

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS ROCHAS ALCALINAS SUBVULCÂNICAS
DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, SP-MG:
AVALIAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA

Danilo Lomonaco Vitorelli

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter Herberto Gustavo José Ulbrich

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013/13)

TF
V592
DL.r

SÃO PAULO
2013

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS ROCHAS ALCALINAS SUBVULCÂNICAS
DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, SP-MG:
AVALIAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA

Danilo Lomonaco Vitorelli



Orientador: Prof. Dr. Horstpeter Herberto Gustavo José Ulbrich

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013/13)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900031896

SÃO PAULO
2013

TF
V592
DLN

TF
V592
DLN



Dedico este trabalho à minha mãe,
Maria do Carmo Lomonaco, e à
minha avó, Therezinha dos Santos
Vitorelli.

Muito obrigado por tudo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família por ter fornecido a base para eu ser esta pessoa que sou hoje. Muito obrigado Maria do Carmo Lomonaco (mãe), Therezinha dos Santos Vitorelli (avó), Daniel Vitorelli (pai), Roberto Vitorelli (avô), Arthur Lomonaco Vitorelli (irmão) e a todos os meus tios e primos.

Agradeço ao meu orientador Prof.Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich, por me acompanhar desde o primeiro ano de faculdade e ter apostado em mim; espero ter feito valer este voto de confiança. A você também agradeço o fato de ter sido um orientador tão presente no meu trabalho.

Na Geologia é somente por meio de muito esforço em grupo que se consegue o direito de fazer este trabalho "individual". Ao meu grupo de colegas de atividades, para quase todas do curso, também dedico este trabalho: muito obrigado Gustavo Ramos (Bolovo; meu grande amigo de graduação), Gabriel Osés (Jigsaw), Lucas Ferreira (Chun Lee) e Angélica Miranda (Durmindinha). Além dos já citados também gostaria de agradecer aos bons amigos Bruna Xavier (Óxy), Mauri Hirata (Unisex), Julio Paiva (Cher), Wellington Novais (Xaxim), Arthur Correia (Raimunda), Lina Araki (Pin) e Ana Rios (Mens). Espero sempre poder ver vocês, sucesso.

Agradeço a todos aqueles professores que não mediram esforços para poder conciliar suas atividades de pesquisa com a difícil tarefa de ensinar, assim como também a todos os funcionários do instituto. Em especial agradeço aos Profs. Drs. Excelso Ruberti e Gaston Eduardo Enrich Rojas, por terem me recebido muito bem e me ajudado sempre que ia a suas salas com dúvidas, isso desde a iniciação científica. Também ao técnico do laboratório de microsonda eletrônica Marco Mansueto.

Agradeço à Geógrafa Adenezile de Fátima Reis Furim por me apresentar a Geologia, oportunidade que infelizmente, nem sempre é oferecida a alunos de Ensino Médio em escolas públicas no Brasil.

Agradeço à Pró-Reitoria de Pesquisa da USP por ter me financiado com Bolsa de Iniciação Científica entre o segundo semestre de 2010 e 2012.

A todos que de forma indireta também contribuíram como o presente trabalho, meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

O presente trabalho consiste principalmente na investigação petrológica e geoquímica das rochas tinguaíticas presentes no Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP-MG), que constituem cerca de 80% da área de sua exposição, porém carecem de maior investigação para o melhor entendimento da evolução magmática e petrológica do maciço. Coadjuvante a este tema também é investigada a inserção do maciço no contexto de múltiplas ocorrências alcalinas no sudeste do Brasil e os possíveis controles geotectônicos geradores de magmatismo alcalino.

Poços de Caldas está inserido no chamado Lineamento Magmático de Cabo Frio (Almeida 1991) que é definido com uma faixa (60 x 1150 km) de 26 ocorrências alcalinas, estendida de Jaboticabal (SP) ao Banco de Almirante Saldanha (RJ) com orientação WNW-ESE. Sua origem é creditada à descontinuidades crustais ou, alternativamente, à presença de *hot spots*. É destacada a importância de descontinuidades crustais e de cruzamento de falhamentos profundos como zonas de favorabilidade à ocorrência de magmatismo alcalino.

Os estudos petrográficos de 21 tinguaítos de Poços de Caldas possibilitaram a divisão destes a partir de critérios mineralógicos e texturais em onze grupos. Os minerais formadores de rocha são principalmente feldspatos alcalinos, nefelina e clinopiroxênios. Como fases acessórias são encontrados leucita, analcima e membros do grupo da sodalita (sodalita/noseana), titanita, raramente biotita, minerais opacos e diversos silicatos de metais raros (hainita, lamprofilita, astrofilita, entre outros). Dados químicos e mineralógicos indicam que estes tinguaítos variam entre tipos agpaíticos e miasquíticos-intermediários.

ABSTRACT

The present work mainly focuses on petrological and geochemical aspects of tinguaites (subvolcanic phonolites) from the Poços de Caldas alkaline Massif (SP-MG), the dominant rock types but still very poorly known. An investigation was also initiated on the geotectonic aspects of the multiple alkaline occurrences in S-SE Brazil, with a critical appraisal of the existing literature.

The Poços de Caldas Massif is part of the so-called *Cabo Frio Magmatic Lineament* (Almeida 1991), a belt with a WNW-ESE orientation (60 x 1150 km) consisting of 26 alkaline occurrences, from Jaboticabal (SP) to the oceanic Almirante Saldanha Bank (RJ shore). Its origin may be related to deep crustal discontinuities, as opposed to the hypothesis relating the belt to a *hot spot* model. The importance of crustal discontinuities and the intersection of deep faults as favorable zones of alkaline magmatism events is highlighted in the literature.

The 21 studied tinguaites can be broadly grouped into eleven mineralogical and textural groups. The main rock-forming minerals are alkali feldspars, nepheline and clinopyroxenes. Accessory minerals are feldspathoids such as leucite, analcite and sodalite/nosean (sodalite group), titanite, rarely biotite, opaque minerals and some rare metals silicates (hainite, lamprophyllite and astrophyllite, among others). Chemical analysis and mineralogy indicate that these tinguaites vary from agpaitic types to miaskitic-intermediate ones.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	1
1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
2. OBJETIVOS.....	3
3. OS CONTROLES TECTÔNICOS ASSOCIADOS AO MAGMATISMO ALCALINO NO SUDESTE DO BRASIL.....	3
3.1. O trabalho de Norman Herz (1977): estimativa da velocidade de abertura do oceano Atlântico por meio de ocorrências alcalinas.....	4
3.2. A contribuição de Sadowski & Dias Neto (1981): a disposição de ocorrências de rochas alcalinas em geometria de círculo mínimo, e a relação com a abertura do oceano Atlântico Sul e suposto controle sismo-tectônico associado à ação de <i>hot spots</i> mantélicos.....	5
3.3. A visão de Fernando Flávio Marques de Almeida (1971, 1983, 1991).....	6
3.4. A importância das idades de ocorrências das rochas alcalinas como base para interpretações genéticas fundamentadas na existência de plumas (Thomaz Filho & Rodrigues 1999, Thomaz Filho <i>et al.</i> 2005).....	8
3.5. Uma visão integrada geológica-estrutural das ocorrências alcalinas do sudeste brasileiro, na visão de Zalán & Oliveira (2005).....	11
3.6. Uma revisão do trabalho de Almeida (1983, 1991) à luz de cerca de duas décadas de novas informações e tecnologias: Riccomini <i>et al.</i> (2005).....	15
3.7. O magmatismo carbonatítico-alcalino do sudeste do Brasil: Um estudo geoquímico e isotópico (Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> 2005).....	17
3.8. Intersecções de falhas como sendo regiões de maior favorabilidade a atividades magmáticas (Oreiro <i>et al.</i> 2008).....	19
3.9. Discussão.....	23
4. O MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, MG-SP.....	28
4.1. Aspectos geológicos gerais do maciço.....	28
4.2. Características Geomorfológicas.....	31
4.3. Geocronologia.....	32
5. PETROGRAFIA.....	34
6. GEOQUÍMICA DE ROCHA.....	35
6.1. O conceito de rocha alcalina.....	35
6.2. A geoquímica dos tinguaítos de Poços de Caldas.....	36
7. QUÍMICA MINERAL.....	42
7.1. Feldspatos.....	43
7.2. Nefelinas.....	44
7.3. Piroxênios.....	45
7.4. Carbonatos.....	46
7.5. Minerais do grupo da sodalita.....	47
7.6. Exóticos.....	47
7.6.1. <i>Hainita</i>	47
7.6.2. <i>Lamprofilita</i>	48
8. CONCLUSÕES.....	49
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	50

ANEXO I - Figuras e tabelas

ANEXO II - Descrições e petrografia de tinguaítos

INTRODUÇÃO

O Sudeste brasileiro é uma região de grande importância no estudo de rochas alcalinas, clássica em nível mundial. Em anos anteriores, diversos trabalhos buscaram classificar estas ocorrências em províncias magmáticas (Herz 1977, Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2005). Elas também foram submetidas a extenso programa de datação radiométrica entre as décadas de 1960 e 1980 (ver sumário em Ulbrich & Gomes 1981 e Sonoki & Garda 1988). Feições estruturais apresentadas por estas ocorrências, tais como agrupamentos em lineamentos, têm sido utilizados como guias para propor modelos sobre a sua evolução e significado geotectônico.

Neste contexto o maciço alcalino de Poços de Caldas, é uma das maiores ocorrências alcalinas do mundo com seus mais de 800 km² de exposição, com formato subcircular. Com idade em torno de 80 Ma (Ulbrich *et al.* 2005), aparece associado a outras manifestações alcalinas concentradas, por exemplo, em torno da Bacia do Paraná e em cinturões litorâneos. Poços de Caldas é constituído predominantemente por fonolitos subvulcânicos (os tinguaítos da literatura brasileira) e em parte vulcânicos, e também mostra intrusões de menor extensão de nefelina sienitos. Em menor escala são encontradas também rochas piroclásticas máfico-ultramáficas, como na região do Vale do Quartel, e remanescentes de rochas encaixantes, como os arenitos da Formação Botucatu.

As rochas alcalinas plutônicas presentes no maciço (principalmente nefelina sienitos e localmente lujauritos e chibinitos) possuem grande acervo de informações disponíveis na atualidade (Ulbrich 1983, Ulbrich 1984), mas os estudos dos equivalentes subvulcânicos ainda se encontram em fase preliminar de estudos (Ulbrich *et al.* 2005), faltando dados mais abrangentes.

A apresentação desta monografia começa, num esforço de “*zoom in*”, no contexto geotectônico, passando pela estruturação do maciço, até as descrições petrográficas e aspectos de química de rochas e mineral.

1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

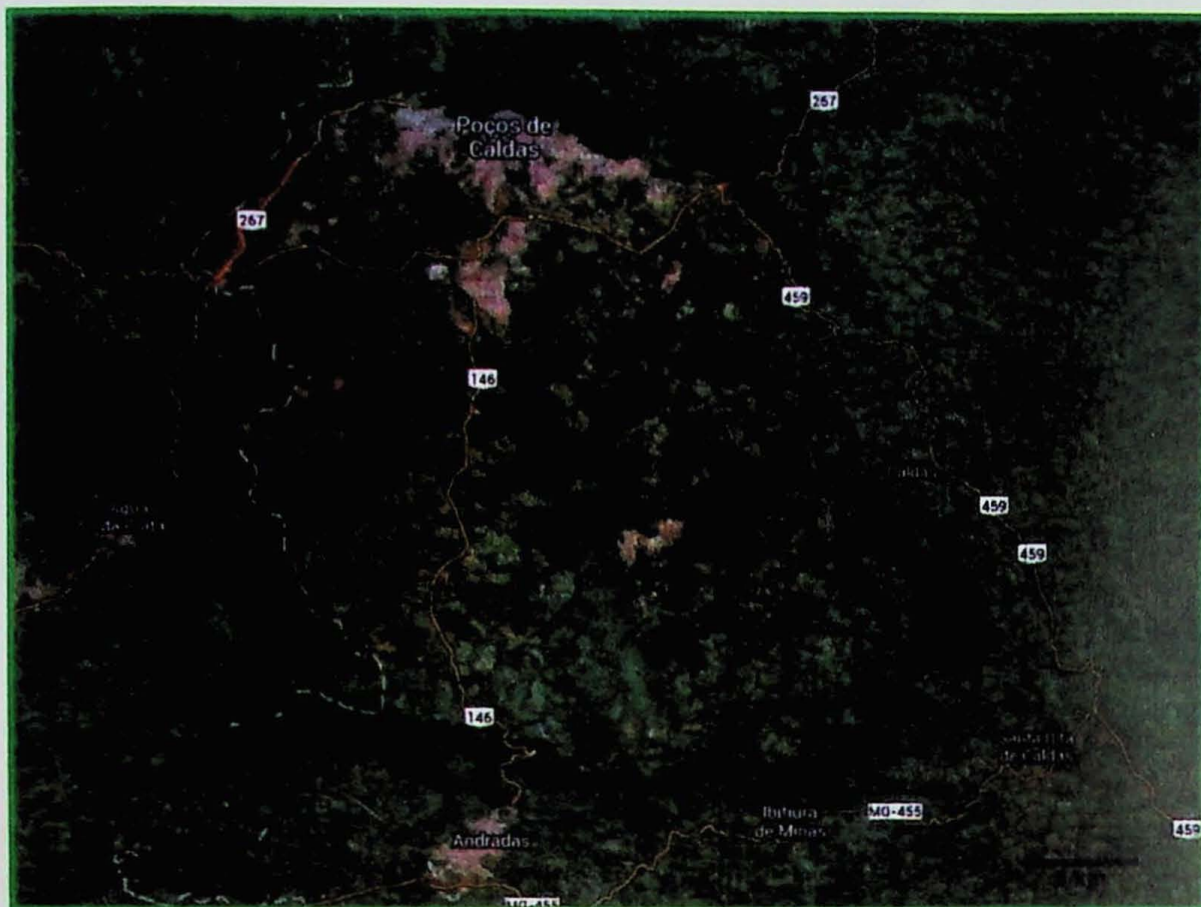


Figura 1 - Imagem de satélite do Maciço Alcalino de Poços de Caldas com projeção de rodovias importantes para o acesso aos seus diversos setores. Linha pontilhada em azul claro representa o limite entre os estados de São Paulo (a oeste) e Minas (a leste). Linhas amarelas são as rodovias. Retirado de: <https://maps.google.com>. O ressalto topográfico semi-anelar à SE se trata do maciço sienítico neoproterozoico Pedra Branca.

Poços de Caldas (Ver figura 2) se localiza entre a divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais distribuído entre os municípios mineiros de Poços de Caldas (a norte), Caldas (a leste) e Andradas (a sul), com uma pequena porção no município paulista de Águas da Prata (a oeste). A BR-146 corta o interior do maciço em sentido S-N (Andradas até Poços de Caldas). A Rodovia Governador Adhemar Pereira de Barros, a partir de Águas da Prata, contorna parte do setor oeste do maciço até o encontro com a BR-267, que se bifurca para o norte e para leste em direção a BR-459, que segue para sudeste em direção a BR-381 (Rodovia Fernão Dias) a sudeste.

2. OBJETIVOS

O presente trabalho possui dois grandes objetivos:

- 1) Avaliar a inserção do maciço alcalino de Poços de Caldas no contexto de múltiplas ocorrências alcalinas, em parte de natureza carbonatítica, que invadem o S-SE do Brasil a partir do Cretáceo até provavelmente o Eoceno (40 Ma; Herz 1977, Sonoki & Garda 1988), com destaque para o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991).
- 2) Estudar as rochas alcalinas subvulcânicas (tinguaítos) que apesar de corresponderem a cerca de 80% do maciço, foram pouco estudadas se comparado aos seus equivalentes grosseiros, os nefelina-sienitos (Ulbrich *et al.* 2005).

