,0 cm.

A unidade traquitos porfíricos ocorre a norte e na parte central da área mapeada e, mais subordinadamente, a sul. Ela inclui três fácies distintas, quais sejam: traquito porfírico cinza-claro, traquito porfírico lilás e pófiro-traquito. O litotipo representativo da fácies traquito porfírico cinza-claro possui matriz afanítica com fenocristais de álcali-feldspato com granulometria menos variável. Estes fenocristais possuem, em média, 1,0 cm e normalmente são euédricos. A rocha apresenta raros enclaves. As rochas da fácies traquito porfírico lilás têm matriz afanítica com fenocristais de álcali-feldspato com granulometria variando de 0,3 cm a 2,0 cm, com hábitos geralmente subédricos e anédricos, proporção matriz/fenocristais de 60%/40% e com sutil orientação preferencial (lineação de fluxo) (**Figura 3.4**).



Figura 3.4: Aspecto de campo das rochas da unidade traquito porfírico lilás aflorantes na área de estudo. Notar o enclave de sienito (círculo branco). Ponto PV54.

Estes traquitos apresentam muitos enclaves, geralmente de arredondados a subangulosos (**Figura 3.4**). Há enclaves de fonolito, sienitos de

diferentes texturas, traquito afírico e, mais raramente, rochas máficas (basaltos e lamprófiros). Alguns destes enclaves possuem uma reação de contato, indicada pela concentração de sulfetos em suas bordas. Localizadamente, são observadas orbículas de coloração violeta com dimensões variando de 0,2 cm a 0,5 cm, com formas desde esféricas a irregulares. Finalmente, a fácies pórfiro-traquito tem como característica principal a sua baixa proporção matriz/fenocristais (30%/70%). As rochas da unidade pórfiro-traquito apresentam-se geralmente alteradas, com coloração amarelada. Os fenocristais desta rocha têm geralmente granulometria homogênea, com álcali-feldspato em grãos, em média, com 2,0 cm, que variam desde euédricos a subédricos, sem estrutura de fluxo associada. As rochas apresentam enclaves principalmente de traquito afírico de até 5,0cm. Como mineralogia da rocha também foi observada pirita de granulometria fina (<1 mm) na matriz e áreas com concentrações da mesma, que muitas vezes, aparece limonitizada. Este pórfiro-traquito também apresenta localizadamente concentrações de feldspatos com percentagens de volume de até 95%.

As rochas piroclásticas da unidade de mapeamento brechas polimíticas (**Figura 3.5**) ocorrem a norte e a oeste da área de lavra da Pedreira Vigné.

As brechas polimíticas são tanto do tipo sustentada por matriz, como por blocos. Estes últimos são, geralmente, angulosos, de tamanhos que podem chegar até 3,5 m. As brechas possuem uma matriz microporfírica félsica composta basicamente de álcali-feldspatos ou matriz afanítica. São observados sulfetos na matriz da brecha, representados por grãos de pirita menores que 1 mm até 2 mm. Os sulfetos, representados exclusivamente por pirita, ocorrem em drusas, às vezes com hábito cúbico característico preservado. As brechas apresentam blocos angulosos e, mais raramente, elipsoidais e subarredondados, de variados litotipos e dimensões, tais como sienitos, traquitos, basaltos, anfibolitos e gnaisses.

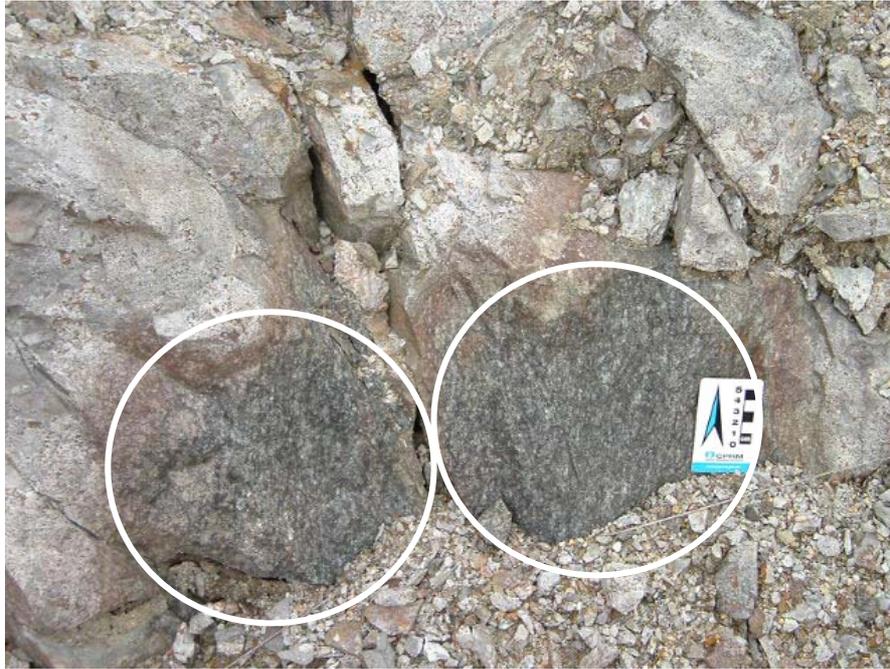


Figura 3.5: Aspecto de campo das brechas polimíticas encontradas na área de estudo. Notar os blocos piroclásticos de granulito (círculos brancos). Ponto PV37.

Outro litotipo encontrado na área é o aglomerado (**Figura 3.6**).



Figura 3.6: Aspecto de campo dos aglomerados encontrados na área de estudo. Notar a geometria aproximadamente circular das bombas piroclásticas (círculos brancos). Ponto VNI037.

Os aglomerados se restringem a uma área ao redor da Pedra da Contenda, e este possui bombas com tamanhos que chegam a 1m, geralmente arredondadas e com borda de resfriamento. Finalmente, um lapillito (**Figura 3.7**) também foi mapeado na área de estudo.



Figura 3.7: Aspecto de campo dos lapillitos encontrados na área de estudo. Ponto VNI037.

O lapillito se restringe ao redor do aglomerado, apresenta piroclastos de tamanho menores que 64mm e, às vezes, apresenta bombas piroclásticas de tamanhos maiores que 64mm.

Um aspecto relevante acerca dos aglomerados é o fato deles incluírem bombas piroclásticas de traquitos porfíricos, atestando a origem vulcânica destes últimos (**Figura 3.8**).



Figura 3.8: Bomba piroclástica de traquito porfírico cinza-claro em aglomerado. Ponto VNI038.

Intrusões tabulares de traquitos afíricos, traquitos porfíricos e lamprófiros (**Figura 3.9**) cortam as rochas de todas as unidades da área mapeada, tendo elas diferentes atitudes e mergulhos.



Figura 3.9: Aspecto de campo das intrusões tabulares encontradas na área de estudo. Ponto PV42.

As rochas das unidades sienitos indiferenciados, traquitos porfiríticos, brechas polimíticas e piroclásticas e intrusões tabulares afloram na área de lavra da Pedreira Vigné e foram mapeadas na escala de 1:1.000 (**Anexo II**). Este mapeamento detalhado permitiu, dentre outros itens, a discriminação de todas as três fácies de traquitos porfiríticos dentro da área de estudo. Na área de lavra da Pedreira Vigné, os sienitos são as rochas mais aflorantes, seguidas pelos traquitos porfiríticos cinza-claro. O traquito porfirítico lilás e o pórfiro-traquito ocorrem mais subordinadamente, a SSW da área de lavra. Brechas polimíticas afloram entre as cotas 265 m e 180 m, no limite oeste da área de lavra. De um modo geral, estas rochas apresentam as mesmas características de campo descritas acima, estando, no entanto, menos alteradas em função da exposição resultante da lavra.

3.3: Petrografia dos sienitos e traquitos

O estudo petrográfico foi realizado com base em cerca de 140 amostras coletadas nas campanhas de mapeamento geológico. A granulometria muito grossa das brechas piroclásticas impediu, de modo geral, o estudo petrográfico sob o microscópio. De modo similar, os aglomerados e lapillitos estavam, geralmente, muito alterados, não tendo sido possível, assim, realizar o trabalho de microscopia. No entanto, 90 amostras serviram à confecção de lâminas petrográficas de rochas das unidades sienitos indiferenciados e traquitos porfiríticos, além de, mais subordinadamente, basaltos e lamprófiros. Estas amostras foram analisadas sob microscópio de luz transmitida, tendo este trabalho petrográfico também servido à seleção de amostras de sienitos, traquitos, basaltos e lamprófiros para a etapa de litogeoquímica.

A unidade sienitos indiferenciados apresenta seis diferentes fácies de sienitos, das quais três são inequigranulares e três são equigranulares. Estas seis fácies serão descritas a seguir.

O álcali-sienito porfirítico é uma rocha leucocrática com matriz holocristalina, inequigranular porfirítica (**Figura 3.10**).



Figura 3.10: Fotomicrografia de rocha da fácies álcali-sienito porfirítico (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-11a).

A composição mineralógica inclui álcali-feldspato, plagioclásio, biotita, minerais opacos, apatita, pseudomorfos de anfibólio (provavelmente arfverdsonita) e biotita. A granulação da matriz varia de fina a média (1-2 mm) e a dos fenocristais, em geral, é grossa (4-10 mm). O volume de matriz é maior que a de fenocristais. O álcali-feldspato é o mineral essencial principal, perfazendo cerca de 80% a 90% do volume da rocha e ocorre tanto na matriz quanto como fenocristais. Como fenocristais variam de euédricos (com hábito colunar) a anédricos, prevalecendo os euédricos, em geral têm granulação grossa (4-10 mm). Encontram-se moderada a fortemente saussuritizados. Os fenocristais de plagioclásio são raros, mas quando ocorrem são anédricos de granulação média (2-3 mm) e estão fortemente saussuritizado. A biotita é um mineral acessório (5%), freqüentemente são euédricos de hábito lamelar com granulação variando de fina a média (<1-2 mm). Alguns grãos estão fortemente

alterados, preservando apenas o hábito lamelar com núcleos de coloração castanha avermelhada e bordas com tons esverdeados, originando pseudomorfos. Os minerais opacos são minerais acessórios (5%), sua granulação é fina (<1 mm) e sua forma varia de euédrica (hábito tabular) a anédrica, prevalecendo esta última. Alguns se encontram fortemente alterados originando um mineral secundário anédrico, provavelmente limonita, e estes freqüentemente estão relacionados com a biotita. A apatita ocorre como um mineral acessório, e os cristais euédricos de hábito acicular, e a granulação varia de fina a média (<1-1 mm). Este mineral ocorre como inclusões nos fenocristais de álcali-feldspato e de biotita.

O pórfiro álcali-sienito é uma rocha leucocrática com matriz holocristalina, inequigranular porfirítica. Essa matriz é intersticial, confinada nos vértices dos fenocristais (**Figura 3.11**).

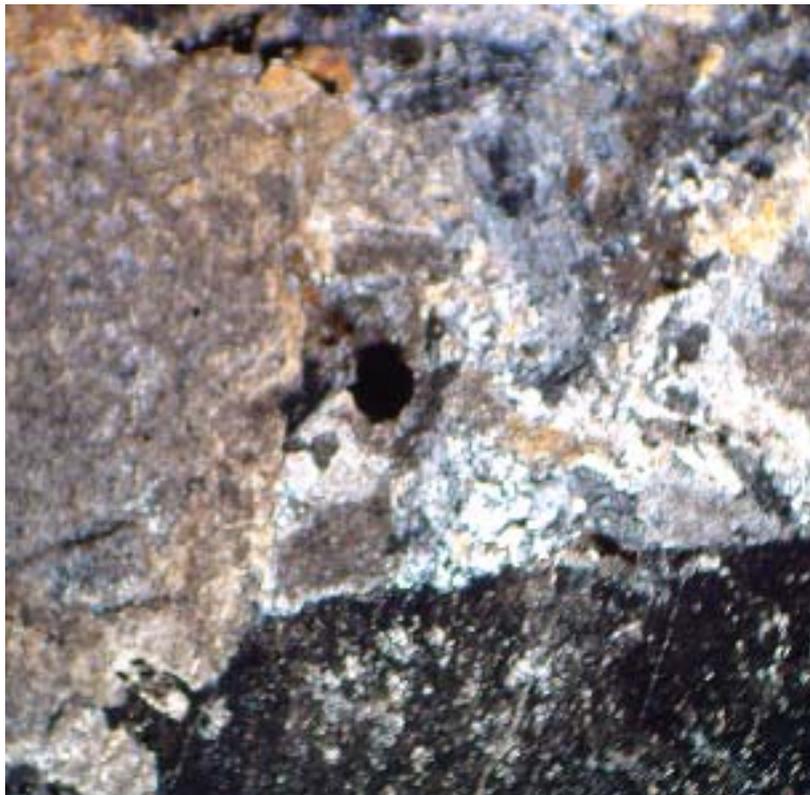


Figura 3.11: Fotomicrografia de amostra de sienito da fácies pórfiro-álcali-sienito. Notar a matriz confinada entre os pórfiros de álcali-feldspato (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-24d).

A granulação da matriz varia de fina a média (<1-2 mm) e a dos fenocristais, em geral, é grossa (3-10 mm) e com grande proporção fenocristais/matriz. A rocha é composta por álcali-feldspato, plagioclásio, biotita, minerais opacos, apatita e pseudomorfos de biotita. Uma diferença entre esta faciologia e a anterior é a menor quantidade de fases máficas desta fácies. O álcali-feldspato é o mineral essencial principal perfazendo mais de 90% do volume da rocha. Os fenocristais de álcali-feldspato têm granulação grossa (4-10mm) e variam de subédricos a anédricos. Alguns fenocristais encontram-se moderada a fortemente saussuritizados. Os fenocristais de plagioclásio são raros, mas quando ocorrem variam de subédricos a anédricos e sua granulação varia de média a grossa (2-4 mm). Estes minerais geralmente aparecem saussuritizados. A biotita nesta fácies é um mineral raro, que ocorre localmente em aglomerados. Sua granulação varia de fina a média (<1-2 mm), variando de euédricos a subédricos, com hábito lamelar a acicular, por vezes estes minerais apresentam textura *birdseye* característica. A biotita altera facilmente para um pseudomorfo (de ocorrência mais freqüente) de hábito lamelar típico. Os minerais opacos são minerais acessórios (1-5%), sua granulação varia de fina a média (<1-2 mm) e sua forma varia de euédrica (hábito tabular) a anédrica. Estes normalmente aparecem como inclusões em álcali-feldspato e subordinadamente em plagioclásio e biotita. A alteração origina um mineral secundário anédrico, provavelmente limonita. A apatita aparece como um mineral acessório de granulação fina (<1mm). Em geral, os grãos exibem formas variando de euédrica (hábito acicular) a anédrica (arredondada) e geralmente aparecem como inclusões nos fenocristais de álcali-feldspato.

O sienito porfirítico fino é uma rocha leucocrática com matriz holocristalina, inequigranular com pórfiros raros, sua granulometria (matriz) varia de fina a média (<1- 2mm) e a granulação dos fenocristais é média (1-3 mm) (**Figura 3.12**). A matriz é composta por álcali-feldspato, biotita, opacos, apatita e limonita. Os fenocristais de álcali-feldspato são subédricos (colunar) a anédricos e sua granulação é predominantemente média (1-3 mm), mas localmente possui variedades de 5 mm. Estes perfazem cerca de 80% a 90% do volume da rocha e normalmente estão fortemente saussuritizados. A biotita

é um mineral acessório (3%), sua granulação varia de fina a média (<1-2 mm) e sua forma geralmente é euédrica a subédrica de hábito lamelar. Raros pseudomorfos de biotita aparecem, e estes geralmente são anédricos de coloração esverdeada. O plagioclásio aparece como fenocristal com granulação média (1mm) e forma anédrica, e perfaz 1% da rocha. Estes normalmente aparecem saussuritizados. Os minerais opacos são em geral anédricos com granulação fina, perfazendo 5% da rocha, originando limonita de coloração castanha avermelhado a vermelho pálido. A apatita ocorre como mineral acessório (1%), e sua granulação varia de fina a média (<1-1 mm) e ocorre euédrica (variando o hábito de colunar a acicular) a anédrica (arredondada). Em geral está inclusa no álcali-feldspato e na biotita. A rocha encontra-se com algumas fraturas, sendo estas preenchidas por minerais opacos anédricos e limonita.