Os objetivos justificam-se uma vez que é necessário o estabelecimento de um marco sólido de referência geotectônico e uma melhor caracterização petrográfica e geoquímica dos tinguaítos para que se entenda melhor a evolução magmática e petrológica do maciço.

3. OS CONTROLES TECTÔNICOS ASSOCIADOS AO MAGMATISMO ALCALINO NO SUDESTE DO BRASIL

Em anos anteriores, diversos trabalhos buscaram classificar estas ocorrências em províncias magmáticas (Herz 1977, Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2005). Elas também foram submetidas a extenso programa de datação radiométrico nas décadas de 1960 a 1980 (sumário em Ulbrich & Gomes 1981 e Sonoki & Garda 1988).

Para abordar este tema, foram selecionados os artigos historicamente mais importantes para esta finalidade, buscando caracterizar a evolução do pensamento científico sobre o assunto, tais como os pioneiros de Fernando Flávio Marques de Almeida, do início da década de 70, até artigos mais recentes, que apresentam interpretações baseadas em interpretações regionais e geofísicas de ponta, como a sísmica, financiada pela indústria do petróleo (e.g., Oreiro *et al.* 2008).

É dado grande destaque ao *Alinhamento Magmático de Cabo Frio*, que inclui Poços de caldas (Almeida 1991, Sadowski & Dias Neto 1981, Thomaz Filho & Rodrigues 1999, Thomaz Filho *et al.* 2004, Riccomini *et al.* 2005).

Os artigos a serem discutidos se dedicam as ocorrências alcalinas do SE do Brasil, sem considerar as que são encontradas em regiões mato-grossenses e no Paraguai, deixando também de lado as ocorrências proterozoicas da Bahia e as encontradas na Amazônia, todas ligadas a eventos geotectônicos diferentes (Almeida 1983).

3.1. O trabalho de Norman Herz (1977): estimativa da velocidade de abertura do oceano Atlântico por meio de ocorrências alcalinas.

Norman Herz publica em 1977 um artigo cuja temática principal é a de calcular a velocidade de abertura do oceano Atlântico e a taxa de movimentação da Placa Sul-Americana após a fragmentação de Gondwana (~130 Ma). Para isto, utiliza dados compilados acerca do magmatismo basáltico-toleítico da Bacia do Paraná, dados paleomagnéticos, sedimentação em bacias marinhas costeiras e ainda informações inéditas de correlação entre ocorrências alcalinas brasileiras.

Surge assim uma proposta de agrupamento de ocorrências alcalinas em grupos que compartilhem seu processo genético com um mesmo evento geológico, ou estrutura geotectônica, dispostas dentro de um intervalo de tempo definido (grupos citados na Tabela 1 do Anexo I; ver também Figura 1, no mesmo anexo).

Dentre os grupos propostos por Herz (cinco no total), três possuem gênese associadas a descontinuidades crustais, tal como falhamentos profundos ou zonas de sutura entre plataformas continentais. As demais são então associados à passagem da Placa Sul-Americana por sobre uma anomalia térmica, no caso um *hot spot*. A partir da premissa do modelo da tectônica de placas e de anomalias térmicas fixas no manto (*hot spots*), Herz calcula que a velocidade de movimentação da placa Sul-Americana entre 83-51 M.a. foi de aproximadamente 2,0 a 2,3 cm/ano.

O autor, portanto, associa a gênese de rochas alcalinas a mais de um processo geotectônico, seja este relacionado a descontinuidades crustais, como fraturamentos profundos na crosta, seja por anomalias térmicas, que possibilitariam a fusão de material crustal e assim a geração de magmas alcalinos.

Os dados radiométricos utilizados por Herz são limitados à data da publicação, ou seja, 1977. Atualmente, esta proposta dificilmente se sustenta, em parte pela maior disponibilidade de dados geocronológicos. A sua contribuição principal é a de propor a existência de controles tectônicos para a distribuição das ocorrências alcalinas no Brasil.

3.2. A contribuição de Sadowski & Dias Neto (1981): a disposição de ocorrências de rochas alcalinas em geometria de círculo mínimo, e a relação com a abertura do oceano Atlântico Sul e suposto controle sismo-tectônico associado à ação de *hot spots* mantélicos.

Em 1981, Sadowski & Dias Neto propõem a existência do *Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio* (Figura 2 do Anexo I), um lineamento presente na região contida entre Poços de Caldas (SP-MG) e Cabo Frio (RJ), com direção subparalela a falhas transcorrentes encontradas no oceano Atlântico, possivelmente estendidas para dentro da plataforma continental. As idades das ocorrências alcalinas decaíam em direção ao oceano Atlântico, começando em Poços de Caldas (80 Ma), passando por Itatiaia (66 Ma) e Tinguá (60 Ma), finalizando em Cabo Frio (49 Ma), construindo um cinturão que se originaria pela passagem da placa Sul-Americana sobre um *hot spot* que inicialmente teria atingido a região de Poços de Caldas, em torno de 80 Ma, e permaneceu imóvel enquanto a placa se movia para Oeste, finalizando com o magmatismo de Cabo Frio (49 Ma). Sadowski & Dias Neto calculam, então, a velocidade de deslocamento dessa placa no período de 84 e 49 Ma por sobre o *hot spot*, correspondendo a 1,5 cm/ano.

Os autores destacam que a deflexão do alinhamento representaria uma rota definida por uma mudança do eixo de rotação das placas Sul-Americana e da África entre 84 e 49 Ma, com trajetória que coincidiria com um círculo mínimo de abertura do Atlântico Sul. No lineamento estaria também registrada a existência de uma concentração de epicentros de sismos, sugerindo um controle sísmico-tectônico para leste (ideia posteriormente criticada por Almeida 1983,1991).

Em parte, esta proposta combina com a de Herz (1977), por identificar *hot spots* e a movimentação de placas como fenômenos controladores da aparição do magmatismo alcalino, mas discorda dela pelos detalhes relacionados com a disposição diferente das mais importantes manifestações alcalinas. Por exemplo, Poços de Caldas para Herz (1977) não estaria associado aos corpos citados por Sadowski & Dias Neto (1981; Itatiaia, Tinguá e Cabo Frio), mas sim a outros como Tapira e Araxá.

3.3. A visão de Fernando Flávio Marques de Almeida (1971, 1983, 1991).

Fernando Flávio Marques de Almeida, profissional de grande prestígio na geologia brasileira, escreveu diversos artigos sobre a caracterização e origem tectônica do magmatismo alcalino do sudeste do Brasil e do Paraguai Oriental.

Em 1971, Almeida associa o magmatismo alcalino a condicionamento tectônico por falhamentos profundos que propiciaram a diferenciação de magmas do manto, assim como a sua ascensão a porções rasas da crosta, ou na superfície. Destaca ainda a ausência de rochas alcalinas em contextos que não o de tectônica ativa, como interiores estáveis de escudos cristalinos e regiões centrais de bacias sedimentares intracratônicas.

Posteriormente, em 1983, destaca que diversos autores têm dado muita atenção a possíveis lineamentos de rochas alcalinas baseados em critérios geométricos, em parte sustentados com dados geocronológicos (até então muito carentes), sem dar a devida atenção às associações petrogenéticas e ao contexto tectônico que condicionou a formação destas províncias, fazendo breves comentários sobre os modelos de Herz (1977) e Sadowski & Dias Neto (1981).

Em sua publicação de 1991, Almeida dedica mais atenção ao *Alinhamento Magmático de Cabo Frio* (doravante AMC), semelhante ao *Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio* de Sadowski & Dias Neto (1981). Neste trabalho coloca em dúvida os modelos de *hot spots* (e plumas mantélicas) propostos até então para o AMC, construindo um panorama com informações sobre as rochas do AMC, baseado em dados sobre petrografia (e, em parte, geoquímica), além de considerações sobre distribuição regional e geocronologia.

Salienta Almeida (1991) que o modelo de reconstrução do posicionamento do continente Sul-Americano entre 84 e 49 Ma, feito por rotação inversa (Sadowski & Dias Neto 1981), coincide "com apreciável precisão" com o tracejado das ocorrências do AMC. Entretanto, a interpretação da ocorrência de sismos na região deveria ser tratada com maiores cuidados, sendo poucos os sismos cujos epicentros foram registrados de maneira confiável, com erros que chegam a atingir 50 km.

Também é criticada a ideia de que o AMC estaria situado em uma região que representaria a expressão continental de falhas transcorrentes oceânicas, feições que até então não haviam sido registradas (pelo menos como manifestações superficiais), e mais ainda em regiões onde o conhecimento geológico (avaliado por mapeamentos de maior detalhe) ainda era precário. Almeida destaca que os argumentos de natureza geocronológica deveriam ser tratados com maior cuidado, pois muitas das datações disponíveis até então eram precárias ou únicas, e pertencem em parte a conjuntos de dados

muito dispersos para uma mesma ocorrência (o exemplo de Poços de Caldas que mostra dispersão de dados entre 87 e 53 Ma, em um total de 27 datações).

Para Almeida (1991) não se sustenta a ideia de que o AMC representaria o rastro de um *hot spot*, baseado em alinhamento de apenas algumas manifestações alcalinas selecionadas, entre as mais de 30 existentes, a maioria das quais não foram incluídas no modelo proposto por Sadowski & Dias Neto (1981). Nesse sentido, o autor indica que o alinhamento em questão poderia ser prolongado mais para oeste (até Jaboticabal, 54 Ma), e mais para leste (Morro do São João, 73 Ma; ver datações em Ulbrich & Gomes 1981, e Sonoki & Garda 1988), o que geraria uma distribuição temporal contrária à proposta para o deslocamento da placa sobre o *hot spot*. Almeida (1991) indica que este modelo é por ora insustentável, requerendo maiores dados comprobatórios. Sugere como alternativa que a gênese do AMC poderia estar relacionada à atividade de falhas sub-crustais profundas, formadas durante a rotação dos continentes entre 84 e 49 Ma. Elas atuariam como condutos do magmatismo alcalino gerado por fusão do manto, fusão permitida pelas condições elevadas de temperatura e pressão alcançadas nas profundidades destas estruturas, ascendendo os magmas em porções menores à crosta sem causar grandes deformações. Cabe salientar que isto provocaria um alinhamento diferente do apresentado na superfície da crosta que é aproximadamente SW-NE, ocorrendo na configuração observada para o AMC que é WNW-ESE (feições que podem ser observadas na figura de Sadowski & Dias Neto 1981, Figura 2 do Anexo I).

Este artigo marca de forma importante o desenvolvimento de novas versões sobre o modelo genético do AMC frente ao modelo do *hot spot*, também questionado atualmente (Riccomini *et al.* 2005, Oreiro *et al.* 2008), mas ainda defendido por outros autores (Thomaz Filho & Rodrigues 1999, Thomaz Filho *et al.* 2005). A opinião de Almeida presente em suas publicações deixa clara a sua associação da gênese de magmas alcalinos a descontinuidades crustais.

3.4. A importância das idades de ocorrências das rochas alcalinas como base para interpretações genéticas fundamentadas na existência de plumas (Thomaz Filho & Rodrigues 1999, Thomaz Filho *et al.* 2005).

O modelo de geração do AMC, com gênese associada a um *hot spot*, por sua simplicidade, teve muita aceitação na comunidade geológica e foi sendo adaptado com novas interpretações, como mostrado em Thomaz Filho & Rodrigues (1999).

Estes autores utilizaram as idades existentes de datação das rochas alcalinas pelo método K-Ar ao longo do que chamam de *Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio*, coincidente com o proposto em Sadowski & Dias Neto em 1981. Selecionam para tal as idades julgadas de maior confiabilidade, e criam um diagrama de dispersão em que as idades são apresentadas em função da disposição geográfica das ocorrências alcalinas (Figura 2). Reafirmam a ideia de Sadowski & Dias Neto (1981) sobre a diminuição sistemática de idades destas ocorrências em direção ao Atlântico, apoiado no modelo de atuação de um *hot spot* fixo sob a crosta. A grande contribuição deste artigo está na proposta de que esta anomalia, mais extensa que a proposta por Sadowski & Dias Neto (1981), teria continuidade na chamada Cadeia Vitória-Trindade (doravante, CVT).

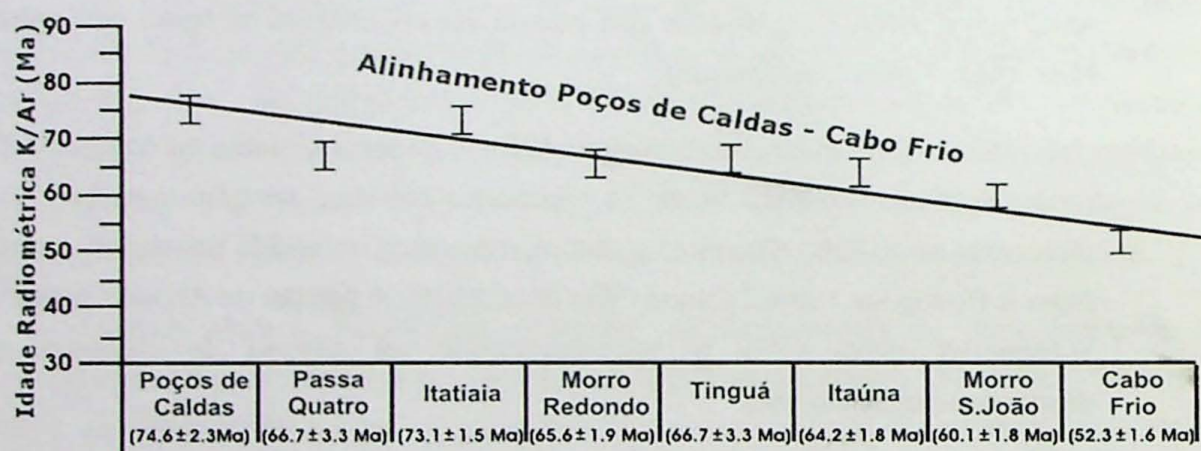


Figura 2 - Distribuição das idades radiométricas (K/Ar) de ocorrências alcalinas ao longo do Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio. Retirado e traduzido de: Thomaz Filho *et al.* 2005, originalmente publicada em Thomaz Filho & Rodrigues 1999.

Também é destacado que os campos de petróleo da Bacia de Campos estariam orientados no sentido NE, formando uma linha imaginária que ligaria Cabo Frio a Vitória. Isto, associado à presença de rochas vulcânicas de idades eocênicas na bacia (Figura 3), seriam evidências da passagem de um *hot spot*, responsável por um alinhamento magmático subparalelo ao AMC, que se estenderia de Vitória até as ilhas de Trindade e Martins Vaz (2,9 e 2,3 Ma, K-Ar), compondo a CVT, onde atualmente estaria o *hot spot*

(Figura 4). Este alinhamento (CVT), como destacado por Almeida (1986, *apud* Thomaz Filho & Rodrigues 1999), não teria continuidade no continente.

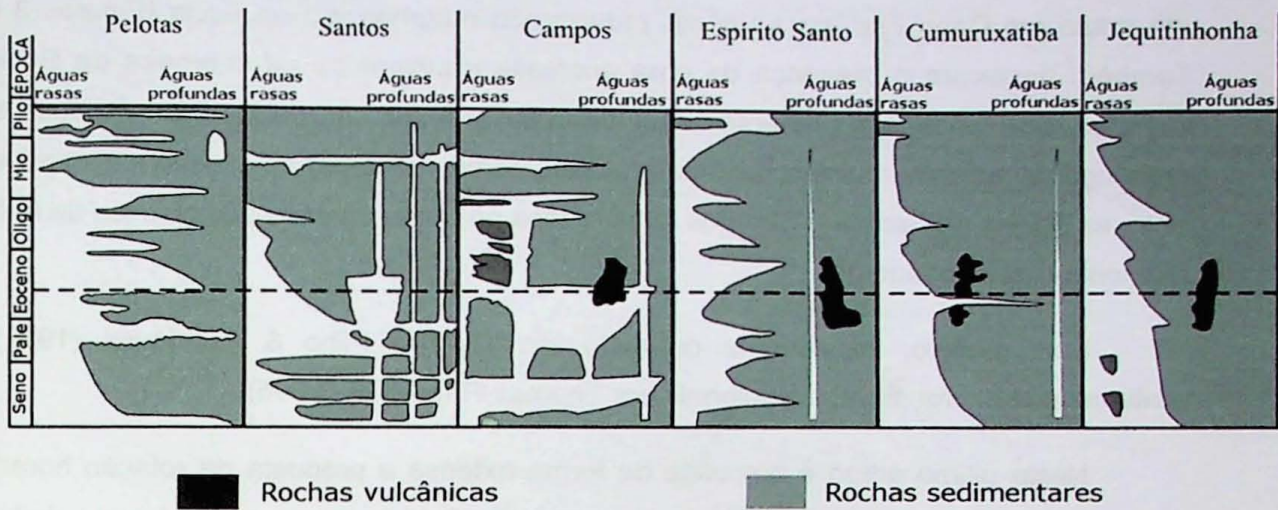


Figura 3 - Rochas vulcânicas presentes em bacias sedimentares da costa brasileira. Fonte: Thomaz Filho *et al.* (2005), reeditado de Thomaz Filho & Rodrigues (1991).

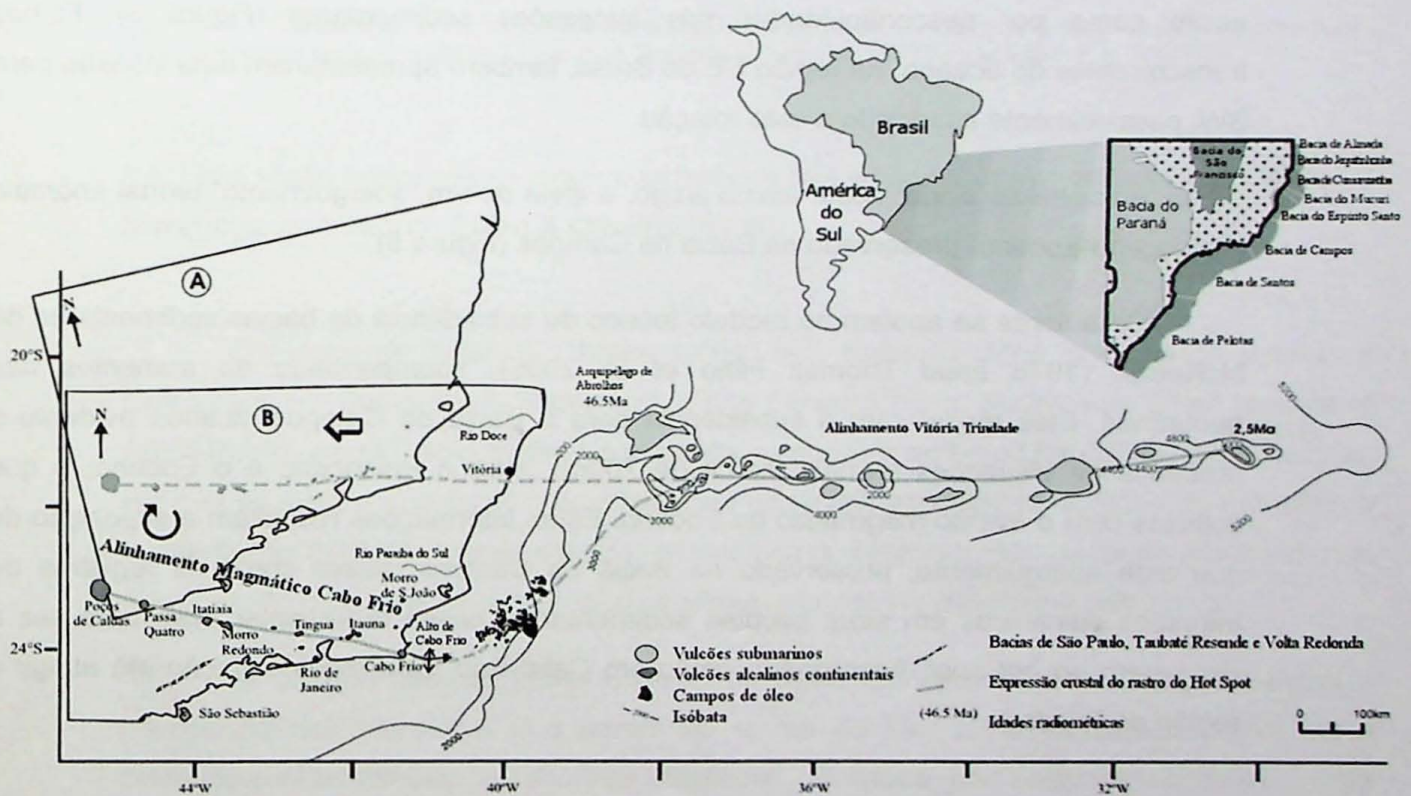


Figura 4 - Relação entre o Alinhamento Magmático Poços de Caldas - Cabo Frio e a Cadeia Vitória Trindade. Retirado e traduzido de: Thomaz Filho *et al.* 2005, originalmente publicado em Thomaz Filho & Rodrigues 1991.

A presença de rochas vulcânicas eocênicas (entre 40 e 50 Ma) na Bacia de Campos é importante, pois neste período a placa Sul-Americana teria sofrido um giro relativo em sentido horário (magnitude de 15°), o que teria deslocado o *hot spot* (fixo na astenosfera), até então em Cabo Frio, para Vitória, provocando magmatismo na bacia (Figuras 3 e 4). Também destacam a presença de uma anomalia gravimétrica na charneira da Bacia de Campos, que poderia representar uma intrusão alcalina, uma suposição embasada na presença de edifícios vulcânicos (interpretados como alcalinos) na plataforma continental, entre as Bacias de Santos e Campos, observados por meio de dados de sísmica de reflexão e amostras de sondagem.

Este modelo, inicialmente proposto em Thomaz Filho & Rodrigues (1999), foi reafirmado com argumentos adicionais por Thomaz Filho *et al.* (2005).

Neste último artigo é discutida de forma extensa a proposta da rotação horária do Continente Sul-Americano durante o Eoceno (40-50 Ma), como sugerido por dados de paleomagnetismo. O Eoceno seria marcado por eventos magmáticos representados por rochas vulcânicas na Bacia de Campos, Espírito Santo, Cumuruxatiba e Jequitinhonha, assim como por descontinuidades nas sucessões sedimentares (Figura 3). Falhas transcorrentes do oceano, na região SE do Brasil, também apresentariam uma inflexão para SW, possivelmente associado a esta rotação.

Adiciona-se ainda, neste último artigo, a ideia de um “soerguimento” termal anômalo (Paleoceno-Eoceno) preservado na Bacia de Campos (Figura 5).

Os autores se apoiam no modelo teórico de subsidência de bacias sedimentares de McKenzie (1978 *apud* Thomaz Filho *et al.* 2005), acompanhado de aumentos nas geotermas. Eles modelaram a subsidência para a Bacia de Campos, ficando evidente a presença de elevações termais (cerca de 700m) entre o Paleoceno e o Eoceno, o que coincide com o evento magmático do Eoceno. Estas informações ressaltam a suposição de que este soerguimento, preservado na Bacia de Campos, assim como os registros de intrusões vulcânicas em seus pacotes sedimentares, possa representar mais uma vez a passagem do *hot spot*, posicionado então em Cabo-Frio, com movimentação até atingir a região de Trindade.

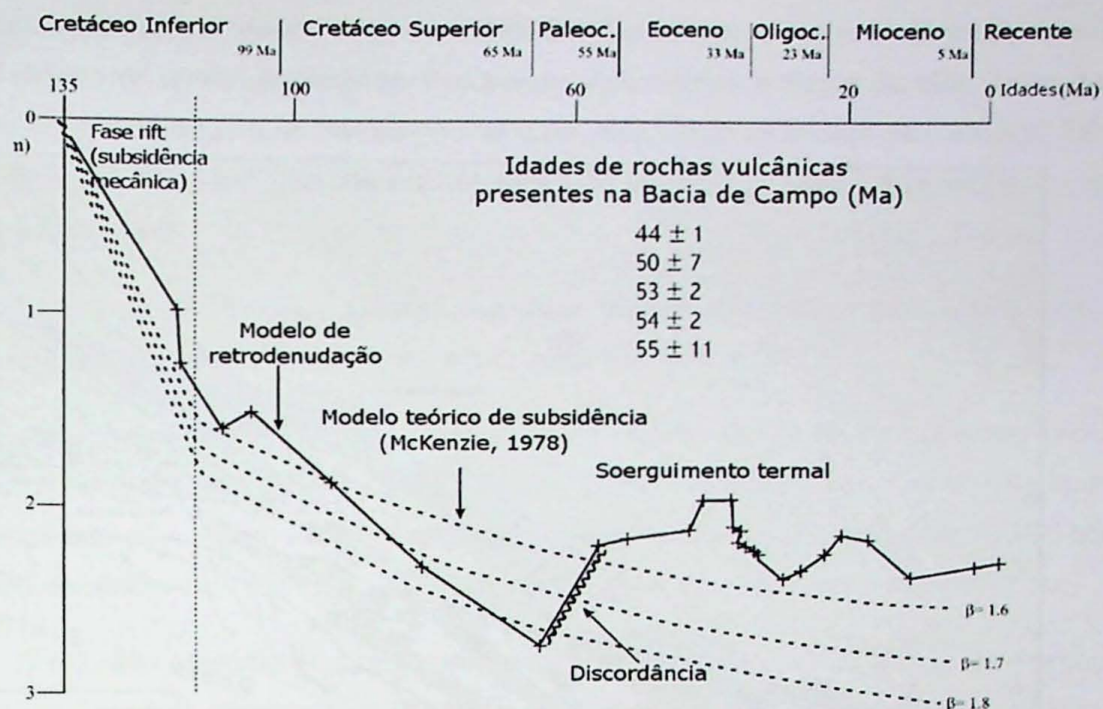


Figura 5 - Comparação entre as curvas de subsidência da Bacia de Campos a as teóricas propostas para bacias sedimentares (modelo de McKenzie). Retirado e traduzido de: Thomaz Filho *et al.* 2005.

3.5. Uma visão integrada geológica-estrutural das ocorrências alcalinas do sudeste brasileiro, na visão de Zalán & Oliveira (2005).

O estudo de Zalán & Oliveira (2005) tem como temática principal os processos formadores e a evolução do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (doravante SRCSB), no entanto, as ocorrências alcalinas no sudeste do Brasil também são destacadas, em que se sugere que estas teriam relações genéticas associadas às fases de formação e evolução do SRCSB. Nesse sentido, destaca-se a interpretação, baseada em anomalias sísmicas, da presença de ocorrências alcalinas inferidas na plataforma continental.

Os autores definem como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil a associação das estruturas que geram as serras do Mar e da Mantiqueira, com vales profundos intervenientes e planícies litorâneas, limitados por encostas abruptas. Esta alternância entre serras e vales/planícies corresponderia a uma alternância do tipo *horsts* e *grabens*, que se propagariam para a Plataforma Continental da Bacia de Santos até a sua linha de charneira. O SRCSB é dividido, então, em quatro grandes riftes individuais: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo, cada um contendo diversos *grabens* internos (Figura 6).

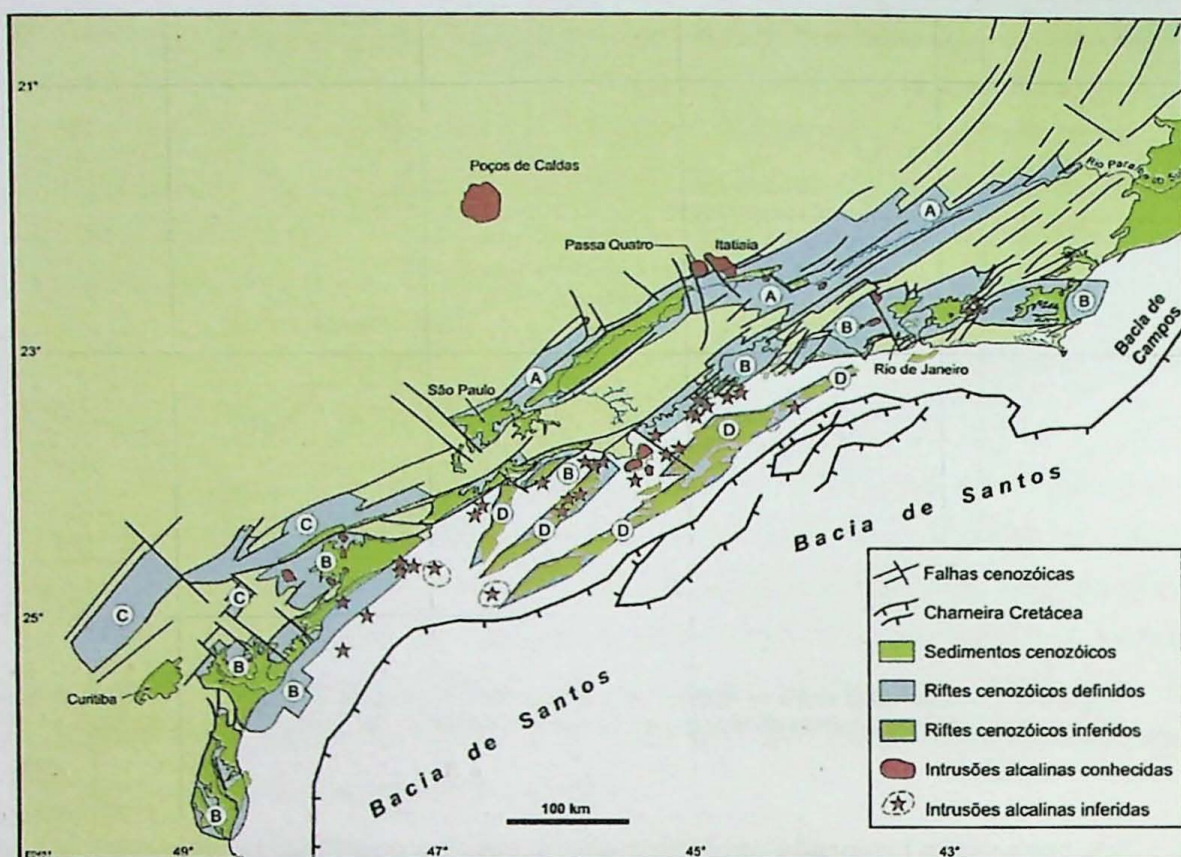


Figura 6 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS. Retirado de: Zalán & Oliveira(2005). Rife (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira e (D) Marítimo.

A questão de interesse para o presente trabalho está na existência de ocorrências alcalinas (de idades supostas neocretáceas a paleogênicas), pertencentes ao, e coincidentes com, o SRCBS. Os autores ainda propõem a existência de supostas intrusões alcalinas na plataforma continental (Figura 6). Estas ocorrências, inferidas, são interpretadas numa comparação de dados de assinaturas magnéticas encontradas na plataforma continental com as das ocorrências alcalinas superficiais (no caso, os três *stocks* alcalinos de Ilha Bela, e os das ilhas de Búzios, Vitória e Montão de Trigo).