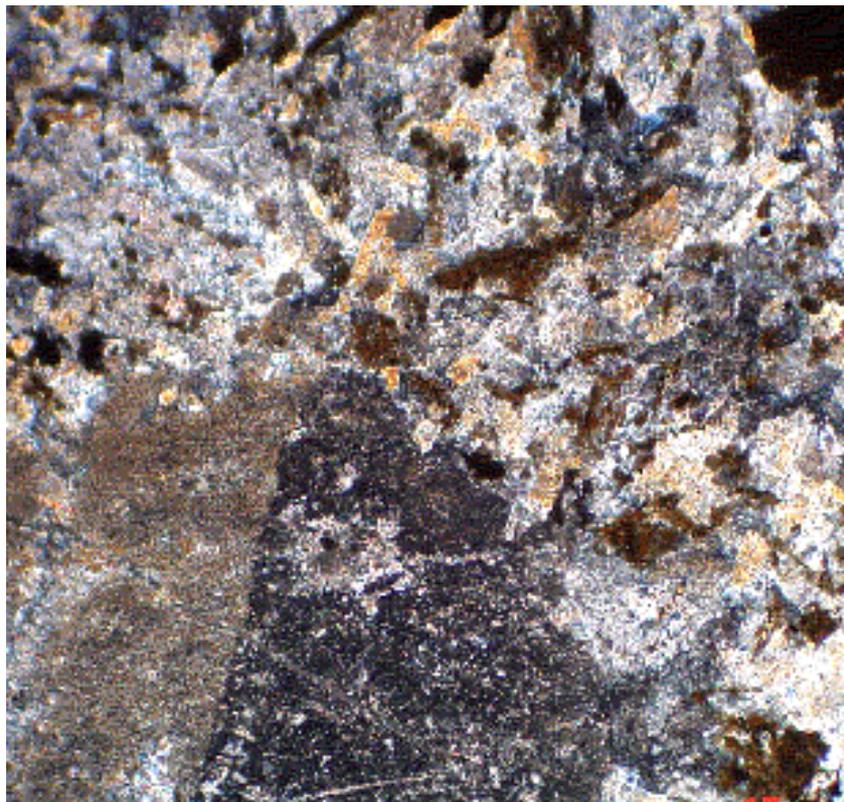


Figura 3.12: Fotomicrografia de amostra de sienito da fácies sienito porfirítico fino (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-42a).

O biotita sienito grosso é uma rocha leucocrática, holocristalina, equigranular afírica fanerítica e sua granulação varia de média a grossa (3-5 mm) (**Figura 3.13**).



Figura 3.13: Fotomicrografia de rocha da fácies biotita sienito grosso. Notar a forma anédrica dos grãos de plagioclásio com geminação múltipla mal-formada (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-47b).

A rocha apresenta como minerais essenciais álcali-feldspato e plagioclásio; e como minerais acessórios apresenta biotita, minerais opacos e apatita. Por vezes esta rocha apresenta cavidades miarolíticas arredondadas, em geral com 4 mm de diâmetro preenchidas ou não por carbonato. Os grãos de álcali-feldspato são, em geral, anédricos, com granulação grossa (3-5mm) e perfazem cerca de 50% do volume da rocha. Estão fortemente ou moderadamente saussuritizados, sendo alguns pertíticos. O plagioclásio varia de euédrico (hábito colunar) a anédrico, predominando este último tipo e sua granulação varia de média a grossa (1-5 mm). Estes se apresentam forte a moderadamente saussuritizado e perfazem cerca de 35% do volume da rocha. A biotita tem granulação média (1-3 mm) e possui forma euédrica de hábito lamelar, perfazendo cerca de 8% do volume da rocha. Por vezes aparecem fortemente alterados, originando pseudomorfos. Os minerais opacos têm

granulação fina (<1 mm) e geralmente são anédricos e perfazem cerca de 3% do volume da rocha. Estes normalmente aparecem relacionados com a biotita. A apatita varia de euédrica (hábito acicular) a anédrica (arredondada) e sua granulação varia de fina a média (1-2 mm). A apatita geralmente ocorre em grãos inclusos tanto no álcali-feldspato como no plagioclásio e biotita.

O sienito médio é uma rocha leucocrática, holocristalina, equigranular fanerítica de granulação média variando de 1-3 mm (**Figura 3.14**).

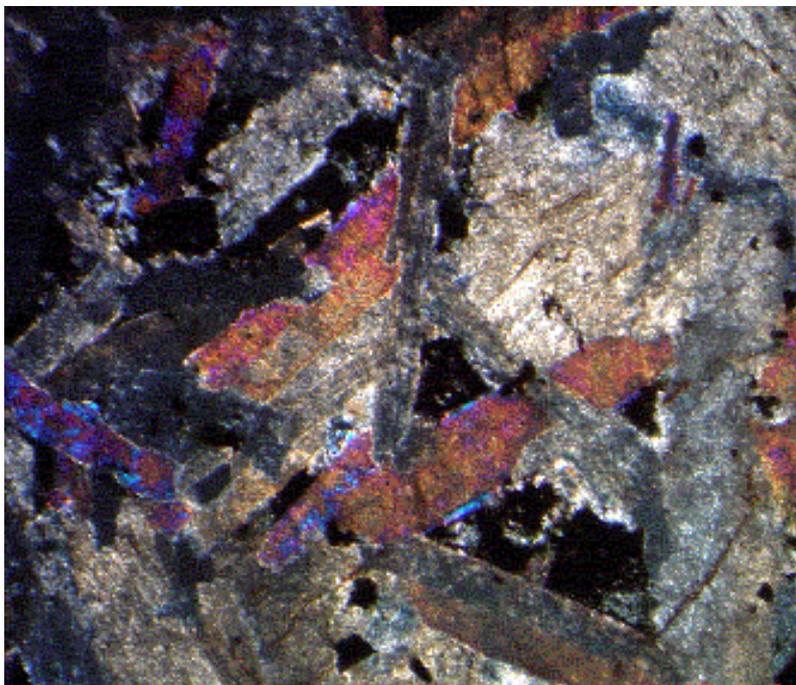


Figura 3.14: Fotomicrografia denotando o aspecto textural das rochas da fácies sienito médio (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-51a).

A mineralogia é composta por álcali-feldspato, minerais opacos, apatita, plagioclásio e pseudomorfos de biotita. O álcali-feldspato é o mineral essencial principal, predominando sobre os plagioclásios. Os cristais variam de euédricos e subédricos (com hábito colunar) a anédricos, prevalecendo os primeiros. A granulação é média (1-3 mm). Alguns grãos encontram-se fortemente saussuritizados. O plagioclásio é subordinado ao álcali-feldspato, freqüentemente subédrico (hábito colunar) a anédrico, com a geminação múltipla mal definida. A granulação é média (2-3mm). A maioria dos cristais

deste mineral encontra-se saussuritizada. Os minerais opacos, em geral, são anédricos com granulação fina (<1 mm), estando intimamente relacionados com os pseudomorfos de biotita. A alteração dos minerais opacos origina um mineral secundário de coloração verde musgo, possivelmente limonita. A apatita é um mineral acessório não muito freqüente, ocorrendo em grãos euédricos (hábito acicular) a anédricos (arredondada), com granulação variando de fina a média (<1-1mm). Geralmente está inclusa no álcali-feldspato e raramente nos pseudomorfos de biotita. A biotita é rara ocorrendo em grãos de forma euédrica (com hábito lamelar), granulação fina, coloração castanha clara e pleocroísmo moderado a forte. Ocorre freqüentemente como pseudomorfos.

O álcali-sienito grosso é uma rocha leucocrática holocristalina, equigranular fanerítica (**Figura 3.15**).

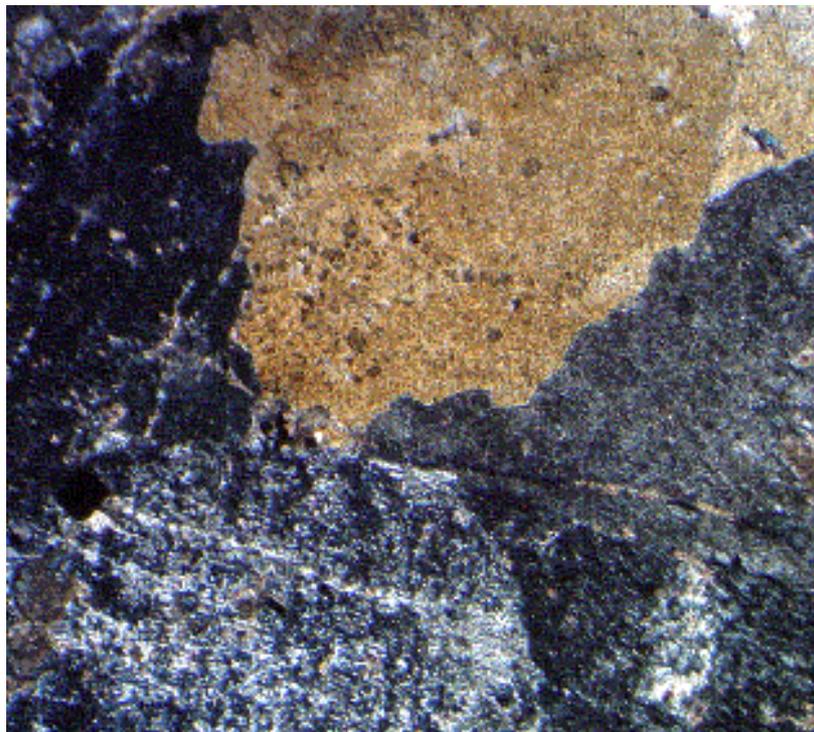


Figura 3.15: Fotomicrografia com o aspecto textural das rochas da fácies álcali-sienito grosso. Notar as lamelas de peritita nos álcali-feldspatos (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-20a).

A granulação é grossa (6-8 mm). A mineralogia é composta por cristais de álcali-feldspato, minerais opacos, apatita e pseudomorfos de biotita. O álcali-feldspato é o mineral essencial (70-80%) principal. Os grãos ocorrem com formas subédricas (hábito colunar) a anédricas e sua granulação é grossa (6-8 mm). Os grãos de álcali-feldspato são pertíticos e fortemente saussuritizados (**Figura 3.15**). Os minerais opacos representam 7% do volume da rocha, variam de euédricos (com hábito tabular) a anédricos, e sua granulação varia de fina a média (<1-1 mm). Estes aparecem inclusos nos cristais de álcali-feldspato e de pseudomorfos de biotita. A alteração origina um mineral secundário, possivelmente limonita. A apatita apresenta-se tanto euédrica (acicular) quanto anédrica (arredondada), sua granulação é fina e normalmente aparece inclusa no álcali-feldspato. Esta aparece como um mineral acessório perfazendo cerca de 1% do volume da rocha. O pseudomorfo de biotita é raro, sendo encontrado geralmente com hábito lamelar e coloração verde musgo.

A **Tabela 3.1** apresenta as principais características das fácies discriminadas para a unidade sienitos indiferenciados.

Tabela 3.1: Principais características petrográficas das fácies sieníticas da área de estudo. Mtx=matriz; Fnx=fenocristal.

Fácies	Textura	Granulação	Álcali-feldspato	Plagioclásio	Biotita	Minerais opacos	Apatita
Álcali-sienito porfirítico	Inequigranular porfirítico	Mtx:1-2 mm; Fnx:4-10 mm	euédrico a anédrico	Raro/ (anédrico)	Freqüente	Mais anédricos	Muito freqüente (euédricas)
Pórfiro álcali-sienito	Inequigranular porfirítico	Mtx:<1-2 mm; Fnx:3-10 mm	subédrico a anédrico	Raro/ (subédrico-anédrico)	Rara	Euédrico a anédrico	Comum (euédrica a anédrica)
Sienito porfirítico fino	Inequigranular porfirítico	Mtx:<1-2 mm; Fnx:1-3 mm	subédrico a anédrico	Raro (anédrico)	Comum	Anédrico	Comum (euédrica)
Biotita sienito grosso	Equigranular fanerítica	3-5 mm	anédrico	Freqüente/ (euédrico-anédrico)	Comum	Anédrico	Comum (euédrica a anédrica)
Sienito médio	Equigranular fanerítica	1-3 mm	euédrico e subédrico	Raro/ (subédrico)	Rara	Anédrico	Não muito freqüente
Álcali-sienito grosso	Equigranular fanerítica	6-8 mm	subédrico a anédrico	Não há	Rara	Euédrico a anédrico	Comum (euédrica a anédrica)

A unidade traquitos porfiríticos apresenta três diferentes fácies, cujas características petrográficas serão descritas a seguir.

O traquito porfirítico cinza-claro é uma rocha inequigranular porfirítica com matriz hipocristalina fina composta principalmente por álcali-feldspato, minerais opacos, apatita e pseudomorfos de biotita. A granulação da matriz varia de fina a média (<1-2 mm) e a dos fenocristais varia de média a grossa (1-7 mm). A matriz hipocristalina varia desde vítrea, passando a devitrificada, podendo também exibir textura traquítica (**Figura 3.16**), que pode denotar fluxo magmático turbulento. A relação matriz: fenocristais é 60:40%. A rocha pode apresentar amígdalas preenchidas por talco, zeólita ou carbonato. Os fenocristais de álcali-feldspato correspondem a mais de 90% da rocha. As formas variam de euédricos e subédricos (com hábito colunar e tabular) a anédricos, com granulação variando de média a grossa (1-7 mm). Alguns grãos encontram-se de moderadamente a fortemente saussuritizados, e localmente foi observado textura cumulática.

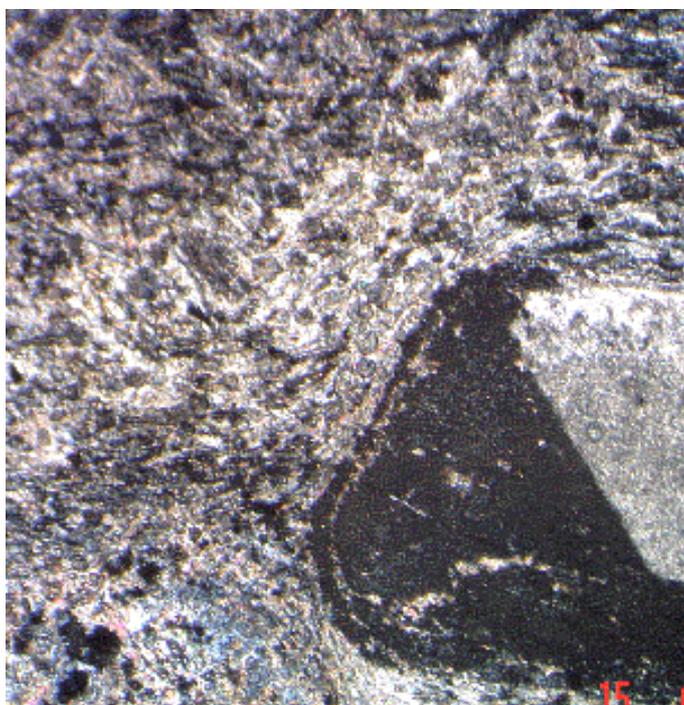


Figura 3.16: Fotomicrografia mostrando um fenocristal euédrico de álcali-feldspato pertítico contornado por matriz traquítica em rocha da fácies traquito porfirítico cinza-claro (aumento de 40x; nicóis paralelos; amostra PV-19a).

Os minerais opacos aparecem como mineral acessório (5%) tanto euédricos com hábito tabular como inclusões no álcali-feldspato e na matriz; quanto com forma anédrica ocorrendo na matriz, nas bordas dos fenocristais (principalmente nos pseudomorfos de biotita) e preenchendo fraturas na rocha. O pseudomorfo de biotita é raro, e sua granulação varia de fina a média (<1-2mm), estando parcialmente a completamente alterado com coloração verde musgo. A apatita é um mineral acessório, em geral raro, sua forma varia de euédrica a subédrica (hábito acicular a colunar), aparecendo na matriz e como inclusões nos fenocristais de álcali-feldspato.

O traquito porfirítico lilás é uma rocha inequigranular porfirítica com matriz hipocristalina fina composta principalmente por álcali-feldspato, biotita, minerais opacos, apatita, fluorita, plagioclásio e pseudomorfos de biotita e dos fenocristais variando de fina a grossa (<1-10 mm). A razão matriz/fenocristais, em média é 60:40%. A matriz hipocristalina encontra-se freqüentemente devitrificada, podendo-se observar esferulitos de até 4 mm. Ocasionalmente e localmente, há uma orientação de fluxo magmático conspícua nas bordas dos fenocristais. Os fenocristais de álcali-feldspato comumente exibem formas variando de euédricas (com hábito colunar) a anédricas e subédricas a anédricas com granulação dos fenocristais mais heterogênea comparativamente àquela da *fácies* descrito anteriormente, variando de fina a grossa (<1-10 mm) (**Figura 3.17**). Estes perfazem aproximadamente 90% dos fenocristais da rocha e encontram-se de moderadamente a fortemente saussuritizados. O plagioclásio é um mineral raro, e ocorre com forma anédrica e intensamente corroída e granulação variando de fina a grossa (<1-5 mm). Encontram-se intensamente saussuritizados. A biotita é um mineral acessório (4%), com granulação variando de fina a média (<1-2 mm) e se apresentam variando de euédrica (com hábito lamelar) a anédrica, prevalecendo a segunda. Este mineral aparece intensamente corroído, por vezes, esqueléticos. A alteração da biotita origina um pseudomorfo de coloração esverdeada e anédrica. Os minerais opacos perfazem aproximadamente 5% do volume da rocha. Estes se apresentam euédricos com hábito tabular, com granulação fina, em meio a matriz. Localmente, evidencia-se uma orientação de fluxo ao redor

de alguns fenocristais de álcali-feldspato. A alteração deste mineral origina um mineral secundário esverdeado, possivelmente limonita. A apatita é um mineral acessório comum nas rochas desta *fácies*, e sua granulação é fina. Em geral, apresenta-se euédrica (com hábito acicular, colunar e tabular) a anédrica (arredondada), predominando a primeira forma. Os grãos estão inclusos preferencialmente nos fenocristais de álcali-feldspato e na matriz, e subordinadamente na biotita. A fluorita é um mineral que ocorre raramente nas rochas desta *fácies*, mas quando ocorre é euédrico com hábito hexagonal e granulação fina, e aparece na matriz.

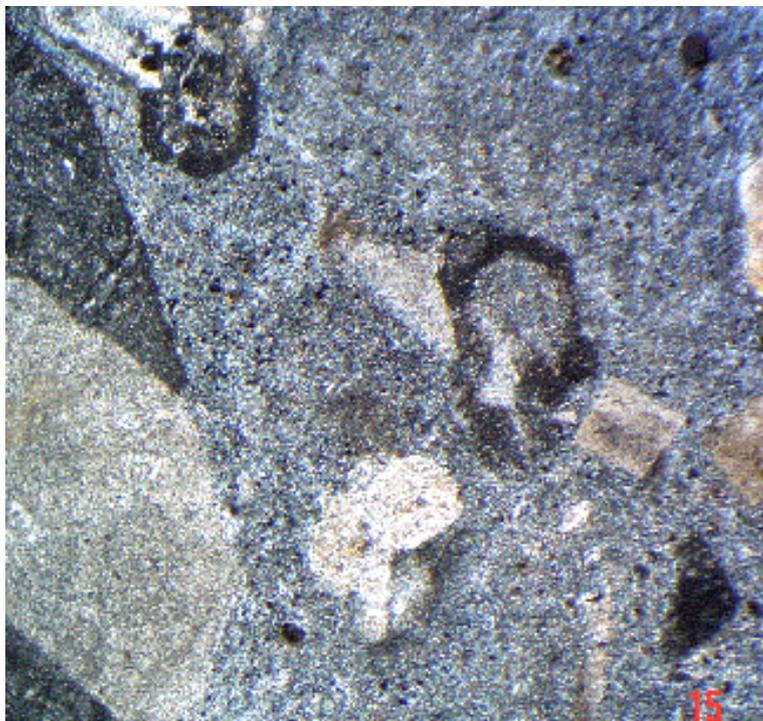


Figura 3.17: Fenocristais de diferentes granulometrias envolvidos por matriz devitrificada em rocha da *fácies* traquito porfírico lilás (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-3a2).

O pórfiro-traquito é uma rocha inequigranular porfírica com matriz variando de hipocristalina a holocristalina fina e nesta última presença de textura traquítica mal orientada. Localmente, a matriz também aparece devitrificada e sua mineralogia compreende álcali-feldspato, plagioclásio, minerais opacos, pseudomorfos de biotita e anfibólio (possivelmente, arfverdsonita), além de apatita. A granulação dos fenocristais varia de média a

grossa (2-5 mm), por vezes confinam parte da matriz (**Figura 3.18**) e a razão matriz/fenocristais, em média, é 20:80.

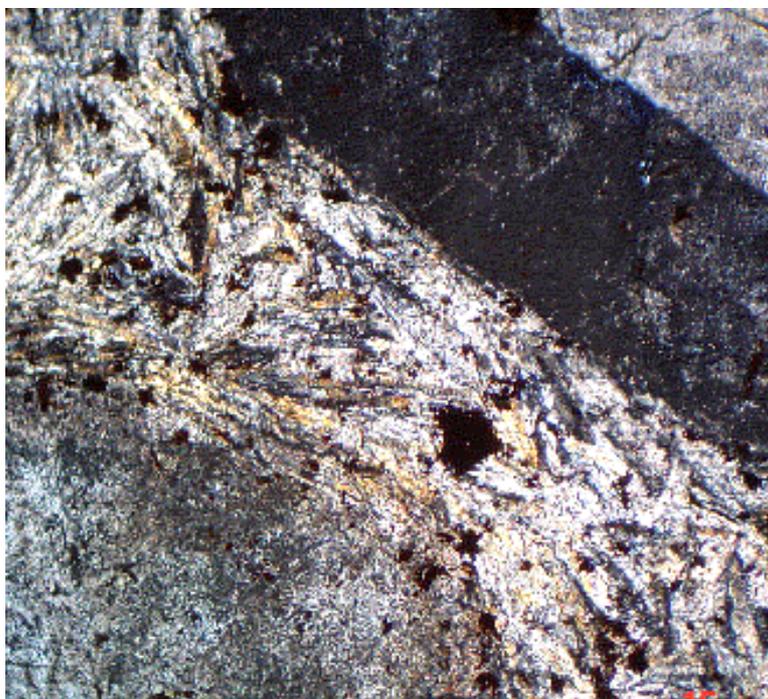


Figura 3.18: Matriz confinada entre fenocristais de álcali-feldspato em rocha da *fácies* pórfiro-traquito (aumento de 40x; nicóis cruzados; amostra PV-15a).

Os fenocristais de álcali-feldspato perfazem cerca de 60% dos fenocristais. Este mineral varia de euédrico (com hábito colunar) a anédrico, prevalecendo o primeiro tipo. A granulação varia de fina a média (2-15 mm). Encontram-se de intensamente a ligeiramente saussuritizados e alguns são pertíticos. Localmente, os fenocristais de plagioclásio encontram-se concentrados, perfazendo aproximadamente 30% do volume da rocha. São, em geral, euédricos e anédricos, sendo que as variedades euédricas aparecem com hábito colunar. A granulação varia de fina a grossa (<1-5 mm). A maioria dos fenocristais apresenta-se saussuritizada. Os minerais opacos são minerais acessórios (4%) e predominantemente são anédricos, sendo rara a variedade euédrica (tabular). A granulação varia de fina a média (<1-2,5 mm), sendo os grãos anédricos maiores que os euédricos. A apatita aparece como mineral acessório, sendo anédrica e de granulação fina. Encontra-se este mineral na matriz e inclusa no álcali-feldspato. Os pseudomorfos de biotita e anfibólio

encontram-se parcialmente a completamente alterados. Por vezes ocorrem somente grãos esqueléticos. A granulação varia, em geral, de fina a média (<1 mm). Exibem uma coloração avermelhada e estão presentes na matriz.

A **Tabela 3.2** apresenta as principais características das *fácies* discriminadas para a unidade traquitos porfíricos (mtx=matriz; Fnx=fenocristal).

Tabela 3.2: Principais características das fácies traquíticas da área de estudo Mtx=matriz; Fnx=fenocristal.

Fácies	Traquito porfírico cinza claro	Traquito porfírico lilás	Pórfiro traquito
Relação Mtx:Fnx	60:40%.	60:40%.	20:80%
Matriz	Hipocristalina (vítrea, devitrificada, c/ textura traquítica)	hipocristalina devitrificada	hipocristalina a holocristalina fina
Granulação	Mtx:<1-2 mm; Fnx:1-7 mm	Mtx:<1mm; Fnx:<1-10 mm	Mtx:<1 mm; Fnx:2-15 mm
Álcali-feldspato	euédrico a subédricos	euédrico-anédrico; subédrico-anédrico	Mais euédrico, menos anédrico
Plagioclásio	Não há	Raro (anédrico)	Comum, euédrico-anédrico.
Biotita	Só pseudomórfica	Freqüente (euédrico-anédrico)	Só pseudomórfica
Minerais opacos	Euédrico a anédrico	euédrico a anédrico	anédrico
Apatita	Rara (euédrico-subédrico)	Comum, mais euédricas	Comum (anédrica)

CAPÍTULO 4: LITOGEOQUÍMICA

4.1: Introdução

Este capítulo apresenta os resultados das análises litogeoquímicas de amostras representativas dos litotipos que integram as unidades de mapeamento com sienitos e traquitos. Uma amostra de um enclave de basalto e uma amostra de lamprófiro também foram analisadas. Amostras de rochas piroclásticas mapeadas (isto é, brechas, lapillitos e aglomerados) não foram selecionadas para as análises litogeoquímicas devido à sua constituição litológica caracterizada por uma mistura de fragmentos de diferentes litotipos.

Um total de 85 amostras de sienitos e traquitos foi analisado para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, CaO , MgO , MnO , Na_2O , K_2O) e perda ao fogo (PF) (**Anexo IV**). Estas análises foram cedidas pela diretoria técnica da Pedreira Vigné Ltda. As análises foram realizadas no Laboratório da GEOSOL, em 1998, por fluorescência de raios-X. Não há dados disponíveis acerca da metodologia empregada nas análises, bem como para avaliações acerca da precisão e exatidão. Além disso, 21 amostras foram selecionadas para análises de elementos maiores e traços, incluindo elementos terras raras (**Anexo IV**). Deste total, 6 amostras são de sienitos equigranulares (2 álcali-sienitos grossos, 2 biotita sienitos grossos, 2 sienitos médios), 6 de sienitos inequigranulares (2 álcali-sienitos porfiríticos, 2 pórfiro álcali-sienitos e 2 sienitos porfiríticos finos), 5 de traquitos porfiríticos (2 traquitos porfiríticos cinza-claro, 2 traquitos porfiríticos lilás e 1 pórfiro-traquito), 3 de litotipos de intrusões tabulares (1 traquito porfirítico, 1 traquito africo e 1 lamprófiro) e 1 enclave basáltico. Estas amostras foram analisadas no laboratório ACTLAB, no Canadá. Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*). Já os elementos terras raras e outros elementos traços foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*). Os métodos analíticos e dados sobre a precisão e exatidão destas análises são apresentados no **Anexo V**.

Os valores dos totais dos óxidos (%peso) das amostras analisadas variam entre 98,62% e 100,16%. Valores de PF variam entre 1,16% e 6,91%, denotando o caráter alterado de várias amostras. Em função disso, sempre que possível a análise petrogenética foi feita principalmente com base nos resultados obtidos para elementos imóveis (p.ex.: TiO₂, Zr, Nb e Y).

4.2: A norma CIPW e a discriminação de suítes com diferentes graus de saturação em sílica

A razão FeO/Fe₂O₃ utilizada para o cálculo da norma CIPW foi de 0,7 para os traquitos e sienitos, e 0,8 para o lamprófiro e o basalto (**Middlemost, 1989**). Os resultados são apresentados no **Anexo IV** e mostram que há suítes de sienitos e traquitos insaturadas, saturadas e supersaturadas em sílica.

Uma correlação positiva entre Fe₂O₃^t e PF (**Figura 4.1**) poderia sugerir uma influência de processos secundários sobre os valores de ferro.

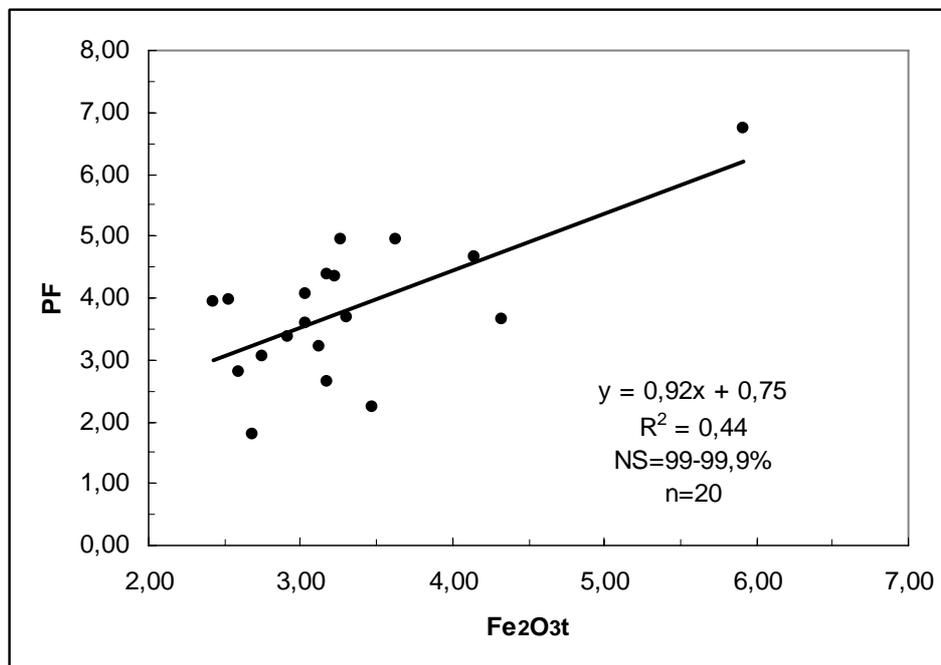


Figura 4.1: Diagrama Fe₂O₃^t x PF para amostras representativas de traquitos e sienitos da área de estudo. A equação da reta e seus respectivos valores do quadrado do coeficiente de correlação linear de Pearson (R²) e nível de significância (NS) para o total de amostras (n) são indicados.