O modelo proposto para a origem e evolução do SRCBS se inicia com a passagem da Placa Sul-Americana, 25 Ma após a finalização do processo de rifteamento (145 Ma), por cima de uma anomalia térmica chamada de *Pluma de Trindade*, o que culmina no soerguimento do embasamento pré-cambriano (89-65 Ma) conjuntamente com magmatismo alcalino sobre crosta continental não afinada. Este soerguimento forma a chamada Serra do Mar Cretácea, que é aplainada por erosão durante sua ascensão dando origem à Superfície de Aplainamento Japi. Este megaplanalto se torna instável, com quebra de blocos e

movimentação vertical, dando origem ao SRCSB (58-20 Ma); associa-se a este processo no final a efusão de lavas alcalinas no Paleógeno. Adjacentes a Serra do Mar Cretácea, que posteriormente da origem as Serras do Mar e do Japi, estão as bacias de Campos, Santos e do Paraná, que ao longo da história de evolução do SRCSB são as grandes receptoras destes sedimentos.

Dentro deste modelo alguns aspectos devem ser mais bem explorados, pois sugerem modelos para as ocorrências alcalinas presentes no SRCSB.

Os autores destacam que observando as alturas atuais das montanhas presentes nas Serras do Mar e da Mantiqueira é possível inferir que houve no mínimo dois episódios tectônicos que dão origem a configuração atual, o primeiro um soerguimento (85-65 Ma) e o segundo de abatimento por colapso (início após 60 Ma, com clímax no mesoeoceno).

O primeiro episódio de soerguimento do embasamento (89-65 Ma) seria marcado por intenso magmatismo alcalino com ausência de tectonismo. O início deste magmatismo seria no Coniaciano (89,5-86,0 Ma), com clímax entre o Santoniano e o Maastrichiano (85-65 Ma) e o final no limite Cretáceo/Paleógeno. A distribuição no tempo e o número de ocorrências (mostrados em histograma em Ulbrich & Gomes 1981, Figura 3 do Anexo I), representam de forma bastante clara esta atividade do magmatismo alcalino. O resultado deste primeiro pulso teria originado a chamada Serra do Mar Cretácea, um megaplanalto amplo e coeso com cerca de 300 000 km² de superfície, que se estenderia do norte do Rio Grande do Sul até o Espírito Santo, invadido por diversas ocorrências de magmas alcalinos.

A atuação da anomalia térmica citada, iniciadora do processo de soerguimento, veio acompanhada de intenso magmatismo basáltico toleítico submarino, na porção de crosta continental afinada nas bacias sedimentares adjacentes a Serra do Mar Cretácea, como ficou registrado pela intercalação de basaltos e sedimentos nas bacias de Campos (maastrichtianos) e Santos (santonianos-campanianos, ver Figura 3). Posteriormente, com a atuação de anomalia térmica a leste de Cabo Frio sobre crosta continental afinada, há registro de magmatismo alcalino submarino, como as rochas alcalinas intercaladas nos turbiditos da Bacia de Campos. Os autores também comentam a presença de idades decrescentes para leste a partir de Poços de Caldas até a Barra de São João, no litoral do Rio de Janeiro.

O segundo episódio tectônico, caracterizado por colapsos de origem gravitacional, marca a instabilidade da Serra do Mar Cretácea, com início de um processo de tectonismo distensional, originando o SRCSB. Os primeiros indícios desta instabilidade são do final do Paleoceno, com clímax no Mesoeoceno, momento associado à rotação horária da Placa Sul-Americana devido ao atrito com a Placa do Caribe, há 45 Ma. Durante esta fase de

colapso é possível encontrar magmas de composição alcalina, associados aos falhamentos resultantes do abatimento gravitacional dos blocos. Duas possibilidades são indicadas: uma seria a de que os falhamentos que atingissem grandes profundidades pudessem trazer material mantélico juvenil para a superfície, enquanto que a segunda (mais duvidosa) sugere a interceptação das falhas com câmaras magmáticas de magmas alcalinos, de idade cretácea, ainda em processo de cristalização.

A contribuição deste artigo para o estudo das manifestações alcalinas está na nova proposta de associar essas ocorrências alcalinas do sudeste do Brasil a fases de formação e evolução do SRCSB, mostrando ainda a possibilidade da existência de novas manifestações alcalinas na plataforma continental.

Alguns fatos merecem destaque. Uma das possibilidades para a origem do magmatismo da segunda fase, associado a falhas profundas trazendo material mantélico, faz alusão ao modelo proposto por Almeida (1971) para o magmatismo alcalino do sudeste do Brasil em geral, assim como o retomado em outros trabalhos (Riccomini *et al.* 2005, mais adiante). Os autores deste artigo, assim como Almeida (1991), destacam a inexistência de tectonismo rúptil superficial associado ao magmatismo alcalino, questão ainda em aberto.

O AMC, neste artigo de Zalán & Oliveira (2005), é associado ao modelo de *hot spot* apresentado em Thomaz Filho *et al.* (2005), considerado um modelo genético distinto daquele aplicado às demais ocorrências alcalinas eocênicas que, como dito, teriam origem associada à falhamentos profundos causados pelo abatimento da Serra do Mar Cretácea.

3.6. Uma revisão do trabalho de Almeida (1983, 1991) à luz de cerca de duas décadas de novas informações e tecnologias: Riccomini et al. (2005).

Riccomini et al. (2005) propõem como base uma revisão do trabalho de Almeida de 1983, no qual é definido o conceito de *províncias alcalinas* como sendo as regiões de ocorrências de rochas alcalinas que possuam correlação petrográfica e geocronológica, sendo comum possuírem correlação com uma feição tectônica reconhecível (por ex., arcos, flexuras, zonas de falhas ou *riftes*), um conceito que permitiria agrupar as ocorrências alcalinas em função de parâmetros comuns. No caso do continente sul-americano, as mais de cem ocorrências de rochas alcalinas poderiam então ser divididas em quinze províncias (Riccomini et al. 2005), com idades entre a transição Permiano-Triássico até o Paleógeno, sendo estas: Alto Paraguai, Arco de Ponta Grossa, Valle Chico, Misiones, Paraguai Central, Amambay, Rio Apa, Antéclise Rondonópolis, Minas Gerais-Goiás, Serra do Mar, Piratini, Assunção, Lineamento Magmático Cabo Frio, Velasco e Candelária.

É proposto que o controle estrutural para a disposição das províncias alcalinas seriam descontinuidades crustais, tais como falhas de regime extensional ou transcorrente, dispostas onde atualmente estão as bordas de bacia sedimentares. Por meio destas descontinuidades crustais os magmas alcalinos poderiam ascender para a superfície. A fonte de calor para este magmatismo, de acordo com os autores, estaria associada a uma elevação do manto durante o intervalo de tempo entre a transição Permiano-Triássico e o Paleógeno, cerca de 210 Ma.

Ao longo do texto, cada província alcalina é associada a uma descontinuidade crustal. Um exemplo discutido é o do lineamento estrutural NW-SE associado ao *rifte* de Asunción (Paraguai), claramente identificado por indicadores geológicos e geofísicos (aeromagnetometria e gravimetria) localizado na porção ocidental da bacia do Paraná, que foi caracterizado como uma falha litosférica preenchida por rochas alcalinas na forma de diques. Diversas outras províncias são discutidas, todas elas mostrando megafeições associadas a direções marcadas por falhamentos profundos, onde alguns exemplos são a Província Arco de Ponta Grossa, com ocorrência de rochas alcalinas alinhadas na direção NW-SE, de acordo com a direção do arco homônimo; a Província Antéclise Rondonópolis, com ocorrências de rocha alcalinas alinhadas na direção NE-SW, de acordo com a orientação do Arco de Alto Xingu e São Vicente; e a Província Minas Gerais-Goiás, com ocorrências de rocha alcalinas alinhadas na direção NW-SE, de acordo com a orientação do Arco Alto Paranaíba.

O AMC, para estes autores, seria uma estrutura de orientação WNW-ESE, constituindo uma faixa de 60 por 1150 km, que se estenderia de Jaboticabal (nordeste de

São Paulo) até o Banco Almirante Saldanha (na costa brasileira), sendo constituído por 26 ocorrências alcalinas (essencialmente, nefelina sienitos e sienitos, e seus equivalentes vulcânicos e subvulcânicos). Os autores apoiam a existência de um círculo mínimo, que coincidiria com uma movimentação de placa por pólo de rotação centrado no caminho descrito pela placa Sul-Americana no período entre 84-49 Ma descrito por Sadowski & Dias Neto (1981). Contudo, as idades disponíveis não sustentariam a ideia de uma progressão no sentido W para E, em desacordo aos vários trabalhos aqui citados, que interpretam esta suposta progressão como prova da passagem por sobre um *hot spot*. Sugerem então que estas idades identificam um evento magmático polifásico, um deles do Cretáceo superior, o segundo do Paleogeno (Figura 7).

Também é destacado que estudos de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Ulbrich *et al.* 2003) apontam para uma origem do magmatismo alcalino como sendo do manto litosférico (pelo menos para as rochas presentes no maciço alcalino de Poços de Caldas).

Estudos estruturais também serviram de base para o modelo defendido pelos autores. Segundo Ferrari (2001, *apud* Riccomini *et al.* 2005), que fez estudos estruturais detalhados no Rio de Janeiro, a colocação de maciços alcalinos campanianos e paleocenos, assim como a colocação de enxames de diques (orientados NE-SW), indicariam que eles foram submetidos a esforços característico de regime transcorrente sinistral (σ_1 com orientação NE-SW e σ_3 em NW-SE). Estas evidências sugerem que o controle tectônico para o estabelecimento do AMC seja uma zona de falhas transcorrentes de movimentação orientada a WNW-ESE, com distinção no Eoceno (Figura 8).

A proposta mais evidente no trabalho de Riccomini *et al.* (2005) é que diversas províncias alcalinas no sudeste brasileiro se posicionam aparentemente com controle estruturais por descontinuidades crustais, como zonas de falhas profundas e arcos estruturais. Dentro deste modelo, insere-se o AMC no contexto de geração por controle de falhas profundas.

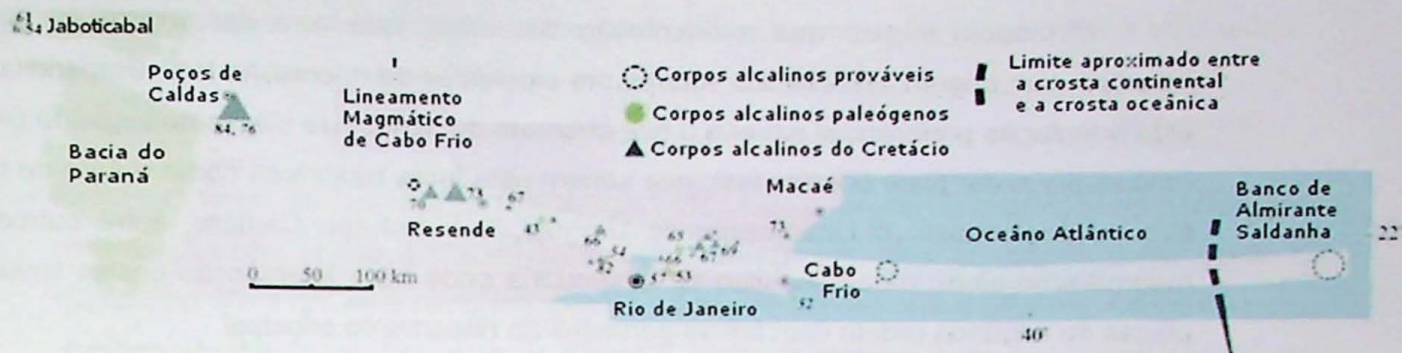


Figura 7 - O Alinhamento Magmático de Cabo Frio, com idades disponíveis pelos métodos K-Ar e Ar-Ar. Retirado e traduzido de: Riccomini *et al.* 2005.

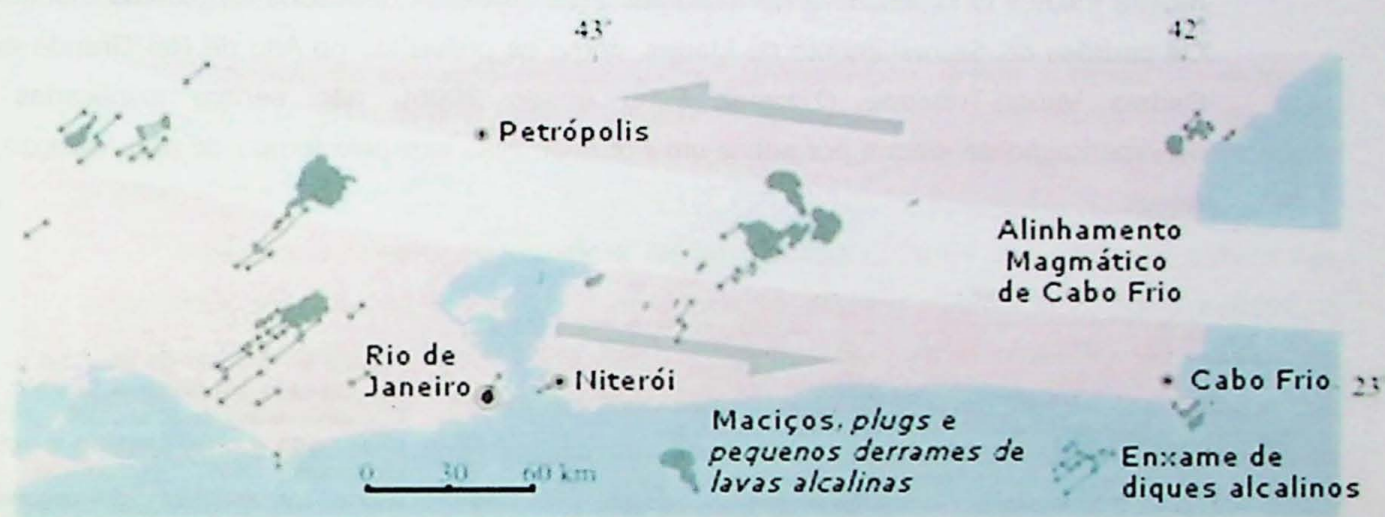


Figura 8 - Distribuição de maciços alcalinos Mesozoico-Cenozoico ao longo do Alinhamento magmático Cabo Frio. Retirado e traduzido de: Riccomini *et al.* 2005.

3.7. O magmatismo carbonatítico-alcalino do sudeste do Brasil: Um estudo geoquímico e isotópico (Comin-Chiaramonti *et al.* 2005).

Em Comin-Chiaramonti *et al.* (2005) é feito um estudo geoquímico e isotópico detalhado de ocorrências carbonatíticas do sudeste do Brasil e suas relações com o magmatismo basáltico toleítico da Província Paraná-Angola-Namíbia (ou Paraná-Etendeka). Para o estudo dos controles tectônicos geradores de magmas alcalinos, vale destacar aqui, principalmente, o modelo proposto para o magmatismo carbonatítico em questão, assim como as indicações genéticas fornecidas pela pesquisa geoquímica e isotópica.

O modelo que mais se aproximaria da realidade seria o proposto por Smith & Lewis (1999, *apud* Comin-Chiaramonti *et al.* 2005; Figura 9).

O modelo sugere que a orientação dos *riftes*, que vem dar origem ao oceano Atlântico, tem origem associada a suturas pré-existentes de orientação N-S. Perpendicular a esta orientação preferencial haveria o que chamam de "limites de placas de segunda ordem" (*secondary order plate boundaries*), que seriam estruturas tectônicas como o Arco de Ponta Grossa-Moçâmedes, o Lineamento do Uruguai, e o cinturão Damara, entre outros. O magmatismo alcalino-carbonatítico se hospedaria onde há a intersecção destes limites de placas de segunda ordem com falhas paralelas ao rifteamento principal.

Os estudos geoquímicos e isotópicos indicaram que a origem deste magmatismo alcalino-carbonatítico provém de porções mantélicas, com a variação do padrão geoquímico destas rochas relacionada à heterogeneidade dos protolitos. O padrão geoquímico não mostra influencia significativa de materiais astenosféricos derivados de plumas mantélicas. Os padrões de decrescimento de idades, como os presentes no Alto de Rio Grande ou na Cadeia Vitória-Trindade (Thomaz Filho *et al.* 2005), não seriam justificadas por movimentação de placas por sobre um *hot spot*, mas sim pelo tempo de acomodação das falhas.

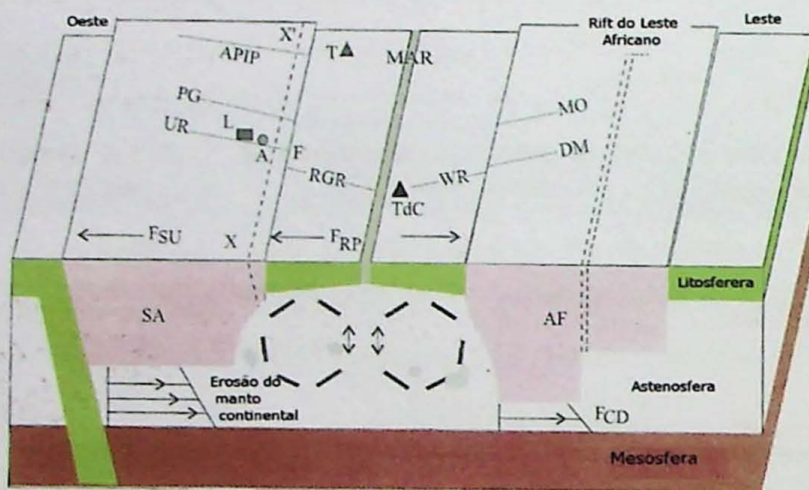


Figura 9 - Modelo de abertura do Atlântico Sul baseado em Smith & Lewis (1999 *apud* Comin-Chiaramonti *et al.* 2005). Processo de rifteamento ocorreu paralelo a suturas pré-existentes, X-X'. Vulcanismo intraplaca ocorre em estruturas de segunda ordem perpendiculares ao rifte (PG-MO - Arco de Ponta Grossa-Moçâmedes; UR - Lineamento Uruguai; DM - Cinturão Damara). Legenda: SA - Placa Sul Americana; AF - Placa Africana; RGR - Elevação do Rio Grande; WR - Crista de Walvis; TdC - Trindade da Cunha; T - Trindade; FCD - Força de arraste do continente; FRP - Ridge push; FSU - Sucção de fossa oceânica; F - Florianópolis; A - Anitápolis; L - Lages.

3.8. Intersecções de falhas como sendo regiões de maior favorabilidade a atividades magmáticas (Oreiro *et al.* 2008).

O artigo de Oreiro *et al.* (2008) tem como foco o estudo do magmatismo neocretáceo e eoterciário na região entre as Bacias de Campos e Santos, conhecida como o Alto de Cabo Frio. Para isto usam informações de mapeamento *onshore* e *offshore*, dados de poços e interpretação de dados sísmicos 2D e 3D, tratados com o auxílio da técnica VA (Volume de Amplitudes). Os resultados obtidos permitiram relacionar o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (AMC) a uma gênese não associada a plumas mantélicas (Sadowski & Dias Neto 1981, Thomaz Filho *et al.* 2005, entre outros), mas sim a falhamentos profundos, como sugerido por Almeida (1991) e reforçado por Riccomini *et al.* (2005).

O modelo de evolução do continente Sul Americano, desde a separação deste de Gondwana (Cretáceo Inferior) até o desenvolvimento do SRCSB (Paleógeno) é baseado principalmente no modelo apresentado por Zalán & Oliveira (2005), já destacado previamente.

Observando dados sísmológicos do Alto de Cabo Frio e das bacias sedimentares adjacentes, foi possível identificar a presença de diques, soleiras e edifícios vulcânicos (estruturas dificilmente reconhecidas com sísmica tradicional, mas possibilitada pela Técnica VA) em diversos níveis cronoestratigráficos que vão do Albiano ao Mesoeoceno, sendo que estas estruturas possuem diques alimentadores do magmatismo (*feeder dikes*) preservados (Figura 10).

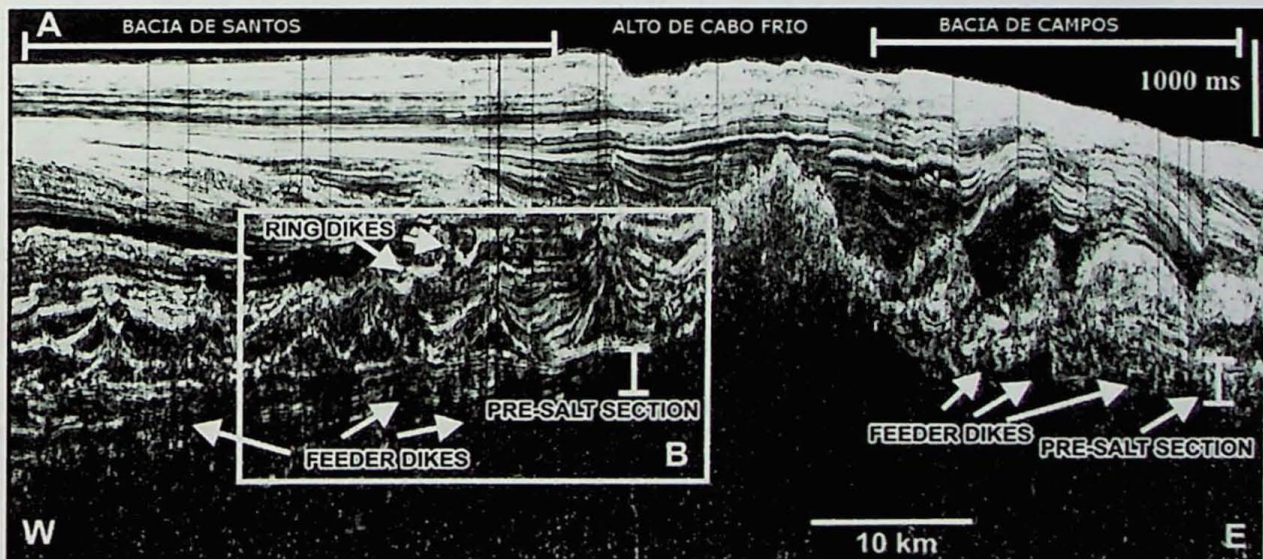


Figura 10 - Seção sísmica da área trabalhada em Oreiro *et al.* (2008) processada pela Técnica VA. Observar estruturas vulcânicas em formatos triangulares e abaixo destes diques alimentadores do magmatismo. Algumas palavras não foram traduzidas para preservar a imagem, em tradução livre temos: Feeder dikes – Diques alimentadores; Ring Dikes – Diques anelares; Pre-salt section – Camada pré-sal em seção.

Também por meio de dados sísmicos foi possível observar que as estruturas vulcânicas ocorrem em falhas orientadas na direção NW-SE (falhas transcorrentes) e NE-SW (falhas normais). No entanto, grandes volumes de magmatismo, com o consequente desenvolvimento de estruturas vulcânicas de dimensões notáveis, ocorrem principalmente em regiões em que há intersecção destas falhas (um modelo também sugerido por Smith & Lewis 1999, *apud* Comin-Chiaramonti *et al.* 2005; ver acima). Segundo os autores, as falhas de rejeito direcional (NW-SE) seriam os principais condutos para o magmatismo pós Aptiano, não somente o alcalino (Figura 11).

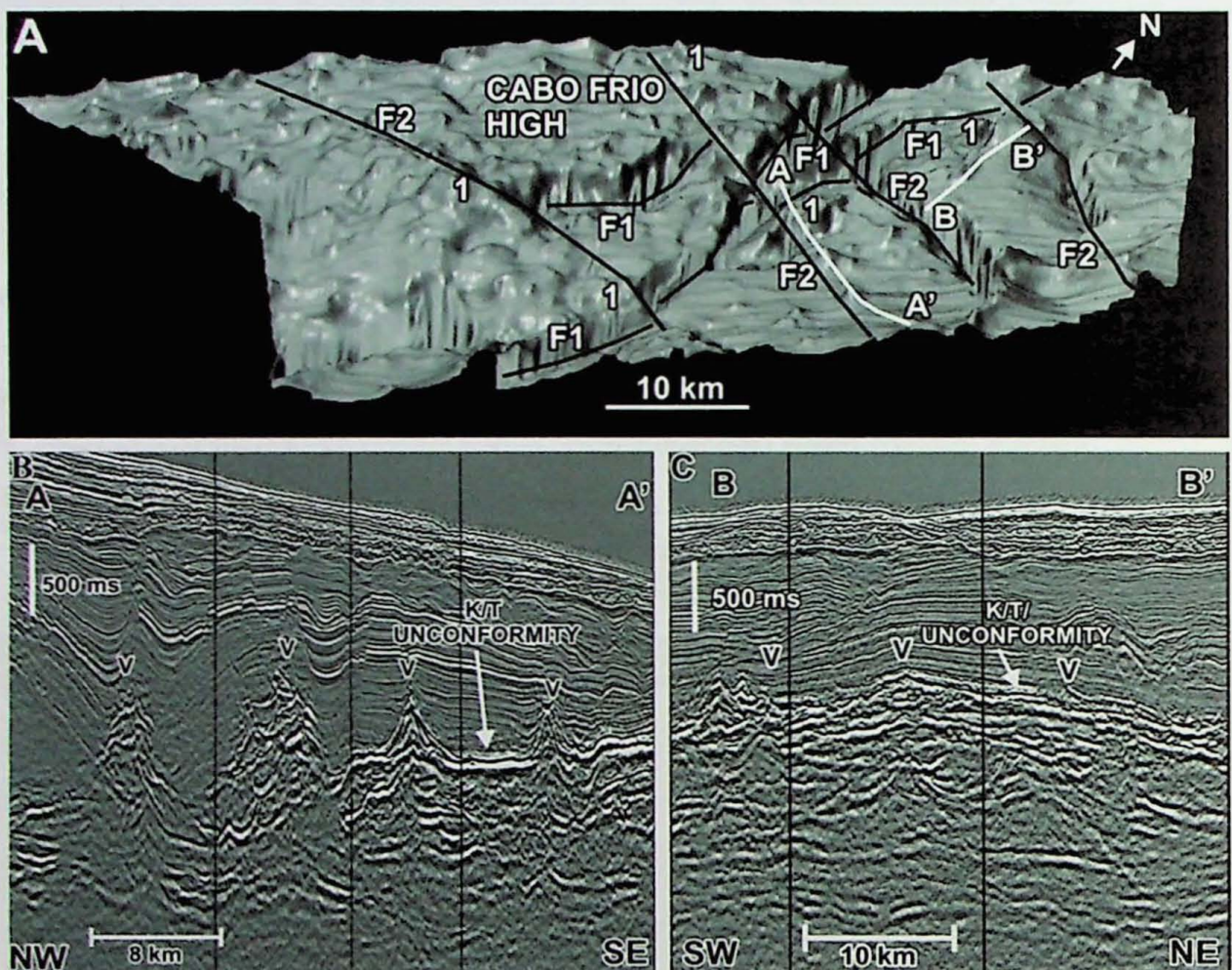


Figura 11 - Modelo 3D da estrutura do Alto de Cabo Frio. Nesta podemos observar a presença de falhamentos NW-SE e NE-SW, assim como estruturas vulcânicas em suas intersecções. As imagens abaixo representam perfis sísmicos A-A' e B-B' que registram edifícios vulcânicos por onde há fluxo magmático. Algumas palavras não foram traduzidas para preservar a imagem, em tradução livre temos: Cabo Frio High – Alto de Cabo Frio; Unconformity – Discordância.

Este padrão também pode ser observado na ocorrência de rochas alcalinas continentais, como o presente no Alinhamento Magmático Cabo Frio. Segundo os autores, o AMC também tem origem associada à intersecção de falhas transcorrentes NW-SE com falhas NE-SW normais (reativadas no Cenozoico durante o desenvolvimento do SRCSB; ver Figura 12). Na Figura 12 é possível observar, por exemplo, que as ocorrências de Tinguá e Itatiaia possuem formas arredondadas com eixos maiores orientadas segundo NW-SE, além de se localizarem em regiões adjacentes à intersecção de falhas.

Esta interpretação equivale à hipótese de Almeida (1991), sobre falhas profundas como controladores do magmatismo no AMC, um modelo agora com evidências geofísicas a favor.

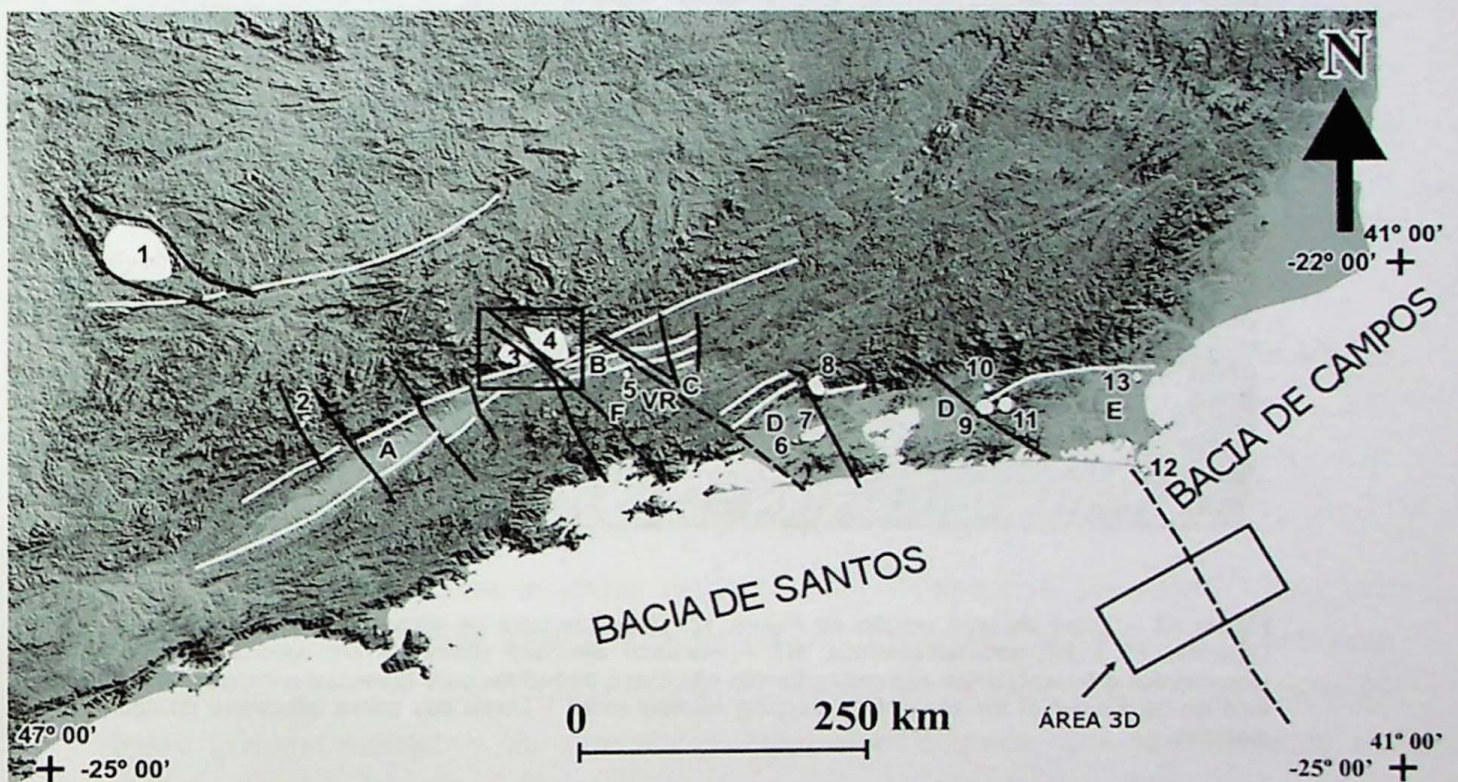


Figura 12 - Mosaico de Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) de parte do Sudeste do Brasil. Observar corpos alcalinos (semicirculares, em branco): 1, Poços de Caldas; 2, Ponte Nova; 3, Passa Quatro; 4, Itatiaia; 5, Morro Redondo; 6, Marapicu; 7, Mendanha; 8, Tinguá; 9, Soarinho; 10, Tanguá; 11, Rio Bonito; 12, Ilha de Cabo Frio e 13, Morro de São João. Linhas maciças em branco representando os falhamentos normais NE-SW (Reativadas no Cenozoico durante o desenvolvimento do SRCSB). Em linhas maciças pretas, falhas transcorrentes (também chamadas de Zonas de Transferências) NW-SE. F e R são respectivamente as zonas de transferência do Funil e de Volta Redonda. Retângulo em linha maciça preta representa a área estudada no artigo (Alto de Cabo Frio e regiões adjacentes). Linha falhada preta passando através de retângulo que delimita a área trabalhada representa o limite entre as Bacias de Santos e Campos. A – Bacia de Taubaté; B – Bacia de Resende; C – Gráben de Volta Redonda; D – Gráben de Guanabara; Gráben da Barra de São João. Retirado e traduzido de Oreiro *et al.* (2008).