Esta correlação positiva poderia indicar que os sienitos e traquitos estudados teriam, originalmente, uma razão $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ mais elevada do que aquela de sienitos e traquitos inalterados, devido à oxidação decorrente dos processos secundários. Isso poderia influenciar os cálculos normativos, fazendo com que rochas insaturadas em sílica fossem classificadas como tipos saturados (Cox *et al.*, 1979). No entanto, a maioria das rochas inseriu-se em tipos insaturados e correlações positivas entre nefelina normativa (Ne) e Fe_2O_3^t (Figura 4.2) e nefelina normativa (Ne) e PF (Figura 4.3) implicam em diminuição do grau de saturação com o possível aumento de processos secundários, o que difere do esperado em termos da influência da alteração sobre o grau de saturação em sílica, conforme explicado anteriormente.

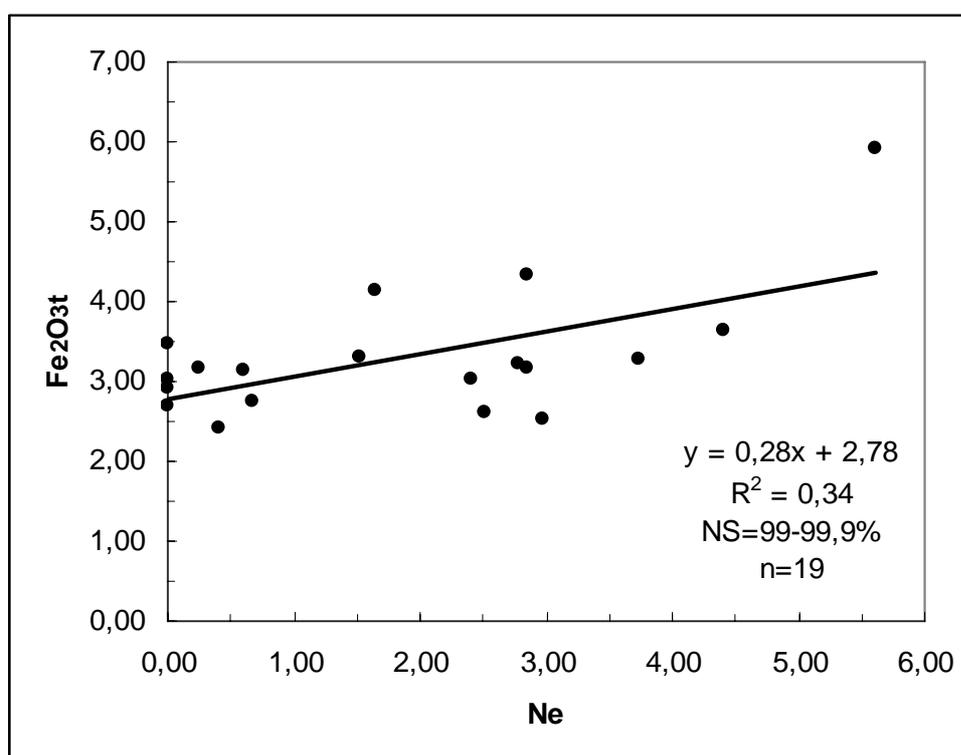


Figura 4.2: Diagrama Ne x Fe_2O_3^t para amostras representativas de traquitos e sienitos da área de estudo. A equação da reta e seus respectivos valores do quadrado do coeficiente de correlação linear de Pearson (R^2) e nível de significância (NS) para o total de amostras (n) são indicados.

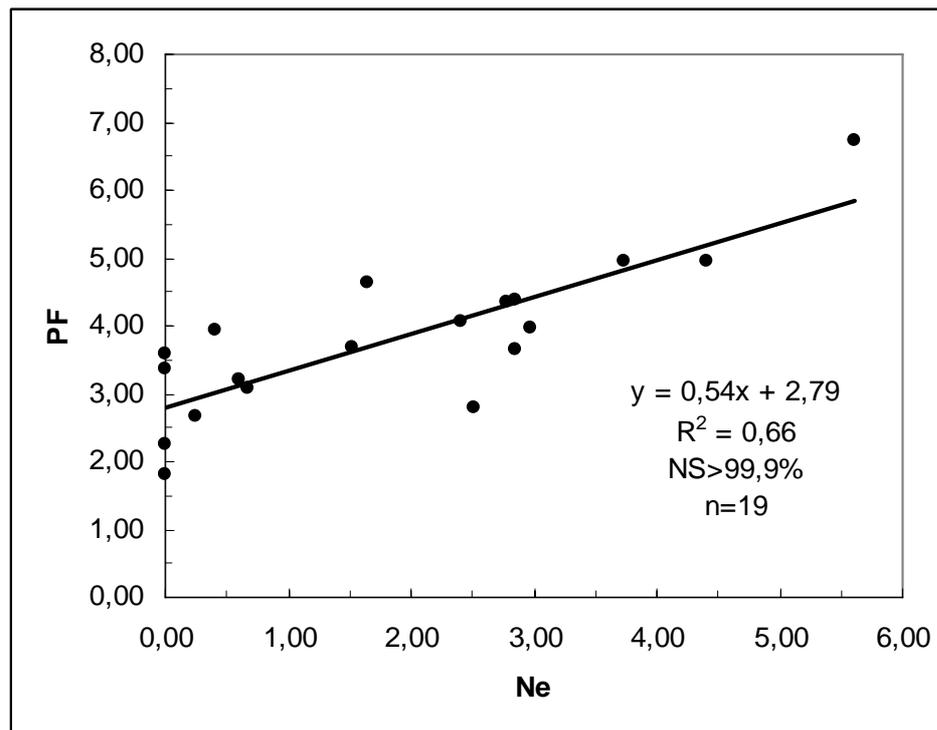


Figura 4.3: Diagrama Ne x PF para amostras representativas de traquitos e sienitos da área de estudo. A equação da reta e seus respectivos valores do quadrado do coeficiente de correlação linear de Pearson (R^2) e nível de significância (NS) para o total de amostras (n) são indicados.

Um outro fator importante a considerar-se no cálculo da norma CIPW é a ocorrência de pirita, sob forma disseminada, na maioria dos traquitos e sienitos estudados. A origem da mineralização de pirita é um tema concernente à geologia do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu que ainda não foi abordado de maneira sistemática. A possível origem hidrotermal da mineralização implicaria a possibilidade de um aumento nos teores de ferro dos sienitos e traquitos estudados, comparativamente a composições padrões para estas rochas. Isto também poderia influenciar o cálculo normativo. No entanto, os sienitos e traquitos analisados têm concentrações de ferro ($Fe_2O_3^t = 3,30 \pm 0,80\%$) abaixo de valores típicos de sienitos ($Fe_2O_3^t = 6,47\%$) e traquitos ($Fe_2O_3^t = 5,53\%$), conforme dados da literatura (p.ex.: **Le Maitre, 1976**). Logo, a ocorrência de pirita nas rochas analisadas parece não ter aumentado os teores de ferro das mesmas que, ao que tudo indica, eram originalmente baixos.

Pelo exposto acima, os cálculos CIPW parecem não ter sido influenciados por possíveis processos de alteração e a discriminação de grupos com base nos diferentes graus de saturação em sílica pode ser considerado, assim, um critério coerente.

4.3: Litogeoquímica de elementos maiores: discriminação de processos evolutivos

Oitenta e cinco amostras de sienitos e traquitos que afloram na área de lavra da Pedreira Vigné Ltda. foram analisadas para elementos maiores, sendo cinquenta amostras de traquitos e trinta e cinco amostras de sienitos, classificados de acordo com o mapa geológico detalhado (1:1000) da área (**Dutra et. al., 2004**). As amostras foram coletadas nas sete bancadas da lavra, em intervalos de 20 metros (**Figura 3.1**). Os dados geoquímicos obtidos para as amostras da frente de lavra da Pedreira Vigné Ltda. foram relacionados às unidades litológicas discriminadas no mapeamento geológico feito *a posteriori* (**Anexo I**). Isto mostrou que havia dados litogeoquímicos de elementos maiores disponíveis para os sienitos e traquitos porfiríticos cinza-claro que afloram na área de lavra, mas não para outros tipos traquíticos mapeados. Vinte e uma amostras foram então selecionadas para novas análises litogeoquímicas de elementos maiores. Esta nova amostragem incluiu todos os seis tipos texturais de sienitos encontrados no campo, bem como todas as fácies traquíticas mapeadas.

Os valores da soma dos óxidos e PF dos sienitos variam entre 98,71% a 100,16% (média = $99,47 \pm 0,37\%$), enquanto que os valores da soma dos óxidos para as amostras de traquitos variam de 98,62% a 100,15% (média $99,50 \pm 0,33\%$ peso).

Os traquitos e sienitos da área de estudo constituem uma série alcalina (**Figura 4.4**) miaskítica ($0,65 < (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 < 0,99$; **Sørensen, 1974**), com caráter metaluminoso e peraluminoso (**Maniar & Piccoli, 1989**) (**Figura 4.5**).

Nenhuma das amostras analisadas possui acmita na norma, o que corrobora a característica exclusivamente miaskítica da série alcalina. Com base em sua composição química, as rochas em estudo são classificadas como traquitos e sienitos (**Figura 4.6**).

Os traquitos são predominantemente sódicos, e potássicos e, mais raramente, ultrapotássicos, enquanto que os sienitos se dividem entre sódicos e potássicos (**Figura 4.7**).

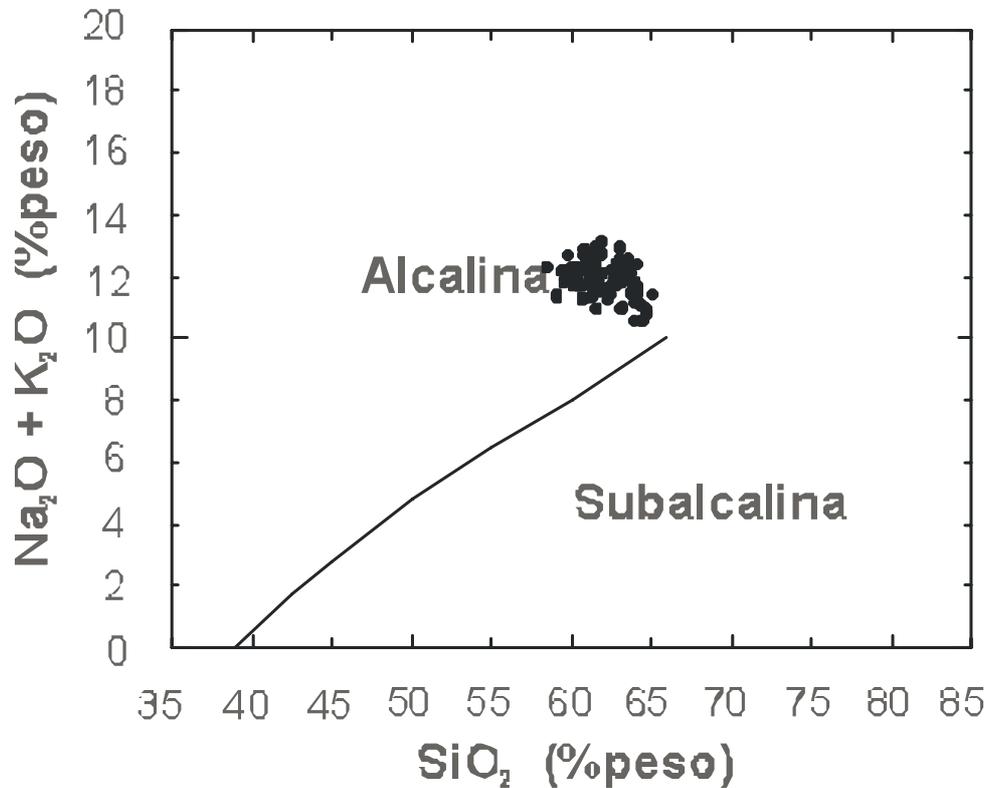


Figura 4.4: Diagrama TAS (total alkalis versus silica) de discriminação de séries magmáticas (Irvine & Baragar, 1971) com as amostras de traquitos e sienitos coletadas na área de estudo.

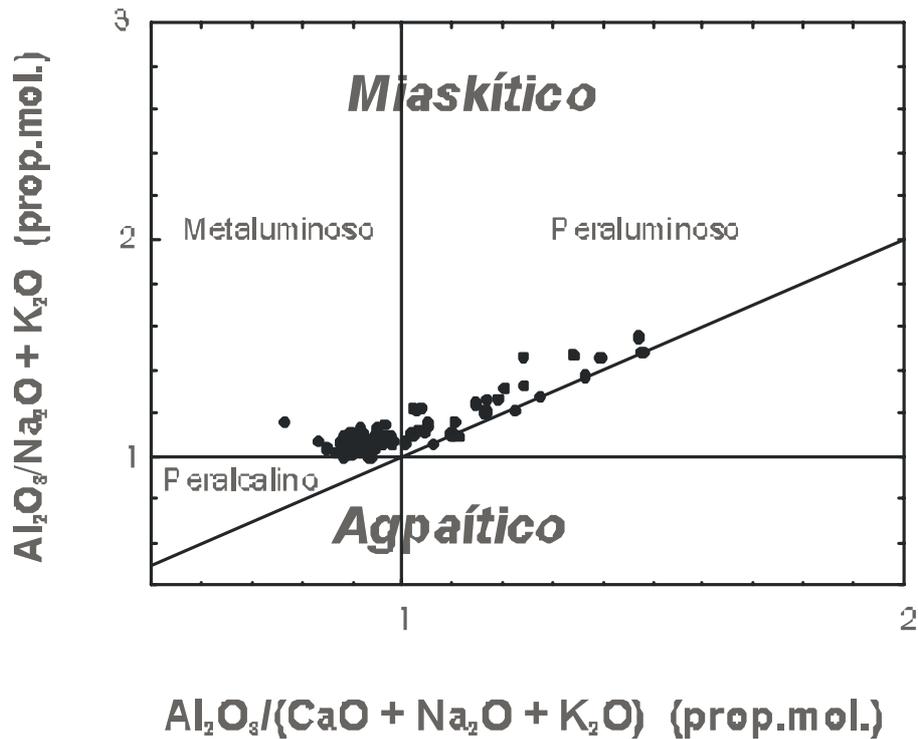


Figura 4.5: Diagrama de discriminação de séries magmáticas alcalinas (Maniar & Piccoli, 1989) com as amostras de traquitos e sienitos coletadas na área de estudo.

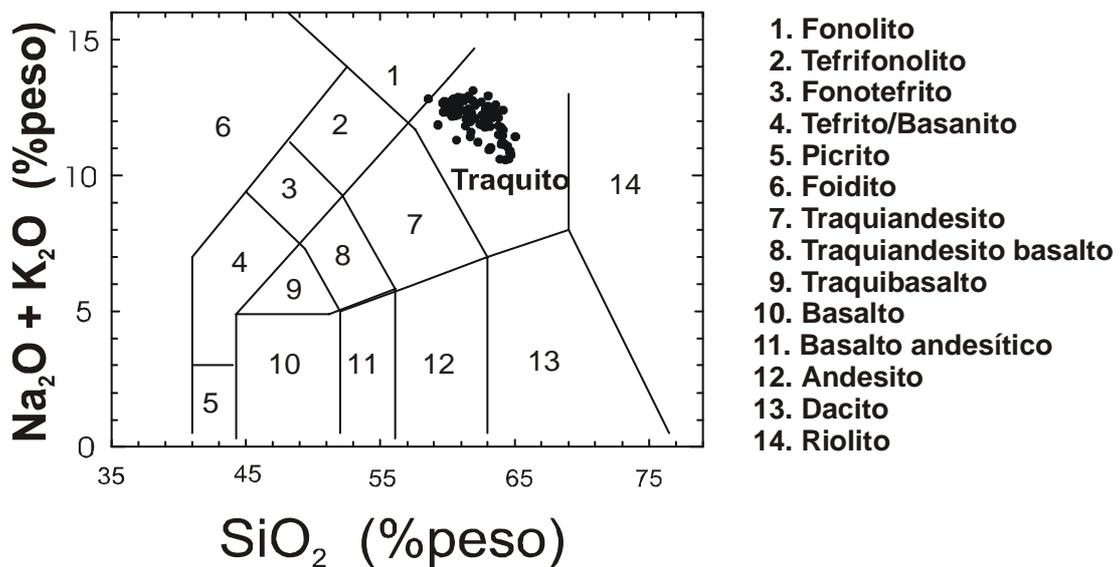


Figura 4.6: Diagrama TAS de classificação de rochas (LeMaitre, 1989) com as amostras de traquitos e sienitos coletadas na área de estudo.