Nos maciços de Itatiaia e Passa Quatro a relação genética com falhas fica bem evidente. Como observado na Figura 13, ambos maciços aparecem circundados por falhamentos N45E e N45W. Estruturas em rabo-de-cavalo (*horse tail structure*) na porção sudeste do maciço de Passa Quatro refletem que o corpo foi submetido a esforços controlados por uma falha transcorrente de orientação NW-SW, a esforços transcorrestes de sentido de movimentação dextral.

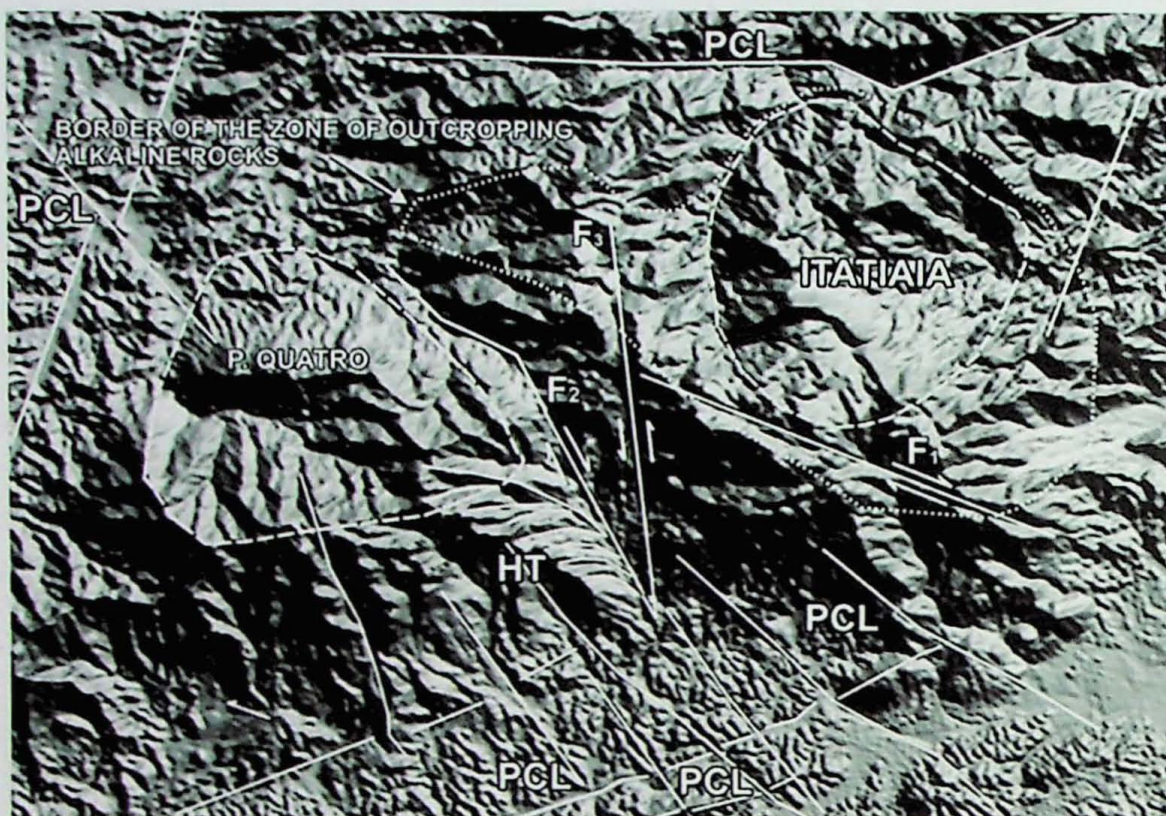


Figura 13 – Zoom de uma porção da Figura 12. Destaque para os corpos de Passa Quatro e Itatiaia. Legenda: F1 e F2, são falhamentos. HT – *Horsetail Structure* (Estrutura em rabo-de-cavalo). PCL – Lineamentos pré-cambrianos. Algumas palavras não foram traduzidas para preservar a imagem, em tradução livre temos: Border of the zone of outcropping alkaline rocks – Limite das zonas aflorantes de ocorrências alcalinas.

Por meio destas evidencias os autores concluem que o magmatismo pós-Aptiano, no sudeste do Brasil, possui gênese diretamente associada à intersecção de zonas de falhas profundas. Estas falhas atingem porções da astenosfera, que funde por decompressão adiabática. O magma então ascende formado corpos subsuperficiais e por vezes superficiais. Quando superficiais, na porção *offshore* podem formar estruturas vulcânicas, como as indicadas nas Figuras 10 e 11, que invadem os sedimentos das bacias sedimentares costeiras, como evidenciados nas bacias de Campos e Santos.

3.9. Discussão

O local mais adequado para propor um modelo de *hot spot* em relação à gênese de rochas alcalinas, no SE brasileiro, é o caracterizado como o Alinhamento Magmático Cabo Frio (AMC). Este alinhamento magmático de rochas alcalinas, seguindo um círculo mínimo de rotação do Atlântico entre 84 e 49 Ma (Sadowski & Dias Neto 1981), que estaria acompanhado de diminuição de idades de oeste para leste, levou diversos pesquisadores a favorecer esta teoria (Thomaz Filho & Rodrigues 1999, Szatmari *et al.* 2000, Thomaz Filho *et al.* 2005). Contra esta hipótese, aparecem os trabalhos de outros autores (Almeida 1971, 1983, 1991, Riccomini *et al.* 2005, Oreiro *et al.* 2005).

O modelo de *hot spot* é bastante questionado atualmente. Fóruns como *Mantle Plumes* (Mantle Plumes 2013) são frequentados por pesquisadores que buscam obter um melhor esclarecimento sobre o que são plumas mantélicas. Neste fórum, por exemplo, até modelos consagrados na literatura como sendo atribuídos a *hot spots* (dentre eles, o mais clássico é o de Hawaii) tem sua validade questionada por estudos paleomagnéticos e geocronológicos (e.g., Sager 2007).

O primeiro *hot spot* proposto, o litorâneo SP-RJ, em Herz (1977), pode ser facilmente questionado por datações mais recentes (ver Sonoki & Garda 1988), inclusive sugerindo outros agrupamentos de rochas alcalinas (Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2005),

O Lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio (Sadowski & Dias Neto 1981), que relacionava as ocorrências alcalinas, de Poços de Caldas até Cabo Frio, foi rapidamente criticado por Almeida (1983, 1991) indicando que os dados para a sua existência eram tênues (idades, epicentros de terremotos). Fundamentos novos, que são baseados em dados geológicos mais abrangentes, fornecem evidências para propor interpretações baseadas em modelos tectônicos relacionados à atuação de falhamentos profundos (e.g., Riccomini *et al.* 2005). Há no AMC uma variedade de ocorrências, tanto do Cretáceo Superior como do Paleógeno, o que sugeriria a presença de um magmatismo polifásico (Figura 7).

Thomaz Filho & Rodriguez (1991) e Thomaz Filho *et al.* (2005) propõem a retomada do modelo do *hot spot* de Trindade para o AMC, estendendo o modelo para incluir também a Cadeia Vitória-Trindade, a continuação da expressão do *hot spot* após uma rotação da Placa Sul Americana no Eoceno, gerando a presença de rochas vulcânicas eocênicas na Bacia de Campos.

O modelo de Zalán & Oliveira (2005) coloca as rochas vulcânicas eocênicas na Bacia de Campos em contexto referente ao momento de colapso da Serra do Mar Cretácea, com início no fim do Paleoceno e estendido até o Eoceno. Falhamentos profundos, causados pelo abatimento da Serra do Mar cretácea, seriam capazes de trazer material mantélico juvenil para a superfície. Esta teoria é reforçada principalmente pelo artigo de Oreiro *et al.* (2008), que destacam que o magmatismo eocênico, na porção *offshore*, pode formar estruturas vulcânicas (Figuras 10 e 11), que invadem os sedimentos das bacias sedimentares costeiras (como as de Campos e Santos), localizadas na intersecção de falhas profundas.

Thomaz Filho *et al.* (2005) apresentam um gráfico de dispersão correlacionando as idades radiométricas K/Ar consideradas ideais pelos autores com suas respectivas ocorrências alcalinas (Figura 2), que poderia sustentar graficamente o modelo de *hot spot* para o AMC.

A seguir será reconstruído o gráfico apresentado por Thomaz Filho *et al.* (2005), no entanto, levando em consideração a distância real entre as ocorrências alcalinas.

Para tal, o mapa de referência foi o de Zalán & Oreiro (2005; Figura 6), sendo aceitas as mesmas idades propostas em Thomaz Filho *et al.* (2005; Figura 2), até porque uma seleção mais criteriosa de idades (e.g., Poços de Caldas com 80 Ma, e não 75 Ma), não geraria maiores distorções. O resultado é mostrado na Figura 14. Seguem alguns comentários.

- 1) As distâncias entre cada ocorrência alcalina é mensurada pela distância entre pontos centrais aproximados em cada corpo;
- 2) Como não há um lineamento perfeito entre as ocorrências, foi estabelecida uma reta imaginária entre Poços de Caldas e Cabo Frio;
- 3) As ocorrências utilizadas são as mesmas escolhidas por Thomaz Filho *et al.* (2005), assim como as idades radiométricas e suas respectivas incertezas;
- 4) A ocorrência Morro de São João não pertence ao lineamento em questão (Figura 4). Apesar disto ele foi utilizado nesta reconstrução do esquema de Thomaz Filho *et al.* (2005), por ter sido originalmente considerado por estes autores (ver Figura 2). A ocorrência foi projetada em reta perpendicular à reta imaginária Poços de Caldas – Itatiaia (item 2).

Dentro dos preceitos estabelecidos pode-se apresentar a seguinte tabela e o subsequente gráfico de dispersão (Figura 14):

	Thomaz Filho et al (2005)	Thomaz Filho et al (2005)	Zalán & Oliveira, 2005		Velocidade Local (cm/ano)
	Idades (Ma)	Incertezas (Ma)	Distâncias (km)		
Poços de Caldas	74,6	± 2,3	PC-PQ	175	2,2
Passa Quatro	66,7	± 3,3	PQ-It	25	0,4
Itatiaia	73,1	± 1,5	It-MR	45	0,6
Morro Redondo	65,6	± 1,9	MR-Ti	80	7,3
Tinguá	66,7	± 3,3	Ti-Itn	83	3,3
Itaúna	64,2	± 1,8	Itn-MSJ	63	1,5
Morro S. João	60,1	± 1,8	MSJ-CF	21	0,3
Cabo Frio	52,3	± 1,6	Total	492	Velocidade média* = 2,2
* Distância total entre Pocos de Caldas e Cabo Frio entre 74.6 e 52.3 Ma					

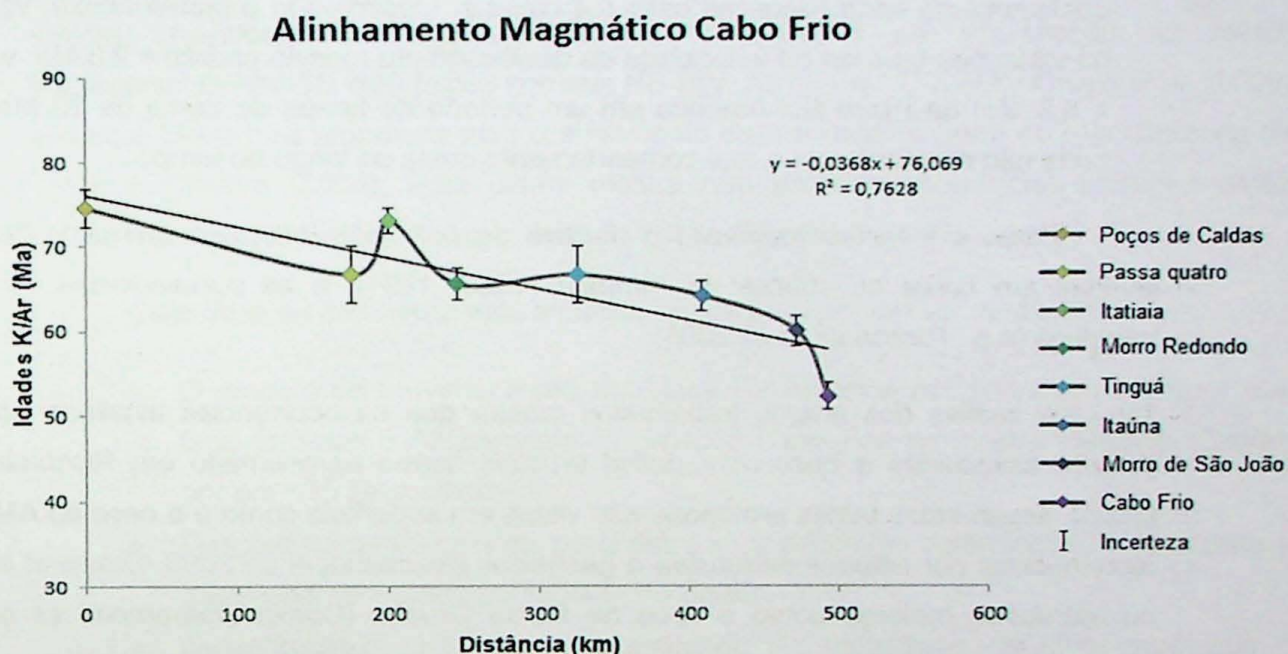


Figura 14 - Reconstrução do gráfico de dispersão apresentado em Thomaz Filho *et al.* (2005) com base nas distâncias entre ocorrências alcalinas obtidas de Zalán *et al.* (2005). Legenda: Linha de correlação entre pontos em cinza; Reta em preto representado uma reta que melhor se ajuste a dispersão dos pontos, construída com base em regressão linear. R^2 - Coeficiente de correlação da reta; Y - Equação de primeiro grau que define reta.