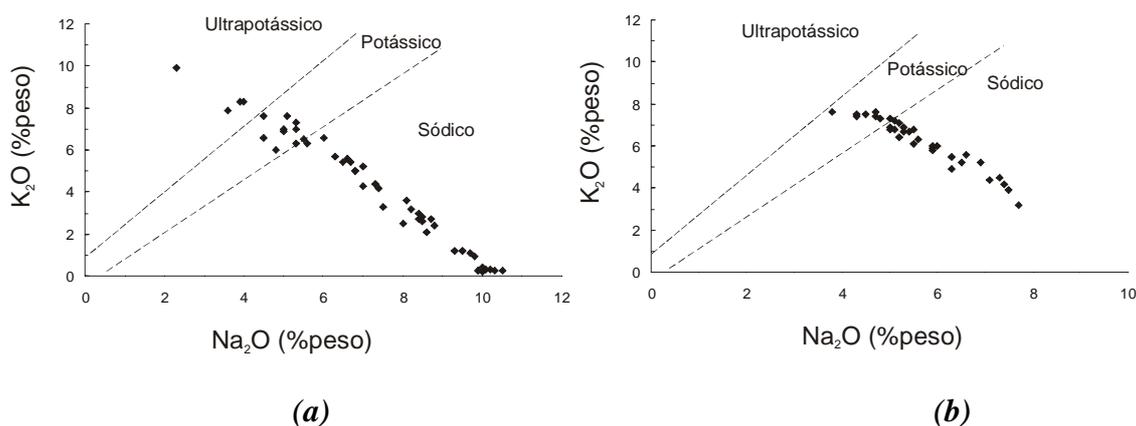


Figura 4.7: Diagramas discriminantes de suítes ultrapotássicas, potássicas e sódicas de séries alcalinas com amostras de sienitos (a) e traquitos (b) da área de estudo (**Middlemost, 1975**).

Diagramas de Harker foram construídos para elementos maiores de cada uma das três suítes discriminadas com base no grau de saturação em sílica, isto é, insaturada, saturada e supersaturada. Modelos petrogenéticos experimentais mostram que há barreiras termais impeditivas à diferenciação de líquidos parentais insaturados em líquidos saturados/supersaturados por cristalização fracionada (**Tuttle & Bowen, 1958; Hamilton & MacKenzie, 1965**). No entanto, líquidos parentais saturados podem diferenciar-se em líquidos evoluídos supersaturados. Assim, os traquitos e sienitos destas duas últimas suítes foram analisados conjuntamente.

A petrogênese dos traquitos e sienitos que ocorrem na área de estudo foi feita com base na análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (**Rollinson, 1993**). Curvas lineares e polinomiais foram inseridas nos diagramas de Harker, tendo sido calculados os seus respectivos valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson ($(R^2)_L$ e $(R^2)_P$) e níveis de significância associados (NS_L e NS_P) para o total de amostras correspondente a cada suíte.

Trinta e duas amostras da suíte traquítica insaturada foram plotadas em diagramas de Harker, com os respectivos cálculos dos valores de R^2 e níveis

de significância (**Tabela 4.1** e **Figura 4.8**). Os diagramas de Harker não apresentam intervalos composicionais, o que é indicativo de processos de evolução magmática por cristalização fracionada ou AFC (*Assimilation and Fractional Crystallisation*). Os valores similares dos níveis de significância associados aos coeficientes de correlação lineares e polinomiais indicam que os processos evolutivos não envolveram mudança na assembléia fracionante (**Tabela 4.1**). A análise dos diagramas de Harker (**Figura 4.8**) mostra um decréscimo nos teores de todos os óxidos com progressiva diferenciação, à exceção do Na₂O. Isto é indicativo da presença de uma assembléia fracionante do tipo feldspato potássico ± apatita ± biotita titanífera ± plagioclásio. Vale notar que os níveis de significância lineares para Fe₂O₃[†] são baixos, indicando dispersão. Esta provável assembléia fracionante é relativamente coerente com a assembléia de fenocristais (**Capítulo 3**).

Tabela 4.1: Valores dos quadrados de coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS) para a suíte traquítica insaturada da área estudada. (R^2)_L= coeficiente de correlação linear, (R^2)_P= coeficiente de correlação polinomial, NS_L= nível de significância para a correlação linear e NS_P= nível de significância para a correlação polinomial.

Elemento	(R^2) _L	NS _L	(R^2) _P	NS _P
Al ₂ O ₃	0,0065	<80%	0,0887	90-95%
Fe ₂ O ₃	0,0105	<80%	0,0132	<80%
CaO	0,4967	>99,9%	0,6460	>99,9%
MgO	0,2996	95-99,9%	0,3504	>99,9%
Na ₂ O	0,6963	>99,9%	0,7196	>99,9%
K ₂ O	0,5822	>99,9%	0,6258	>99,9%
TiO ₂	0,1734	95-99,9%	0,1737	95-99,9%
MnO	0,2366	99-99,9%	0,2376	99-99,9%

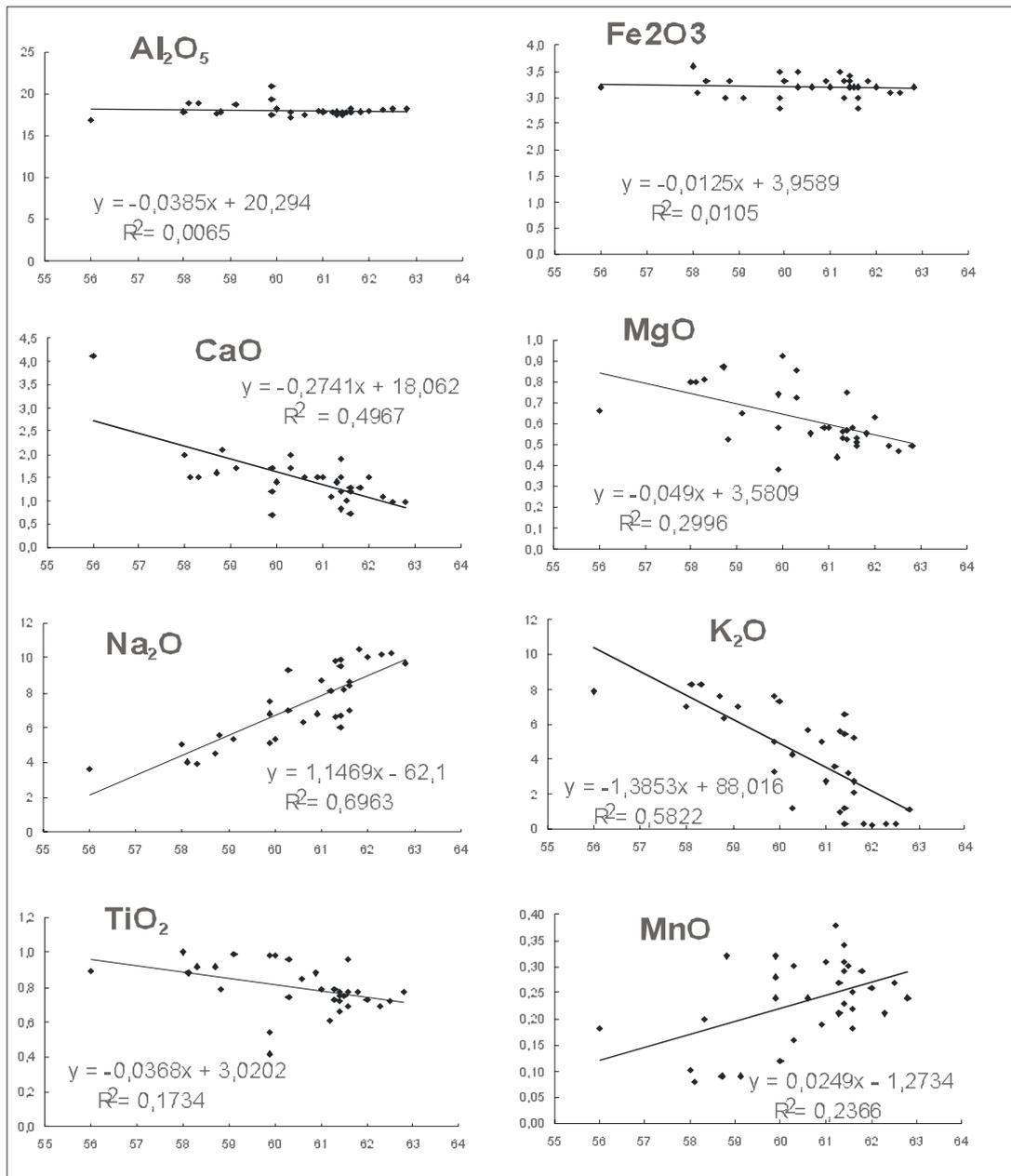


Figura 4.8: Diagramas de Harker para elementos maiores com amostras da suíte traquítica insaturada. As equações lineares e respectivos valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) estão indicados nos diagramas.

Dezoito amostras da suíte traquítica saturada/supersaturada foram plotadas em diagramas de Harker, com os respectivos cálculos dos valores de R^2 e níveis de significância (**Tabela 4.2 e Figura 4.9**).

A análise destes dados permite concluir que a suíte traquítica saturada/supersaturada evoluiu por cristalização fracionada ou AFC sem mudança de assembléia fracionante.

Os diagramas de Harker mostram um enriquecimento nos teores de CaO, TiO₂, Na₂O e Fe₂O₃ com o progresso da diferenciação. Em contrapartida, há um decréscimo nas concentrações de Al₂O₃, K₂O e MgO. Isto sugere o envolvimento de uma assembléia fracionante composta, essencialmente, de feldspato potássico. O amplo predomínio de fenocristais de álcali-feldspato nos traquitos porfíricos da área de estudo confirma os resultados obtidos pela análise litogeoquímica apresentada.

Tabela 4.2: Valores dos quadrados de coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS) para a suíte traquítica saturada/supersaturada da área estudada. (R^2)_L= coeficiente de correlação linear, (R^2)_P= coeficiente de correlação polinomial, NS_L= nível de significância para a correlação linear e NS_P= nível de significância para a correlação polinomial.

Elemento	(R^2) _L	NS _L	(R^2) _P	NS _P
Al ₂ O ₃	0,6533	>99,9%	0,7038	>99,9%
Fe ₂ O ₃	0,1691	90-95%	0,1849	90-95%
CaO	0,0002	<80%	0,0251	<80%
MgO	0,0567	<80%	0,1561	80-90%
Na ₂ O	0,6846	>99,9%	0,6884	>99,9%
K ₂ O	0,5697	>99,9%	0,5739	>99,9%
TiO ₂	0,4205	99-99,9%	0,5890	>99,9%
MnO	0,0031	<80%	0,0509	<80%

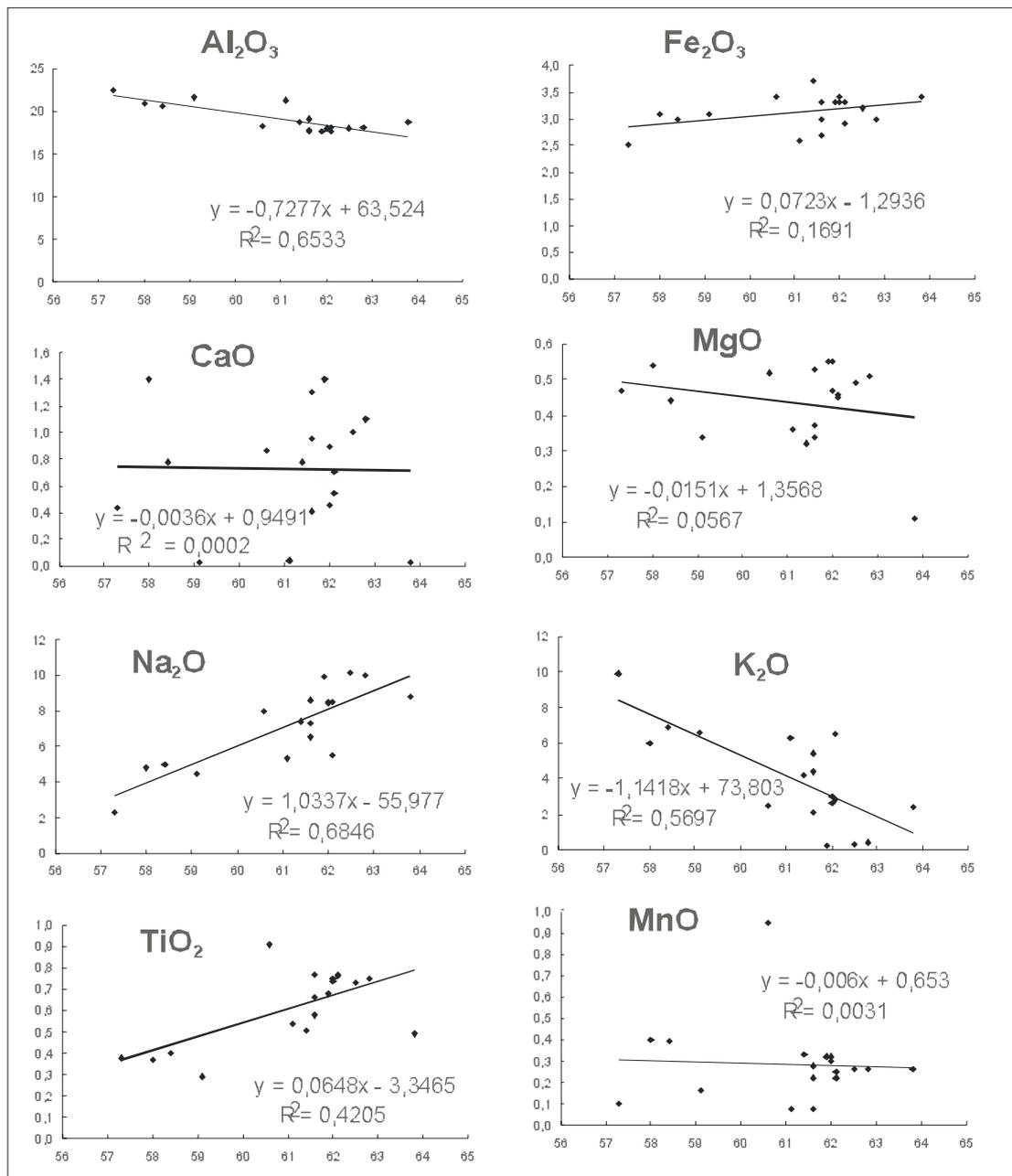


Figura 4.9: Diagramas de Harker para elementos maiores com amostras da suíte traquítica saturada/supersaturada. As equações lineares e respectivos valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) estão indicados nos diagramas.