A tabela indica que o comprimento total do AMC seria de 492 km e que a possível velocidade de deslocamento da placa Sul-Americana por sobre o *hot spot* Trindade seria de 2,2 cm/ano (entre 74,6 e 52,3 Ma), maior do que a proposta por Sadowski & Dias Neto (1981), de 1,8 cm/ano (entre 72 e 49 Ma), e mais próxima da de Herz (1977), de 1,4 cm/ano (entre 91 e 65 Ma) e 2,3 cm/ano (a partir de 59 Ma), para o caso do suposto alinhamento costeiro SP-RJ.

A correlação entre os pontos é razoável ($R^2 = 0,76$), identificando realmente uma tendência de rejuvenescimento de Poços de Caldas para Cabo Frio. No entanto, alguns aspectos merecem destaque:

- 1) Itatiaia possui idade superior a Passa Quatro, mesmo quando consideradas as incertezas envolvidas nas idades, o que deveria ser o contrário para um modelo de rejuvenescimento;
- 2) Tinguá possui idade superior a Morro Redondo, novamente o contrário para um modelo de rejuvenescimento. Neste caso, no entanto, a incerteza envolvida ainda possibilita que Tinguá seja mais jovem que Morro Redondo, mas a mesma também possibilita que Tinguá seja mais velho até que Passa Quatro e Poços de Caldas;
- 3) A grande distância de Morro Redondo e Tinguá, que possuem idades semelhantes, implicaria uma alta velocidade de deslocamento nesse segmento da Placa Sul-Americana, no caso 7,3 cm/ano. Contrariamente no caso de Itatiaia e Passa Quatro, com grande diferença de idades, mas extremamente próximas, a velocidade de deslocamento seria baixa, no caso 0,4 cm/ano. Observando a tabela anexa, vê-se que há variações bruscas na velocidade de deslocamento (desvio padrão = 2,3 Ma; variância = 5,3 Ma) da Placa Sul-America em um período de tempo de cerca de 20 Ma, o que pode não condizer com o real comportamento desta ao longo do tempo.

Estas evidências fragilizam o modelo de *hot spot*, independentemente de serem levadas em conta as críticas de Almeida (1983, 1991), e as apresentadas em outros trabalhos (e.g., Riccomini *et al.*, 2005).

A análise dos artigos trabalhados mostra que as ocorrências alcalinas aparecem sempre associadas a *descontinuidades crustais*, termo apresentado em Riccomini *et al.* (2005), sejam estas falhas profundas não vistas em superfície como é o caso do AMC, mas reconhecidas por estudos estruturais e geofísicos (Riccomini *et al.* 2005, Oreiro *et al.* 2008) ou estruturas maiores como o Arco de Ponta Grossa (Comin-Chiaramonti *et al.* 2005, Riccomini *et al.* 2005). Como destacado por Almeida (1971), rochas alcalinas não são encontradas em interiores estáveis de escudos cristalinos e regiões centrais de bacias sedimentares intracratônicas.

A fonte de calor para o magmatismo ainda é pouco entendida. Zalán & Oliveira (2005) associam o magmatismo alcalino a duas fases. A fonte de calor da primeira fase seria a *Pluma Trindade*, que também seria responsável pela formação da Serra do Mar Cretácea. O magmatismo da segunda fase, Eocênico, parece ter ligação clara com falhamentos profundos (normais) associados ao colapso da Serra do Mar Cretácea, o que não necessitaria de uma fonte de calor propriamente dita. Riccomini *et al.* (2005) acreditam que a fonte de calor seria uma elevação do manto de início na transição Permiano-Triássico e que teria se estendido até o Paleogeno.

Outros autores já apresentam modelos independentes de uma fonte de calor. Almeida (1971, 1983, 1991) se refere a falhamentos profundos (abissais), alguns antigos

(eopaleozoicos), que foram reativados devido à fragmentação continental mesozoica, ou outras mais recentes sem relação direta com estruturas do embasamento. Um exemplo deste último caso poderia ser o dos falhamentos causados pelo abatimento da Serra do Mar Cretácea (Zalán & Oliveira 2005). Almeida acredita que estes falhamentos profundos são capazes de fundir manto (fusão adiabática) e causar diferenciação magmática.

Destaca-se na literatura que “sítios de intrusões” podem ter sido condicionados pelo cruzamento de falhas, tal como ocorre nas províncias Piratini e Rio Verde-Iporá (Almeida 1983). Este destaque para cruzamentos de falhas, posteriormente, também é levado em conta no modelo de Smith & Lewis (1999, *apud* Comin-Chiaramonti *et al.* 2005; Figura 9) e extensamente investigado por Oreiro *et al.* (2008), que por meio de sísmica fornecem dados importantes para a comprovação da existência de falhas sobre o AMC, e que além disso, as maiores manifestação magmáticas seriam decorrentes da intersecção de falhas transcorrentes NW-SE com falhas normais NE-SW. As falhas NE-SW de Oreiro *et al.* (2008) são equivalentes as propostas para o abatimento distensional da Serra do Mar Cretácea de Zalán & Oliveira (2005). Este último mostra que grandes ocorrências alcalinas estão colocadas neste contexto de cruzamento de falhas (Figuras 11 e 13).

Com base na discussão feita algumas conclusões podem ser destacadas:

- O modelo de movimentação da Placa Sul-America por sobre um *hot spot* que teria formado o Alinhamento Magmático Cabo Frio se mostra muito fragilizado, por ora não se sustentando;
- Descontinuidades crustais parecem ser os principais controles tectônicos para o magmatismo alcalino no sudeste do Brasil;
- Aparentemente, não há a necessidade de uma fonte de calor para que o magmatismo alcalino seja possível; no entanto a questão ainda merece maior atenção;
- O cruzamento de falhamentos profundos parece possuir grande importância no estabelecimento do magmatismo alcalino, alojando as maiores ocorrências de rochas alcalinas expostas em superfície.

4. O MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, MG-SP.

4.1. Aspectos geológicos gerais do maciço

O maciço alcalino de Poços de Caldas (Figura 15) cobre uma área superficial aproximada de 800 km² (Ulbrich 1984) se estendendo a 920 km² se contado sua continuidade subsuperficial (Slavec *et al.* 2004). O maciço é constituído por rochas petrográfica e geoquimicamente muito peculiares, em parte com afinidades alcalinas extremamente diferenciadas, e é uma das maiores ocorrências do gênero no mundo. Assemelha-se nesse sentido aos maciços alcalinos de Khibina (1350km²) e Lovozero (600 km²), localizados na península de Kola (extremo norte da Rússia), e aos maciços de Pilansberg (África do Sul) e Ilimaussaq, na Groenlândia (Ulbrich *et al.* 2005).

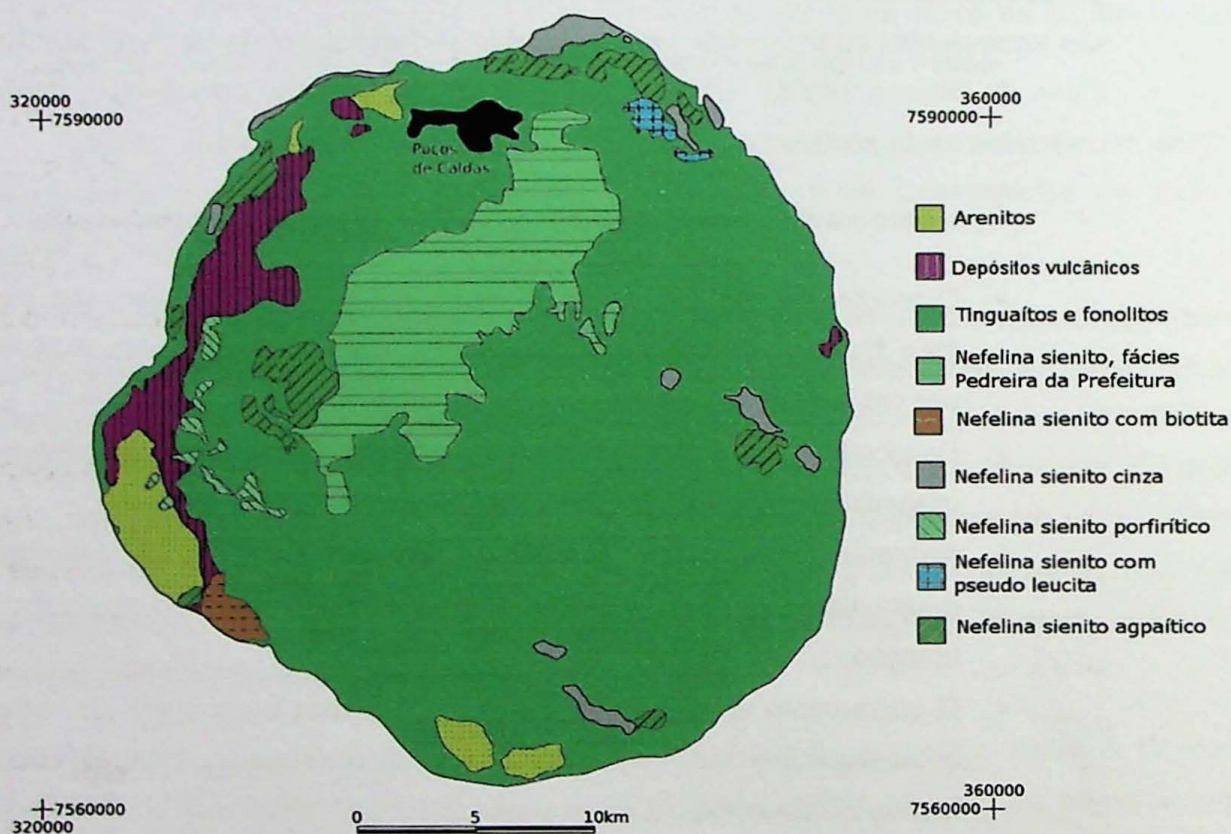


Figura 15 – Mapa geológico simplificado do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Colorido a partir do mapa original de Ulbrich (1984). Coordenadas em sistema UTM, Zona 23, hemisfério sul.

O maciço alcalino de Poços de Caldas (Cenozoico) invade uma parte espessa da crosta continental, a Nappe Socorro-Guaxupé, mais a oeste do conjunto de nappes neoproterozoicas associadas ao Grupo Andrelândia, composta por gnaisses charnockíticos e enderbíticos, gnaisses tonalíticos, granitos máficos, leucogranitos e rochas supracrustais (Hasui 2012).

Poços de Caldas mostra uma zona de contato caracterizada por blocos de rochas do embasamento que aparecem permeadas por fonólitos, por vezes com dimensões mapeáveis (e.g., veios, diques e massa irregulares). No entanto esta zona é de difícil investigação, uma vez que são raros os afloramentos de qualidade, predominando blocos rolados, motivo pelo qual não se sabe de forma segura as variações de espessura e continuidade desta zona de contato ao redor do maciço, que deve variar de poucos metros a até dezenas ou centenas de metros (Ulbrich & Ulbrich 1992).

Poços de Caldas é formado principalmente por rochas feldspáticas, sendo os tinguaitos (na literatura brasileira, fonólitos subvulcânicos) as rochas mais abundantes, mas aparecem também nefelina sienitos e fonólitos propriamente ditos. Rochas máficas a ultramáficas (e.g., ankaratritos e rochas piroclásticas) são menos frequentes, assim como rochas sedimentares epiclásticas pertencente à Bacia do Paraná que foram associadas ao maciço durante sua evolução (e.g., arenitos eólicos da Formação Botucatu; Ulbrich & Ulbrich 1992, Ulbrich *et al.* 2005).

O maciço, com seus limites subcirculares, destaca-se claramente na paisagem e em imagens satelitais, mostrando *bordas topograficamente proeminentes* (em especial nas partes dos chamados “Anéis” topográficos, o setentrional e o meridional). Estes anéis são formados por tinguaitos (em parte, invadidos por algumas poucas ocorrências marginais de nefelina sienitos), com o interior do maciço mais deprimido, nos quais são encontrados, além de tinguaitos predominantes e algumas áreas com aparição de fonólitos supracrustais, um conjunto de corpos de nefelina sienitos, em particular o maior deles, formado pelo chamado “nefelina sienito da Pedreira”, ocupando em torno de 80 km² (Ellert *et al.* 1959, Ulbrich *et al.* 2005).

Os nefelina sienitos ocorrem como corpos limitados, em geral pequenos, claramente intrusivos em tinguaitos, já mapeados com critérios faciográficos (Ulbrich 1984). Assim, foram diferenciados vinte, ou mais, tipos faciográficos, em função de estrutura, textura, cor e aspecto geral, além de presença (ou ausência) de silicatos de metais raros (e.g., eudialita), que identificam o caráter mais ou menos agpáitico destas ocorrências. As fácies constituem, em geral, um corpo individual, ou até vários deles. Os mais complexos são os de natureza

agpaitica, de intrusão tardia na história do maciço (como atestado por relações estratigráficas), destacando-se em particular o corpo lujaurítico-chibinitico do Anel Norte, que apresenta 5 fácies diferentes (entre elas, lujaurito e chibinito), relacionadas entre si formando uma unidade estrutural (Ulbrich 1984, Ulbrich & Ulbrich 1992). Descrições petrográficas detalhadas iniciais são encontradas em Ellert (1959), e determinações químicas em minerais formadores de rochas podem ser encontradas em Ulbrich (1983).

Na parte ocidental do distrito, formando um arco paralelo à borda externa do Anel tinguaitico W, aparece a *estrutura deprimida do Vale do Quartel*, no qual afloram principalmente rochas piroclásticas de variados tipos (em parte, rochas máficas-ultramáficas, os "ankaratritos"; Ellert 1959, Ulbrich *et al.* 2005). Outras rochas ultramáficas, na forma de diques e pequenas intrusões, foram encontradas no interior da Mina Osamu Utsumi, de urânio (flogopita lamprófito, em geral alterados), e na Pedreira Minas Pedras (região ocidental, como manifestações externas sílico-carbonatíticas, intrusivas em mangeritos regionais, em associação com tinguaitos presentes nessa pedreira (Ulbrich *et al.* 2005).

Rochas clásticas, em parte de origem vulcânica, são encontradas a distâncias consideráveis do maciço (e.g., brechas vulcânicas e tufitos; Ulbrich & Ulbrich 1992). Outras são atribuídas a manifestações epiclásticas regionais (e.g., a Formação Botucatú de origem eólica; a Formação Pirambóia com siltitos e arenitos, parte meridional do distrito) e são reconhecidas, em especial, como "enclaves" aflorantes no interior do maciço, mas concentrados mais na parte ocidental, tanto perto da localidade de Poços de Caldas (e.g., no "Veú das Noivas", como na saída da localidade de Águas da Prata, no contato meridional do maciço; Ulbrich & Ulbrich, 1992).