A análise geoquímica apresentada mostra que as suítes traquíticas insaturada e saturada/supersaturada evoluíram por cristalização fracionada ou AFC sem mudanças de assembléias fracionantes. A análise indicou o amplo

envolvimento de álcali-feldspato nos processos de fracionamento, muito embora outras fases também devam ter participado do processo evolutivo no caso da suíte insaturada. É importante notar que embora ambas as suítes sejam predominantemente sódicas, a insaturada evoluiu a partir de um magma parental potássico, enquanto a suíte saturada/supersaturada evoluiu a partir de um magma parental ultrapotássico.

As suítes sieníticas insaturadas, saturadas e supersaturadas também foram analisadas com base em análise de elementos maiores. Vinte e quatro amostras da suíte sienítica insaturada foram plotadas em diagramas de Harker, com os respectivos cálculos dos valores de R^2 e níveis de significância (**Figura 4.10**). Os diagramas de Harker indicam que a suíte evoluiu por cristalização fracionada ou AFC. A inflexão a cerca de 60% peso de SiO_2 indica a mudança da assembléia fracionante. O primeiro estágio de cristalização é marcado por decréscimo nos teores de Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 e MgO , o que é indicativo da possível cristalização de plagioclásio e de uma fase rica em Fe. O segundo estágio é caracterizado pela cristalização de feldspato potássico devido ao decréscimo de K_2O e Al_2O_3 . Os estudos petrográficos (**Capítulo 3**), de modo geral, reafirmam os resultados geoquímicos, haja vista a ocorrência de uma assembléia de fenocristais constituída predominantemente por álcali-feldspato e, subordinadamente, por plagioclásio e biotita.

Os diagramas de Harker construídos para a suíte sienítica saturada/supersaturada e os dados de análise regressiva (**Figura 4.11**) indicam que a suíte evoluiu por cristalização fracionada ou AFC sem mudança de assembléia fracionante. O aumento dos teores de CaO , TiO_2 , Na_2O e Fe_2O_3 e o decréscimo dos teores de Al_2O_3 e K_2O com o progresso da diferenciação sugerem uma assembléia fracionante composta essencialmente por feldspato potássico. Apenas os valores dos níveis de significância para Fe_2O_3 e CaO ficaram abaixo de 95%, indicando dispersão. De um modo geral, os dados geoquímicos são corroborados pelos dados petrográficos obtidos para os sienitos da área de estudo, onde álcali-feldspato ocorre como fenocristal predominante (**Capítulo 3**). Vale ressaltar que a suíte sienítica insaturada é predominantemente sódica e evolui a partir de um magma parental sódico. Por

outro lado, a suíte sienítica saturada/supersaturada, predominantemente potássica, evolui a partir de um magma parental potássico.

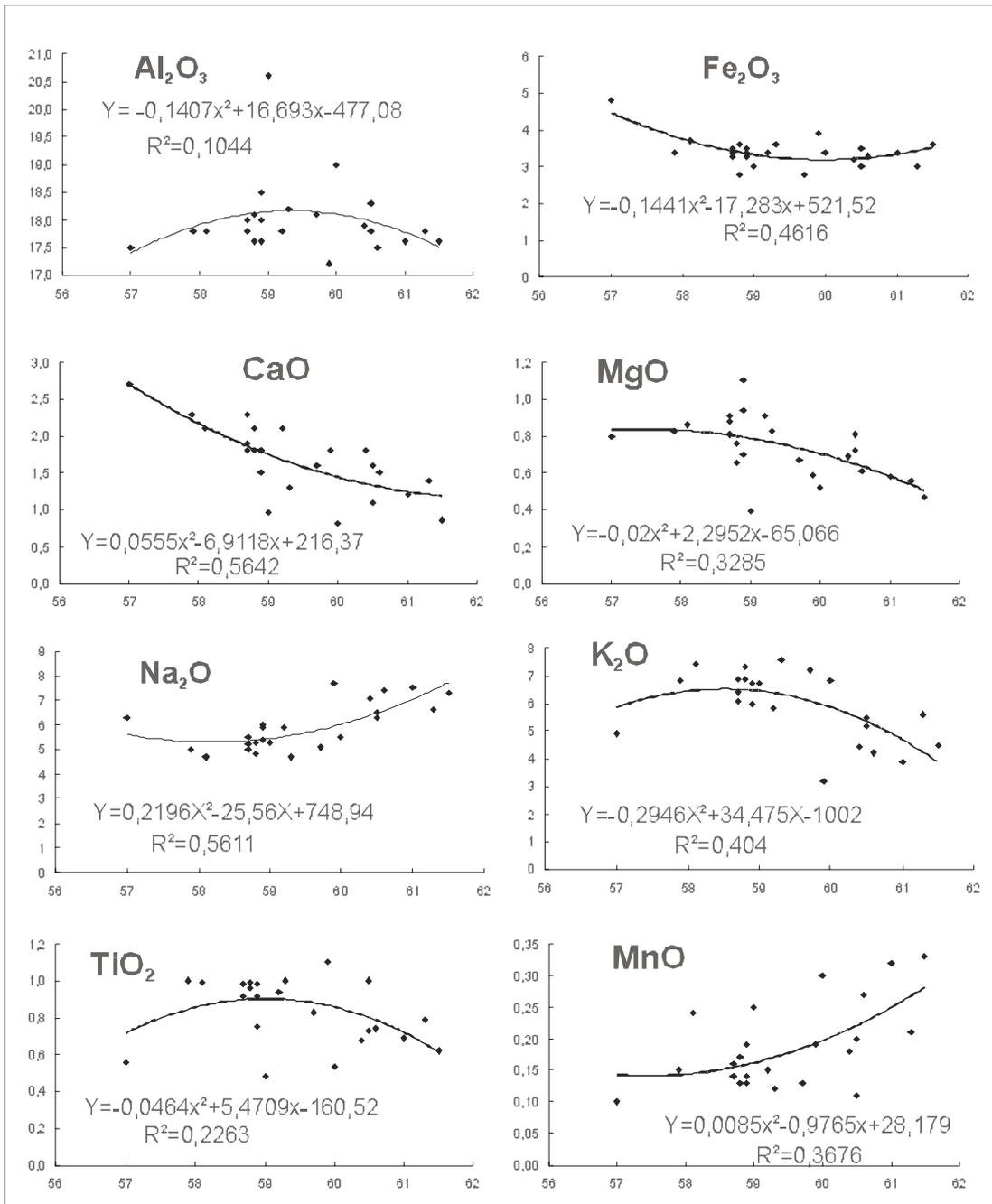


Figura 4.10: Diagramas de Harker para elementos maiores com amostras da suíte sienítica insaturada. As equações lineares e respectivos valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) estão indicados nos diagramas.

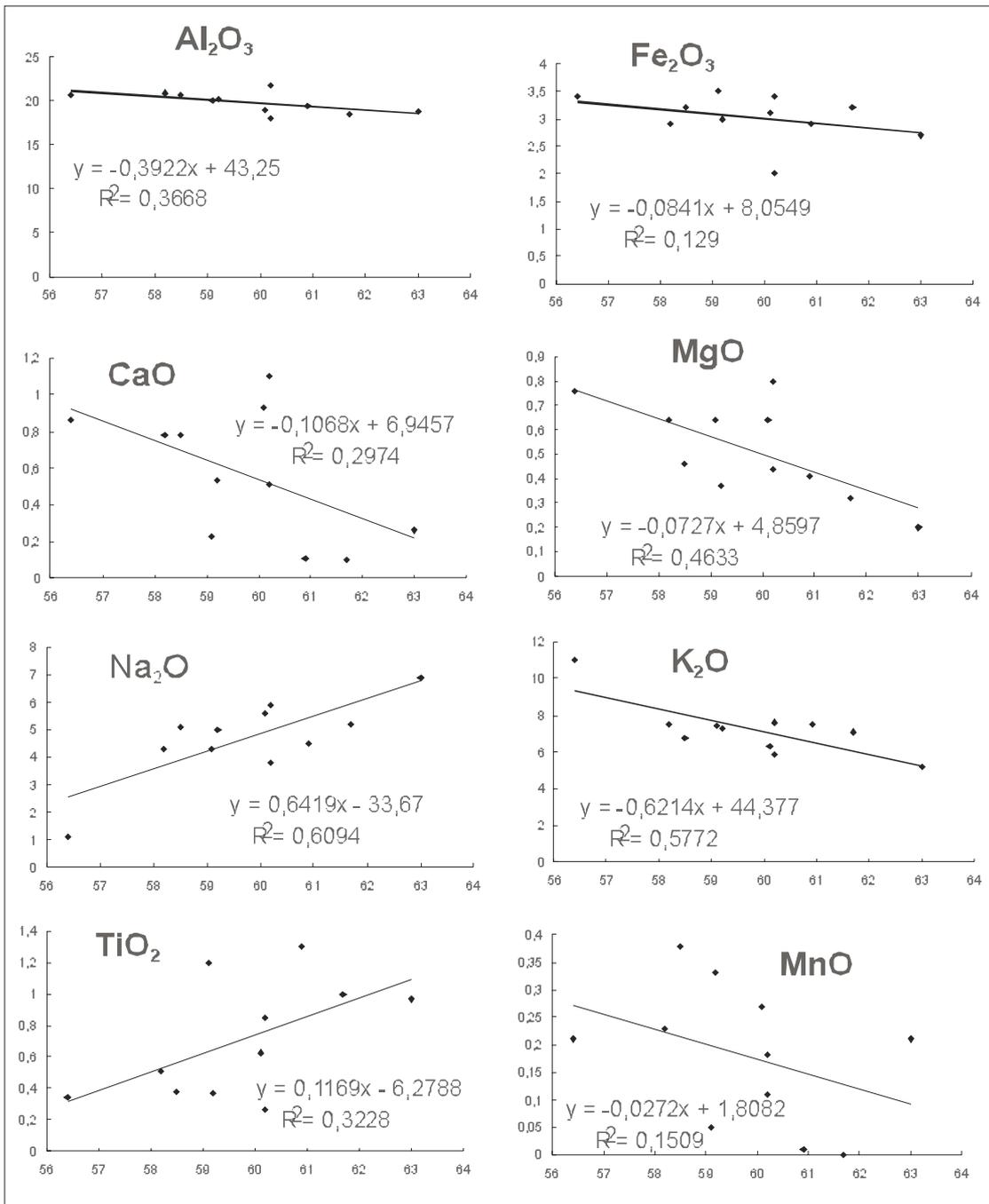


Figura 4.11: Diagramas de Harker para elementos maiores com amostras da suíte sienítica saturada/supersaturada. As equações lineares e respectivos valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) estão indicados nos diagramas.

Os dados litogeoquímicos para elementos maiores permitem concluir que traquitos porfiríticos insaturados e saturados/supersaturados da área de estudo evoluíram por cristalização fracionada ou AFC sem mudança de assembléia fracionante, à semelhança dos sienitos saturados/supersaturados. Em contrapartida, os sienitos insaturados evoluíram por cristalização fracionada ou AFC, com mudança de assembléia fracionante. Isto mostra que as suítes sieníticas e traquíticas insaturadas da área de estudo evoluíram por processos distintos. Além disso, líquidos parentais traquíticos e sieníticos insaturados são, respectivamente, potássicos e sódicos. Estes dados tornam improvável que traquitos e sienitos insaturados na área de estudo sejam co-genéticos. Muito embora as suítes traquíticas e sieníticas saturadas/supersaturadas tenham evoluído pelo mesmo processo, as suas diferentes composições parentais, isto é, respectivamente ultrapotássicas e potássicas, indicam a não co-geneticidade das mesmas. De modo semelhante, traquitos e sienitos saturados/supersaturados com o mesmo grau de evolução (isto é, conteúdo de SiO_2) têm razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ distintas (**Anexo IV**), corroborando a não-cogeneticidade dos mesmos.

Estudos geoquímicos dos traquitos e sienitos do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu e do maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha são raros. Os poucos modelos petrogenéticos para a área têm sido propostos, de um modo geral, com base, quase essencialmente, em dados de campo e petrográficos, e envolvem processos de mistura magmática a partir de câmaras zonadas (**Ferreira et al., 1965; Helmbold, 1967, 1968; Klein, 1993**). No entanto, com base nos dados geoquímicos modelos deste tipo são improváveis haja vista os padrões destituídos de hiatos composicionais quando traquitos e sienitos são plotados em diagramas de Harker. Adicionalmente, tanto os traquitos quanto os sienitos na área constituem suítes predominantemente sódicas. De um modo geral, o presente estudo litogeoquímico torna improvável a existência de câmaras magmáticas subvulcânicas onde magmas sieníticos alimentariam derrames traquíticos. Isto, portanto, indica a não contemporaneidade dos processos plutônicos e vulcânicos na área de estudo.

4.4: Litogeoquímica de elementos traços (incluindo elementos terras raras)

Análise petrogenética para os sienitos e traquitos foi feita também com base em dados de elementos traços selecionados e ETR's. As suítes discriminadas com base no grau de saturação em sílica, foram estudadas separadamente. Vinte e uma amostras foram analisadas (**Anexo IV**), tendo sido incluídos litotipos de todas as unidades de mapeamento, são elas:

Amostra	PV28A	PV70A	PV27C	PV29	PV42A	PV100	PV47B	PV76	PV 30a	PV51A	PV88
Litotipo	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito	sienito
Suíte	supersat.	Insatur.	Insatur.	satur.	Insatur.						
SiO ₂	60,27	57,35	57,70	61,20	51,46	61,65	55,39	58,53	60,10	59,10	61,64
TiO ₂	1,01	1,27	1,06	0,64	1,80	0,76	1,12	0,89	0,54	1,09	0,79
Al ₂ O ₃	18,15	17,59	17,23	18,37	16,88	17,60	18,05	18,64	18,32	17,55	17,31
Fe ₂ O ₃	3,47	4,32	3,27	2,92	5,91	3,13	3,63	2,60	2,53	3,30	2,42
MnO	0,08	0,15	0,14	0,23	0,16	0,29	0,08	0,07	0,23	0,16	0,11
MgO	0,37	1,11	0,91	0,59	1,82	0,49	1,19	0,98	0,73	0,63	0,83
CaO	0,92	1,82	2,84	0,66	4,23	0,87	2,82	2,64	1,46	1,87	2,25
Na ₂ O	4,90	5,27	6,79	6,45	5,42	7,47	3,60	4,42	6,31	5,32	9,41
K ₂ O	7,41	6,51	4,11	5,46	4,14	4,28	8,35	7,61	5,76	6,70	0,73
P ₂ O ₅	0,29	0,38	0,33	0,06	0,72	0,11	0,41	0,27	0,05	0,28	0,18
LOI	2,25	3,66	4,94	3,37	6,74	3,22	4,95	2,79	3,96	3,69	3,95
Total	99,12	99,45	99,31	99,94	99,27	99,87	99,58	99,43	99,99	99,68	99,62
K ₂ O/Na ₂ O	1,50	1,24	0,61	0,81	0,76	0,57	2,30	1,71	0,91	1,26	0,08
Cr											
V	25	34	19	12	89	8	51	26	8	22	13
Ba	229	344	371	44	864	64	852	974	78	163	87
Rb	127	113	94	127	77	90	94	79	121	105	19
Sr	233	400	364	40	981	41	945	1002	93	221	132
Y	26	33	22	46	28	67	10	12	27	27	10
Zr	249	290	215	559	267	1001	54	121	330	255	77
Nb	73	93	80	156	68	285	23	40	106	79	33
La	110,0	125,0	97,1	230,0	107,0	224,0	45,6	62,9	104,0	119,0	51,4
Ce	200,0	307,0	172,0	514,0	194,0	542,0	77,4	111,0	187,0	214,0	87,1
Pr	23,0	27,8	19,6	43,3	22,1	45,3	8,9	12,3	19,8	24,4	9,7
Nd	77,6	93,1	65,3	133,0	75,6	139,0	32,2	41,5	60,4	80,3	33,6
Sm	11,4	14,1	9,9	18,4	11,7	20,4	5,0	6,1	8,8	11,5	4,9
Eu	3,02	3,49	3,07	0,99	3,84	1,41	4,22	4,03	1,10	2,79	2,35
Gd	8,6	9,8	7,8	11,2	7,9	10,1	3,4	3,8	6,0	7,5	3,2
Tb	1,0	1,3	0,9	1,7	1,0	2,0	0,4	0,5	0,9	1,0	0,4
Dy	5,1	6,5	4,6	8,7	5,5	11,5	2,0	2,5	4,7	5,2	2,0
Ho	0,9	1,1	0,8	1,6	1,0	2,2	0,3	0,4	0,9	0,9	0,3
Er	2,4	3,0	2,1	4,5	2,4	6,3	0,8	1,1	2,5	2,4	0,9
Tm	0,32	0,41	0,29	0,65	0,34	0,95		0,14	0,35	0,32	0,12
Yb	2,0	2,5	1,8	4,0	2,1	5,9	0,6	0,8	2,1	2,0	0,7
Lu	0,28	0,33	0,25	0,58	0,30	0,84	0,08	0,12	0,30	0,29	0,10
Hf	5,9	7,1	5,4	13,3	5,9	22,4	1,4	2,8	7,0	6,1	1,8
Ta	5,6	7,4	4,7	13,3	5,0	21,5	1,2	3,3	6,9	6,0	2,0
Th	7,8	8,0	6,3	16,6	8,5	33,7	1,6	4,1	8,4	8,5	2,4
U	1,5	1,5	1,3	2,5	1,5	4,9	0,3	0,8	1,8	1,5	0,5

Amostra	PV57C	PV16	PV34B	PV98	PV3C	PV22	PV20D	PV42C	PV46	VNI52A
Litotipo	sienito	traquito	traquito	traquito	traquito	traquito	traquito	traquito	Lamprófiro	Basalto
Suíte	Insatur.	Supersat.	Insatur.	Insatur.	Insatur.	Insatur.	Insatur.	Supersat.	Insatur.	Insatur.
SiO ₂	55,83	63,11	59,24	61,01	57,79	57,62	61,24	58,85	41,58	37,09
TiO ₂	1,33	0,71	0,82	0,90	0,92	0,96	0,28	0,22	3,10	3,96
Al ₂ O ₃	18,13	18,46	18,35	18,31	18,35	17,66	19,98	20,77	15,05	12,87
Fe ₂ O ₃	4,14	2,69	3,03	3,17	3,23	3,17	2,75	3,03	10,56	12,77
MnO	0,09	0,15	0,17	0,12	0,16	0,14	0,27	0,31	0,18	0,18
MgO	0,86	0,17	0,56	0,57	0,66	0,71	0,28	0,27	5,49	5,96
CaO	2,78	0,27	1,48	0,94	1,82	2,00	0,64	0,45	10,83	11,04
Na ₂ O	3,47	7,20	5,90	6,99	5,01	3,62	8,09	4,65	1,77	2,28
K ₂ O	8,14	4,73	6,08	4,79	6,95	9,03	3,26	7,27	3,44	5,11
P ₂ O ₅	0,50	0,14	0,13	0,24	0,18	0,23	0,01	0,01	1,08	1,71
LOI	4,65	1,80	4,07	2,66	4,34	4,38	3,07	3,60	6,91	6,32
Total	99,93	99,41	99,82	99,72	99,42	99,51	99,85	99,44	100,00	99,30
K ₂ O/Na ₂ O	2,35	0,67	1,03	0,69	1,39	2,50	0,40	1,56	1,94	2,24
Cr									50	50
V	51	10	17	14	21	28	6		250	314
Ba	1861	197	153	182	172	430	43	57	2243	2253
Rb	111	83	127	101	124	171	87	271	77	178
Sr	1397	149	139	189	277	284	94	32	1697	1686
Y	14	32	38	43	43	36	61	69	33	33
Zr	92	536	497	453	389	307	1532	2214	237	155
Nb	29	106	128	143	135	108	272	462	97	50
La	57,9	147,0	147,0	160,0	160,0	138,0	230,0	219,0	73,7	67,1
Ce	103,0	252,0	261,0	297,0	312,0	277,0	398,0	318,0	141,0	144,0
Pr	12,1	27,2	28,7	33,9	37,4	33,2	27,5	26,3	16,6	19,0
Nd	43,2	82,3	89,1	109,0	121,0	108,0	62,7	60,6	61,0	74,8
Sm	6,7	11,0	12,9	16,1	17,4	15,4	7,3	7,6	10,8	13,5
Eu	4,41	1,81	2,08	2,47	2,76	3,01	0,44	0,43	3,46	4,62
Gd	4,7	7,0	8,1	10,6	11,1	9,9	2,5	4,1	8,8	10,9
Tb	0,6	1,0	1,2	1,5	1,5	1,3	0,8	1,1	1,2	1,3
Dy	2,9	5,7	6,7	8,0	8,2	6,9	7,0	8,0	6,2	6,4
Ho	0,5	1,1	1,2	1,5	1,4	1,2	1,6	1,9	1,1	1,1
Er	1,2	3,2	3,5	3,9	3,8	3,2	5,8	6,6	2,8	2,7
Tm	0,15	0,49	0,50	0,56	0,52	0,44	1,01	1,19	0,37	0,34
Yb	0,9	3,1	3,2	3,4	3,0	2,5	7,0	8,6	2,3	2,0
Lu	0,12	0,49	0,47	0,49	0,42	0,35	1,14	1,40	0,32	0,26
Hf	2,2	12,2	11,5	11,6	9,2	7,2	35,9	46,1	5,6	4,4
Ta	2,1	9,4	10,4	12,4	13,1	11,2	14,7	25,2	6,2	3,3
Th	3,0	19,0	16,3	17,4	12,6	9,4	51,1	57,0	7,3	3,9
U	0,6	2,9	3,1	2,5	2,3	1,8	8,5	12,8	1,5	0,7

A análise petrogenética feita com base nos elementos maiores, apresentada anteriormente, mostrou que os sienitos saturados/supersaturados, traquitos insaturados e traquitos saturados/supersaturados evoluíram por cristalização fracionada ou AFC sem mudança de assembléia fracionante. Por outro lado, a suíte de sienitos insaturados teria evoluído por cristalização fracionada ou AFC com mudança de assembléia fracionante (**Seção 4.2**).

A discriminação entre o processo de cristalização fracionada e AFC pode ser feita com base na razão entre elementos traços incompatíveis dentro de cada uma das suítes estudadas. Processos de cristalização fracionada comumente geram variações das razões daqueles elementos inferiores a 50% para amostras de uma mesma suíte, desde aquelas representativas de líquidos parentais até os mais evoluídos (p.ex.: **Cox et al., 1979**). Deste modo, amostras analisadas para elementos traços, representativas destes líquidos parentais e evoluídos, foram selecionadas de modo a discriminar o processo evolutivo mais provável para cada uma das quatro suítes estudadas. A seleção foi feita com base em comparações das concentrações de SiO₂ das 21 amostras analisadas para elementos traços (incluindo os elementos terras raras) e daquelas das amostras analisadas para elementos maiores.

A **Tabela 4.3** apresenta razões de elementos traços incompatíveis para amostras representativas de líquidos parentais e evoluídos para a suíte de sienitos insaturados. Neste caso, as amostras PV27c e PV100 representam, respectivamente, os líquidos parental e evoluído da suíte. Estas amostras apresentam o mesmo grau de evolução, isto é, a mesma concentração de SiO₂ (a considerar-se os dados de acurácia e precisão, **Anexo V**) que as amostras 117A07 e 137A05 utilizadas para a discriminação do processo evolutivo com base nos dados litogeoquímicos para elementos maiores (**Seção 4.2**).

Tabela 4.3: Razões de elementos traços incompatíveis para amostras representativas de líquidos parentais e evoluídos para a suíte de sienitos insaturados.

Líquido	Amostra	Zr/Y	Zr/Nb	Nb/Y	La/Yb
Parental	PV27c	9,8	2,7	3,6	53,9
Evoluído	PV100	14,9	3,5	4,3	58,0
Variações (%)		52	30	19	42

Os dados apresentados na **Tabela 4.3** mostram que as variações de razões Zr/Y, Zr/Nb, Nb/Y e La/Yb são inferiores a 50%, o que indica que a suíte sienítica miaskítica insaturada evoluiu por processo de cristalização fracionada. Este processo, com base na análise petrogenética apresentada anteriormente (**Seção 4.2**), ocorreu com mudança de assembléia fracionante, haja vista a inflexão observada nos diagramas de Harker em $\text{SiO}_2 \sim 59\%$ (**Figura 4.10**). Logo, o processo de cristalização pode ser dividido em dois estágios, sendo o primeiro deles ($\text{SiO}_2=57-59\%$) caracterizado por cristalização de óxido de ferro e titânio + apatita ou biotita com inclusão de titanita. Já o segundo estágio de cristalização ($\text{SiO}_2=59-62\%$) deve ter envolvido somente o fracionamento de álcali-feldspato.

O mesmo procedimento foi aplicado para a suíte de sienitos saturados/supersaturados e de traquitos insaturados. Os dados de razões de elementos traços são apresentados nas **tabelas 4.4 e 4.5**. Infelizmente, o mesmo procedimento não pode ser adotado para a discriminação do processo evolutivo mais provável, no caso da suíte de traquitos saturados/supersaturados, uma vez que somente uma amostra foi analisada para esta suíte. Os dados das **tabelas 4.4 e 4.5** mostram que o processo evolutivo mais provável para as suítes de sienitos saturados/supersaturados e traquitos insaturados foi cristalização fracionada.

Tabela 4.4: Razões de elementos traços incompatíveis para amostras representativas de líquidos parentais e evoluídos para a suíte de sienitos saturados/supersaturados. As amostras PV42a e PV29, representativas dos líquidos parental e evoluído, têm concentrações de SiO₂ (54,46% e 61,20%, respectivamente) comparáveis àquelas das amostras 97A04 (56,40%) e 155A06 (63,00%), utilizadas na análise petrogenética apresentada na **Seção 4.2**.

Líquidos	Amostra	Zr/Y	Zr/Nb	Nb/Y	La/Yb
Parental	PV42a	9,5	3,9	2,4	51,0
Evoluído	PV29	12,2	3,6	3,4	57,5
Variações (%)		28	8	42	13

Tabela 4.5: Razões de elementos traços incompatíveis para amostras representativas de líquidos parentais e evoluídos para a suíte de traquitos insaturados. As amostras PV22 e PV98, representativas dos líquidos parental e evoluído, têm concentrações de SiO₂ (57,62% e 61,01%, respectivamente) comparáveis àquelas das amostras 137A10 (58,00%) e 155A14 (61,00%), utilizadas na análise petrogenética apresentada na **Seção 4.2**.

Líquido	Amostra	Zr/Y	Zr/Nb	Nb/Y	La/Yb
Parental	PV22	8,5	2,8	3,0	55,2
Evoluido	PV98	10,5	3,2	3,3	47,1
Variações (%)		23,5	14,3	10	17,2

Os dados litogeoquímicos para elementos traços também foram utilizados na caracterização da parentalidade das suítes estudadas.

Um diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (**McDonough et al., 1995**), onde são plotadas as amostras de basalto alcalino, traquitos e sienitos insaturados da área de estudo, é apresentado na **Figura 4.12**.

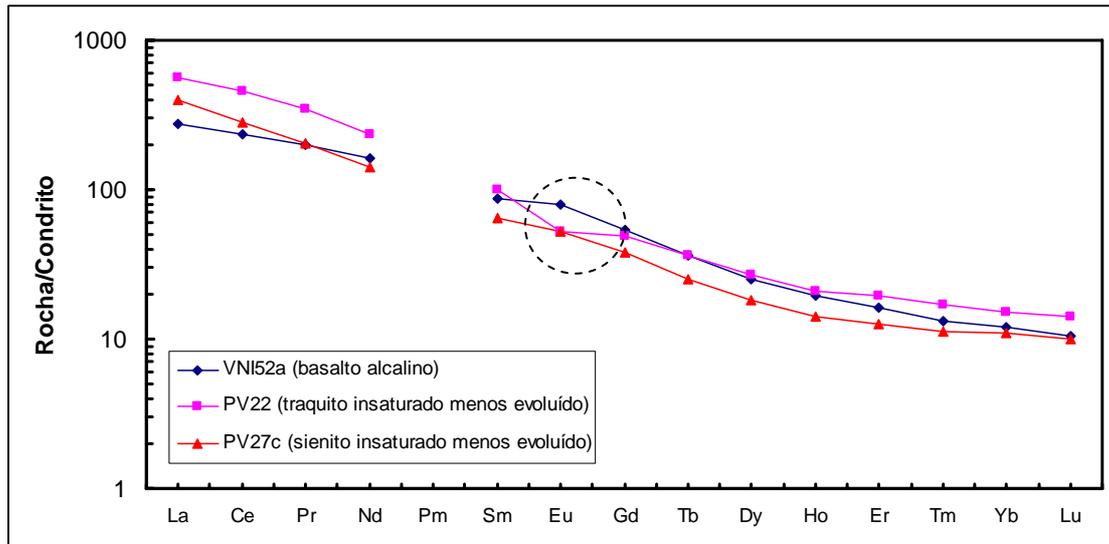


Figura 4.12: Diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (McDonough *et al.*, 1995) onde são plotadas amostras de basalto alcalino, traquitos e sienitos insaturados. A amostra de traquito insaturado apresenta uma anomalia negativa de Eu (círculo tracejado) atribuída ao fracionamento de feldspatos.

O diagrama mostra que o traquito insaturado com menores teores de sílica encontrado na área (representativo, portanto, de líquidos parentais traquíticos insaturados) pode representar um líquido derivado do basalto alcalino por processos de cristalização fracionada. A anomalia negativa de Eu que aparece no padrão do traquito insaturado indica que esta amostra representa, possivelmente, um líquido traquítico já derivado de traquitos mais parentais a partir da cristalização fracionada de álcali-feldspato. Por outro lado, as menores concentrações de elementos terras-raras do sienito insaturado com menores teores de sílica encontrado na área (representativo, portanto, de líquidos parentais sieníticos insaturados), comparativamente àquelas do basalto alcalino, indicam que o último não pode representar um líquido parental do primeiro.

Procedimento semelhante foi feito para avaliar-se a cogeneticidade entre as suítes traquíticas insaturadas e saturadas/supersaturadas (**Figura 4.13**).

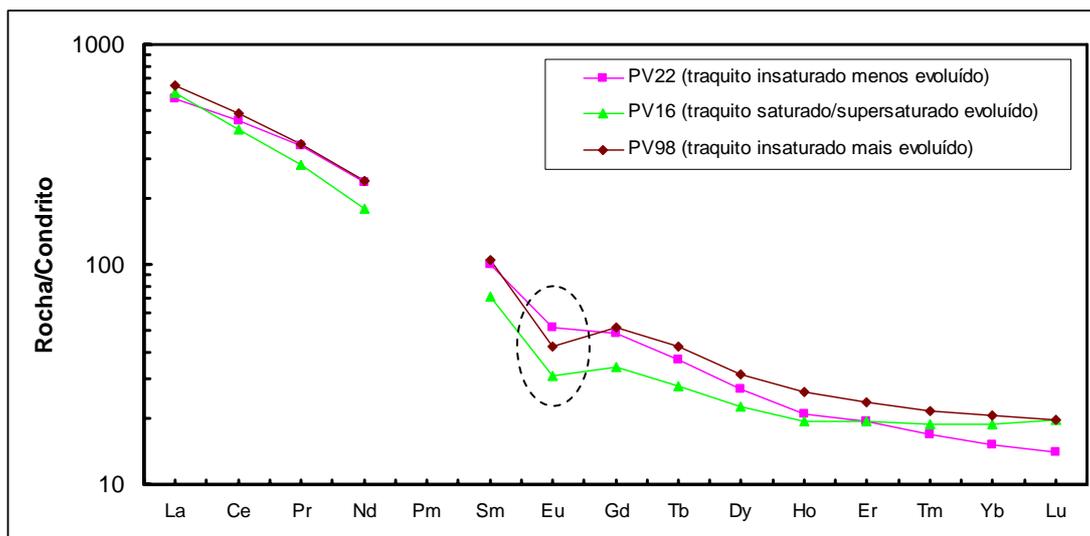


Figura 4.13: Diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (McDonough *et al.*, 1995) onde são plotadas amostras de traquitos insaturados e saturados/supersaturados. As anomalias negativas de Eu são destacadas pela elipse tracejada.

Os padrões mostram que os líquidos saturados/supersaturados possuem concentrações menos elevadas de elementos terras-raras do que os líquidos insaturados e, portanto, não podem ter evoluído a partir destes últimos por processos de cristalização fracionada. Estes dados confirmam os resultados apresentados anteriormente (**Seção 4.2**) obtidos somente com base nas análises de dados litogeoquímicos de elementos maiores que mostraram que traquitos insaturados e saturados/supersaturados na área de estudo constituem suítes distintas. Por outro lado, o padrão do líquido traquítico insaturado mais evoluído pode ser explicado por cristalização fracionada a partir do líquido traquítico insaturado menos evoluído. O predomínio de álcali-feldspatos na assembléia fracionante destes traquíticos (**Capítulo 3**) explica a anomalia negativa de Eu que aparece no diagrama.

A **Figura 4.14** apresenta um diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (McDonough *et al.*, 1995) onde são plotadas amostras representativas de líquidos parentais sieníticos insaturados e líquidos evoluídos sieníticos saturados/supersaturados. O diagrama serve para testar-se a parentalidade da suíte sienítica, ou seja, para determinar se líquidos

sieníticos saturados/supersaturados evoluíram a partir de líquidos parentais sieníticos insaturados.

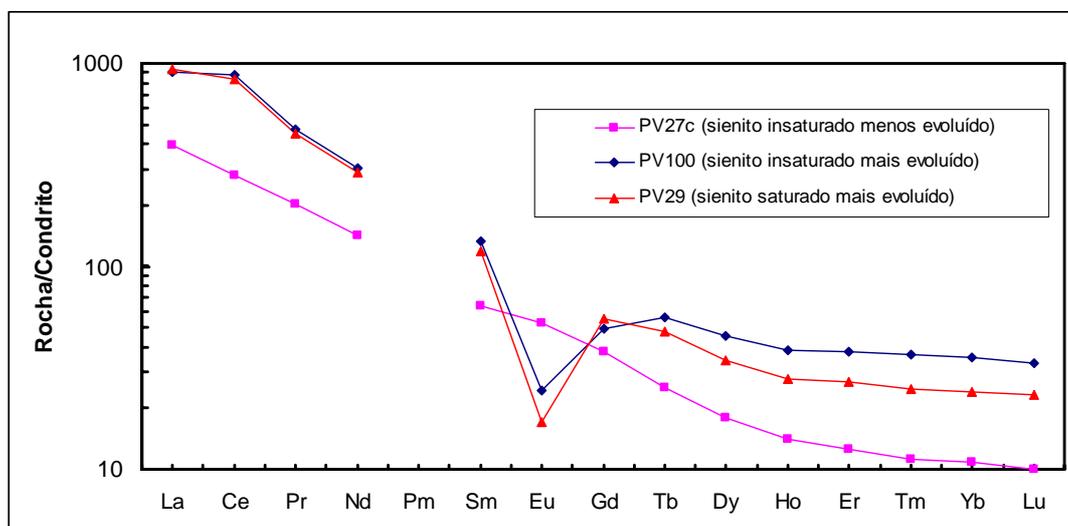


Figura 4.14: Diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (McDonough *et al.*, 1995) onde são plotadas amostras de sienitos insaturados e saturados/supersaturados.

Os padrões mostram que o líquido sienítico insaturado menos evoluído pode ter gerado o líquido sienítico insaturado mais evoluído por processos de cristalização fracionada. A forte anomalia de Eu é indicativa do envolvimento de álcali-feldspato durante o processo evolutivo, conforme mostrado anteriormente (**Capítulo 3**). O fracionamento contínuo de álcali-feldspato explicaria o aumento da anomalia de Eu no líquido sienítico saturado, mas não pode explicar as suas menores concentrações em elementos terras-raras pesados comparativamente àquelas do líquido insaturado, uma vez que aquele mineral não fraciona estes elementos. Logo, sienitos insaturados e saturados/supersaturados constituem suítes distintas na área de estudo, conforme sugerido anteriormente (**Capítulo 4.2**) com base em dados litogeoquímicos de elementos maiores.

Em conclusão, a análise petrogenética feita com base em elementos traços mostrou que:

1. Traquitos insaturados podem ter evoluído por cristalização fracionada a partir de líquidos basálticos parentais encontrados na área. No entanto, a continuidade deste processo evolutivo não gerou os traquitos saturados/supersaturados encontrados na área de estudo; e
2. Sienitos saturados/supersaturados não evoluíram por cristalização fracionada a partir de líquidos parentais sieníticos insaturados.

CAPÍTULO 5: CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1: Conclusões

O objetivo geral desta dissertação de mestrado era discriminar os processos petrogenéticos das rochas plutônicas e vulcânicas, à exceção dos produtos piroclásticos, que ocorrem na porção oriental do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, com base em dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos.

As relações de campo entre os litotipos plutônicos e vulcânicos, incluindo-se os piroclásticos, não são facilmente observadas como resultado da escassez de afloramentos contínuos e do avançado estado de alteração das rochas. No entanto, localmente foram observados enclaves de sienitos em traquitos porfiríticos, indicando uma cronologia relativa em que os tipos plutônicos são mais antigos que os vulcânicos. De um modo geral, também pode-se concluir, com base nas observações de campo, que os produtos piroclásticos são mais jovens que os plutônicos e, no máximo, contemporâneos ao vulcanismo traquítico que domina a área. Isto pode ser afirmado devido à constituição litológica das brechas, aglomerados e lapillitos mapeados, cujos blocos e bombas são representados predominantemente por sienitos e traquitos.

Muito possivelmente, o dado de campo mais relevante para o projeto foi a caracterização genética dos traquitos porfiríticos que constituem uma parte substancial das rochas que afloram na área de estudo. Estudos anteriores (p.ex.: **Klein, 1993**) nunca indicaram claramente a origem, hipabissal ou vulcânica, destes traquitos porfiríticos. No entanto, a ocorrência de bombas de traquitos porfiríticos cinza-claro e traquitos porfiríticos lilás em aglomerados próximo à Pedra da Contenda (**Anexo I**) torna inequívoca a origem vulcânica destes traquitos, aqui interpretados como derrames.

Sienitos de texturas variadas e traquitos porfiríticos são as rochas alcalinas não piroclásticas mais comuns na área de estudo. Quando porfiríticos, sienitos e traquitos são formados predominantemente por fenocristais de álcali-feldspato. Seis tipos texturais de sienitos foram discriminados em base petrográfica, muito embora não tenha sido possível delimitá-los no campo. Três fácies são equigranulares e três fácies são porfiríticas. Apesar da ampla variação textural, todos os seis fácies sieníticos são constituídos por uma assembléia mineral semelhante, dominada por álcali-feldspato, tanto na matriz quanto como fenocristais.

Três fácies traquíticas porfiríticas foram discriminadas no campo. Estes traquitos porfiríticos são interpretados como derrames, como mencionado anteriormente, e podem ser distintos principalmente pelas suas variáveis proporções de fenocristais de álcali-feldspato e matriz, bem como pela forma dos primeiros. Assim, o pórfiro-traquito é caracterizado pela predominância de fenocristais de álcali-feldspatos sobre matriz (cerca de 70:30), enquanto que o traquito porfirítico cinza-claro e traquito porfirítico lilás têm menor quantidade de fenocristais. Hábitos anédricos de pórfiros de álcali-feldspato observados nos traquitos porfiríticos lilás denotam processos de desequilíbrio cristal-líquido. Em ambientes vulcânicos, isto pode resultar do contínuo reabastecimento da câmara magmática e episódios de derrames em intervalos curtos. A ausência generalizada de estruturas de fluxo nos traquitos porfiríticos que ocorrem na área indicam, possivelmente, que os magmas traquíticos tinham viscosidade elevada quando extravasados.

Os objetivos específicos desta dissertação de mestrado incluíam o estudo de possíveis relações de cogeneticidade entre termos plutônicos e vulcânicos. Os dados litogeoquímicos permitem concluir que os sienitos e traquitos porfiríticos que afloram na área de estudo inserem-se numa série alcalina miaskítica predominantemente sódica, muito embora traquitos ultrapotássicos também ocorram de modo muito subordinado. Estas rochas têm características metaluminosas e peraluminosas, o que é corroborado pela ausência de acmita na norma CIPW. A princípio, diferentes suítes traquíticas e sieníticas podem ser discriminadas com base em seus distintos graus de

saturação em sílica, quais sejam: suíte traquítica insaturada, suíte traquítica saturada/supersaturada, suíte sienítica insaturada e suíte sienítica saturada/supersaturada. A interpretação dos diagramas de Harker, análises regressivas feitas com base no método dos mínimos quadrados e o estudo de razões de elementos traços para estas quatro suítes permitiram concluir que as mesmas evoluíram por processos de cristalização fracionada, em oposição à AFC. Assim, os traquitos porfiríticos insaturados e saturados/supersaturados da área de estudo evoluíram por cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante, à semelhança dos sienitos saturados/supersaturados. Em contrapartida, os sienitos insaturados evoluíram por cristalização fracionada com mudança de assembléia fracionante. Isto mostra que as suítes sieníticas e traquíticas insaturadas da área de estudo evoluíram por processos distintos. Além disso, líquidos parentais traquíticos e sieníticos insaturados são, respectivamente, potássicos e sódicos. Estes dados tornam improvável que traquitos e sienitos insaturados na área de estudo sejam co-genéticos. De fato, as concentrações de elementos terras raras em líquidos sieníticos e traquíticos insaturados indicam que os mesmos não podem ser relacionados por processos de equilíbrio cristal-líquido. Muito embora as suítes traquíticas e sieníticas saturadas/supersaturadas tenham evoluído pelo mesmo processo, as suas diferentes composições parentais, isto é, respectivamente ultrapotássicas e potássicas, indicam a não co-geneticidade das mesmas. De modo semelhante, traquitos e sienitos saturados/supersaturados com o mesmo grau de evolução (isto é, conteúdo de SiO_2) têm razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ distintas, corroborando a desassociação entre os mesmos. Dados de elementos terras raras também mostraram que basaltos alcalinos encontrados como enclaves em traquitos porfiríticos na área de estudo têm composição adequada para representarem líquidos parentais dos traquitos porfiríticos insaturados. No entanto, estes últimos não poderiam ter gerado os traquitos porfiríticos saturados/supersaturados por processos de cristalização fracionada, indicando a não-cogeneticidade de tipos traquíticos com distintos graus de saturação em sílica na área de estudo. De modo semelhante, os sienitos insaturados não podem ter sido gerados por líquidos básicos representados pela amostra do basalto alcalino citado, o que aponta para a não-cogeneticidade entre as suítes traquíticas e sieníticas insaturadas. Finalmente, os dados de elementos terras

raras tornam improvável que os sienitos saturados/supersaturados da área tenham sido gerados por processos de equilíbrio cristal-líquido a partir dos sienitos insaturados. Logo, as suítes sieníticas com distintos graus de saturação na área de estudo não podem ser consideradas co-genéticas.

5.2: Discussões

Estudos geoquímicos dos traquitos e sienitos do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu e do Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha são raros. Os poucos modelos petrogenéticos para a área têm sido propostos, de um modo geral, com base, quase essencialmente, em dados de campo e petrográficos, e envolvem processos de mistura magmática a partir de câmaras zonadas (**Ferreira et al., 1965; Helmbold, 1967, 1968; Klein, 1993**). No entanto, com base nos dados geoquímicos apresentados neste trabalho, modelos deste tipo são improváveis haja vista os padrões destituídos de hiatos composicionais quando traquitos e sienitos são plotados em diagramas de Harker. Adicionalmente, tanto os traquitos quanto os sienitos na área constituem suítes predominantemente sódicas, o que contrasta com uma proposição de vulcanismo traquítico potássico alimentado por porções inferiores de uma câmara magmática zonada. De um modo geral, o presente estudo litogeoquímico torna improvável a existência de câmaras magmáticas subvulcânicas onde magmas sieníticos alimentariam derrames traquíticos, haja vista a não co-geneticidade das suítes traquíticas e sieníticas que ocorrem na área de estudo.

Um dos objetivos específicos desta dissertação de mestrado era a inserção do plutonismo e vulcanismo da área no contexto regional do magmatismo alcalino do Cretáceo Superior no Segmento Central da Faixa Ribeira. Os dados apresentados neste trabalho mostram que, de um modo geral, o magmatismo sienítico e o vulcanismo traquítico na área de estudo não são processos geológicos correlacionáveis. Isto, portanto, indica a não contemporaneidade dos processos plutônicos e vulcânicos na área de estudo. Muito possivelmente, o plutonismo sienítico precedeu em alguns milhões de anos o vulcanismo traquítico. Muito embora dados geocronológicos ainda

sejam muito escassos, tanto para os sienitos do Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha quanto para os traquitos do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, dados K-Ar (*vide* referências no **Capítulo 2**) têm sido utilizados para referir o plutonismo sienítico como do Cretáceo Superior (c.a. 72 Ma) enquanto que cronologia relativa de processos geológicos indica que o vulcanismo pode ser tão jovem quanto c.a. 42 Ma. Este intervalo de tempo entre o plutonismo e vulcanismo na área, se confirmado por métodos geocronológicos absolutos, aponta para reincidência de atividade magmática em escala local de longa duração (cerca de 30 Ma). Este cenário é difícil de coadunar-se com um modelo de translação contínua de litosférica continental sobre *hotspot* fixo, sendo este um dos modelos geodinâmicos apresentados na revisão temática do **Capítulo 2** desta dissertação de mestrado. No entanto, dados telesísmicos recentes (*p.ex.*: **Assumpção et al., 2004**) têm indicado a possibilidade da manutenção de anomalias térmicas regionais no manto litosférico subcontinental muito tempo depois da litosfera ter se afastado de um *hotspot*. Muito embora os sistemas petrogenéticos traquíticos baseados em petrologia experimental ainda não tenham discriminado claramente as fontes geradoras destes magmas (no caso dos mesmos poderem ser considerados primários), o manto litosférico, por constituir-se um reservatório enriquecido, parece um candidato mais provável do que o manto sublitosférico, sendo este último considerado a fonte mais óbvia de basaltos, tanto alcalinos quanto toleíticos (**Capítulo 2**). Logo, um contexto geodinâmico de reativação de estruturas litosféricas em níveis subcontinentais anormalmente aquecidos, em oposição à reativação sobre uma anomalia termal sublitosférica fixa, aparece como uma opção alternativa àqueles modelos revistos no **Capítulo 2** desta tese. A continuidade dos estudos petrológicos já realizados, com ênfase em geoquímica isotópica e geocronologia, deverá ser capaz de gerar modelos geodinâmicos robustos para esta relevante atividade ígnea do Cretáceo Superior e Terciário na área estudada.