O maciço caracteriza-se ainda por mostrar extensas zonas com *alteração hidrotermal*, caracterizada pela reconstituição dos feldspatos potássico e a conversão de nefelina em illita, entre outras feições, acompanhadas em parte por mineralizações (U, Zr, Mo; Garda 1990, *apud* Ulbrich *et al.* 2005). A alteração hidrotermal ocorre concentrada especialmente numa região do maciço caracterizada pela aparição de estruturas circulares secundárias, das quais a chamada "estrutura circular centro-leste" é a mais importante; nela se localizando a maioria das manifestações enriquecidas em zircão e baddeleyita (constituindo os intercrescimentos conhecidos como "caldasito") e as ocorrências brechadas com U, Zr e Mo (Ulbrich *et al.*, 2005). Como exemplo tem-se a Mina Osamu Utsumi, explorada com a finalidade de produção de "yellow cake", na década de 1980 e 1990, hoje uma mina a céu aberto desativada, e a região brechada e mineralizada chamada de Campo Agostinho (Ulbrich *et al.* 2005).

O maciço é também fonte importante de *jazidas de bauxita*, geradas por alteração intempérica das rochas félsicas do distrito, constituindo alvo de significativa atividade de exploração (ver literatura em Ulbrich *et al.* 2005).

4.2. Características Geomorfológicas

Uma topografia irregular cheia de picos e cumes, com altitudes em torno dos 900 m a 1300 m (máximos entre 1400 e 1600 m), marca o embasamento cristalino que rodeia o maciço de Poços de Caldas. À Oeste está localizada a Bacia do Paraná, preenchida por diversas formações tanto sedimentares quanto vulcânicas, que mergulham levemente para dentro dela, com altitudes que em geral não atingem 900 m (Ulbrich *et al.* 2005).

Em meio a esta paisagem está localizado o maciço de Poços de Caldas, circunscrito por um anel contínuo de tinguaitos, com bordas topográficas mais destacadas em especial nas partes setentrional e meridional, ali mostrando altitudes entre 1400 e 1600 m. Para SE, e em contato direto com o maciço de Poços de Caldas, encontra-se uma feição geomorfológica com forma de semi-lua, marcada por topografias de alturas equivalentes (superiores a 1600 m, nas cristas mais marcadas) que identificam os afloramentos do Maciço sienítico neoproterozóico de Pedra Branca (ver mapa de altitudes em Ulbrich *et al.* 2005).

A interpretação estrutural inicial aplicada ao maciço foi a da caldeira vulcânica, com os anéis topográficos interpretados como “diques anelares” e a parte interior deprimida por colapso, retratando uma história que se iniciaria com uma etapa de formação de domeamento no embasamento, seguida de vulcanismo e colapso da parte central (Ellert 1959).

Entretanto, a análise morfológica regional não mostra evidentes inclinações nas rochas do embasamento localizadas nos limites do maciço, ou domeamentos topográficos regionais, o que sugere que o processo de intrusão não depende de domeamento de rochas do embasamento. Uma interpretação alternativa é que a estrutura pode ter-se originado por efeito de erosão diferencial, que marca os anéis topográficos constituídos de rochas mais resistentes (os tinguaitos afaníticos, pouco alterados), enquanto o interior é mais suscetível à erosão, ativada pelas bacias dos rios das Antas e Taquari, a primeira a mais extensa no distrito. Deve ser lembrado que a região interior mostra presença maior de tipos faneríticos, menos resistentes, e notável atividade de alteração hidrotermal (Ulbrich & Ulbrich 1992, Ulbrich *et al.* 2005).

A interpretação preferida (H.Ulbrich, comunicação pessoal) é que a estrutura circular seja similar à de Khibina, uma intrusão também subcircular com raiz que alcança profundidade de até 17 km. Esta interpretação está baseada fortemente em modelo gravimétrico para Poços de Caldas, com raiz cada vez mais afinada até uma profundidade em torno de 7 e 9 km, podendo atingir até 17 km na raiz mais profunda (Slavec *et al.* 2004, ver também discussão em Ulbrich *et al.* 2005).

As redes de drenagem internas ao maciço mostram várias “estruturas circulares”, evidentes em imagens Landsat e mapas topográficos (ver também mapas em Ulbrich *et al.* 2005 e Ulbrich & Ulbrich 1992). Os motivos para este padrão de drenagem são de origem petrográfica (e.g., identificando regiões mais ou menos suscetíveis à erosão) e/ou de origem estrutural, sugerindo a presença de intrusões diferenciadas (e.g., várias intrusões de tinguaítos, que invadiriam como domos subvulcânicos em sequência). A maior destas estruturas, já referida anteriormente (ver acima, parte dedicada à alteração hidrotermal) é a “estrutura circular centro-leste”, com diâmetro de uns 10 km e superfície por volta de 100 km², que concentra a maioria dos locais de alteração hidrotermal como também as jazidas de U e Th e várias das ocorrências de caldasito (ver mapa em Garda 1990, reproduzido em Ulbrich *et al.* 2005).

Ao longo do perímetro do maciço, a sudoeste, nota-se a presença de outra estrutura subcircular, incompleta, de diâmetro superior aos 10 km, em formato de saliência, constituída por tinguaítos e enclaves de arenitos, a chamada “estrutura de Águas da Prata”, que marca o início meridional do Vale do Quartel e na qual está localizada a cidade de Águas da Prata. A disposição desta estrutura sugere um padrão de invasão de tinguaítos descentrado, possivelmente iniciado como intrusão de porte menor com centro perto de Água da Prata (originando a “estrutura circular de Águas da Prata”), para a seguir deslocar-se para o que é hoje o centro geográfico do Maciço (perto do Campo Agostinho, ver mapa em Ulbrich *et al.* 2005).

4.3. Geocronologia

Poços de Caldas foi um dos maciços alcalinos submetido a demorados estudos para caracterização geocronológica. O método mais utilizado, no início, foi o de K-Ar. Grande parte dos dados acumulados, em especial os determinados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP até o final da década de 80, foram reunidos em Sonoki & Garda (1988). As primeira datações no maciço indicaram 89 Ma a 82 Ma como as idades mais antigas em rocha máficas-ultramáficas do Vale do Quartel e em nefelina sienitos, com os

fonólitos e tinguaítos em geral mostrando idades em torno de 72-78 Ma, os nefelina sienitos restantes idades entre 60 a 64 Ma; as idades mais jovens identificadas estão em torno de 61 a 72 Ma (alguns tinguaítos e nefelina sienitos) (discussão em Ulbrich *et al.* 2002, Ulbrich *et al.* 2005).

As primeiras datações pelo método isocrônico Rb-Sr realizadas para Poços de Caldas sugerem 83 ± 21 Ma para lujauros e khibinitos e $88,5 \pm 8,1$ Ma para os nefelina sienitos cinzas do Anel Nortes (Ulbrich *et al.* 2002, Ulbrich *et al.* 2005). Dentre as datações mais recentes a melhor (Rb-Sr, isócrona interna, recalculada) é a de $78,6 \pm 6,6$ Ma para o principal magmatismo de nefelina sienitos, o da fácies Pedreira (Shea 1992). Dados Rb-Sr obtidos de nefelina sienitos com alteração hidrotermal (que supostamente definiriam a época da alteração hidrotermal e também das mineralizações) em testemunhas de sondagem da Mina Osamu Utsumi mostraram idades isocrônicas de $76,8 \pm 2,6$ Ma (dados recalculados, ver Shea 1992, Ulbrich *et al.* 2005).

Datações Th-U (método U-Th-Pb por microsonda; Vlach & Gualda 2000) também foram realizadas em toritas de veios carbonatíticos coletados na Pedreira Minas Pedras, apontando idade média de $79 \pm 3,5$ Ma para esses veios (Ulbrich *et al.* 2005).

Datações $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ foram obtidas para fenocristais de flogopita em diques de lamprófiros da Mina Osamu Utsumi, indicando $75,6 \pm 0,6$ Ma e $76,2 \pm 1,6$ Ma (Shea 1992, Ulbrich *et al.* 2005), enquanto que uma flogopita de um veio carbonatítico da Pedreira Minas Pedras mostra idade de cristalização (ou recristalização) de $83,9 \pm 0,3$ Ma (Vlach *et al.* 2003 *apud* Ulbrich *et al.* 2005).

Os dados apresentados são, em geral, compatíveis com uma idade de intrusão em torno de 80 Ma para o conjunto das rochas alcalinas, os tinguaítos invadindo em sequência, os nefelina sienitos sempre como intrusões em tinguaítos, todos eles (rochas afaníticas a faneríticas) colocados num intervalo que, provavelmente, não ultrapassa os poucos Ma (Ulbrich *et al.* 2002). A alteração hidrotermal deve ter ocorrido imediatamente após a intrusão, na etapa de resfriamento geral do maciço (Ulbrich *et al.* 2005, para discussão e referências a interpretações alternativas).

5. PETROGRAFIA

O módulo de petrografia consistiu na caracterização de algumas variedades de rochas tinguaíticas presentes no Maciço Alcalino de Poços de Caldas (coletadas durante várias excursões ao local por H. Ulbrich, com. pessoal). No total foram descritas 21 amostras de localizações diversas no maciço, sumarizadas na tabela abaixo.

Amostra	Localização aproximada
T-1	Dique presente na Pedreira da Prefeitura
T-2	Anel Norte
T-3	Anel Norte (porção externa)
T-4	Cascata
T-5	Rio das Antas
T-6	Anel Leste
T-7	Minas Pedras
T-9	Porção meridional do maciço
T-10	Anel Sul
T-6nn	Interior do maciço, próximo do Morro do Serrote
T-106.4	
T-107.3	
T-107.15	
T-228	
T-238	
T-295	
T-300	
T-356	
T-357	
T-640	
T-645	

As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências-USP, que consta com microscópios Olympus, modelo BX-40 de luz transmitida, e câmera Olympus BX-50 para obtenção de registros fotográficos.

De forma a sistematizar as rochas descritas, estas foram agrupadas em onze grupos em que características mineralógicas e/ou texturais fossem semelhantes. Estes grupos não representariam fácies petrográfica (assim como feito para os nefelinas sienitos do maciço em Ulbrich 1984) uma vez que os tinguaítos não são mapeáveis devido a descontinuidades de afloramentos no maciço e a semelhança estrutural e textural no aspecto macroscópico. As descrições mineralógicas e petrográficas, assim como comentários específicos acerca de cada grupo, podem encontradas no **ANEXO II**. Para caracterização dos minerais descritos, apelou-se para livros de referência, tais como Nesse (1991) e Tröger *et al.* (1979).

6. GEOQUÍMICA DE ROCHA

6.1. O conceito de rocha alcalina

O maciço alcalino de Poços de Caldas é composto predominantemente por rochas alcalinas feldspáticas, sendo os tinguaítos o litotipo predominante (ver capítulo a respeito da caracterização do maciço).

O conceito de rocha alcalina a ser utilizado neste trabalho foi o desenvolvido historicamente por Shand em publicações de 1922 e de 1933, citadas na compilação histórica de Sørensen (1974), que se baseia no conceito químico de *peralcalinidade* e que têm expressão mineralógica na presença de minerais máficos alcalinos (em geral, piroxênios e/ou anfibólios alcalinos, de preferência sódicos), acompanhados, ou não, de feldspatóides.

Portanto, no presente trabalho, o termo “rocha alcalina”, como utilizado na nomenclatura petrográfica recente (Ulbrich 1984), se refere a uma rocha rica em álcalis perante alumina, sílica ou ambas. Isto se reflete na presença (ou não) de feldspatoide(s) e/ou piroxênio(s) alcalinos e/ou anfibólio(s) sódicos.

Os termos geralmente utilizados para identificar subgrupos de rochas alcalinas, em especial as feldspáticas, baseiam-se nas proporções *molares* relativas dos óxidos SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e Al_2O_3 , o que permite definir o chamado “coeficiente agpaítico”, como expresso abaixo:

$$\text{CA} = \text{coeficiente agpaítico} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3) \text{ (em proporções molares)}$$

Conforme o índice as rochas feldspáticas seriam “*agpaíticas*” se o CA fosse $> 1,0$ (originalmente $> 1,2$; Sørensen 1974), ou “*miasquíticas*” de outra forma. Deve ser salientado que este CA só deve ser aplicado à rochas feldspáticas e, de preferência, a sienitos e foide-sienitos e seus equivalentes vulcânicos.

Os termos aplicados são os seguintes:

- Rocha *miasquítica*: possui excesso de álcalis, mas insaturação de sílica e saturação de alumina. Portanto, irão cristalizar, além dos feldspatos alcalinos comuns, também feldspatóides, como a nefelina e a leucita, e minerais máficos aluminosos comuns, como a biotita e a hornblenda;

- Rocha *agpaítica*: possui excesso de álcalis e insaturação de alumina e sílica. Portanto, irão cristalizar, além dos feldspatos alcalinos normais, também feldspatóides e minerais máficos deficientes em alumina (tipicamente, piroxênios egirínicos e anfibólios alcalinos). As referências na literatura mostram que as rochas agpaíticas, em geral bastante raras, se caracterizam universalmente também por estar marcadamente enriquecidas em “metais raros” como Zr, Hf, U, Th, ETR, e outros, o que permite a cristalização adicional de um conjunto muito grande de “minerais de metais raros”, tais como hainita, lamprofilita, astrofilita, eudialita, e outros;
- Rocha *equerítica*: possui excesso de álcalis, insaturação de alumina e supersaturação ou saturação de sílica. Portanto, cristalizarão minerais máficos alcalinos (deficientes em alumina), como a egirina e anfibólios sódicos. A supersaturação de sílica irá se manifestar na cristalização de quartzo, além de feldspatos alcalinos; nas rochas saturadas em sílica, deverão cristalizar feldspatos alcalinos, mas com ausência de feldspatóides.

Sørensen (1997) revê o conceito de rocha alcalina propondo a reorganização dos subgrupos em: hiper-agpaíticas, agpaíticas, intermediárias e miasquíticas. Neste trabalho também reduz a relevância do coeficiente agpaítico, em que a classificação da rocha enquanto membro de algum dos subgrupos citados ficaria exclusivamente atribuído à mineralogia. Como exemplo, uma rocha só é considerada agpaítica se apresentar minerais “agpaíticos” (como silicatos de metais raros), como alguns citados no artigo. Esta reorganização se deve ao fato de que algumas rochas ditas agpaíticas ($CA > 1,0$) apresentarem também minerais ditos característicos de rochas miasquíticas (e.g., titanita e biotita). Apesar disso, o presente trabalho usará o conceito de rochas alcalinas apresentado anteriormente, uma vez que aquele é ainda o mais utilizado na literatura.

6.2. A geoquímica dos tinguaitos de Poços de Caldas

Para o presente trabalho os dados de química de tinguaitos utilizados são os apresentados em Ulbrich *et al.* (2005). Em anexo (Anexo I) se encontram as tabelas com os dados completos da química de tinguaitos utilizados (também descritos em petrografia), assim como de nefelina sienitos (para estes apenas um resumo) e também tabelas de cálculos normativos (baseados em Kelsey 1965) para ambos.

Vale ressaltar que há disponível, por enquanto, 8 análises químicas completas de tinguaitos, o que permite apenas uma investigação preliminar, com resultados obtidos que não podem ser generalizados para o maciço como um todo.

Os tinguaítos analisados apresentam forte instauração em sílica (entre 56,58 e 56,00%) o que é manifestado pela inexistência de quartzo normativo e no aparecimento de nefelina e olivina normativa (esta não observada na moda).

Pela observação do coeficiente agpaítico destas rochas conclui-se que a maioria delas pode ser classificada como agpaíticas (nos parâmetros discutidos previamente) e apenas duas amostras seriam miasquíticas (T4 e T10). A riqueza em álcalis das rochas agpaíticas pode ser observada pela presença de acmita normativa (mais utilizado na literatura antiga, equivalente à egrina), ausente nas amostras miasquíticas.

Ressalta-se que as amostras T1 e T5, apesar de possuírem acmita normativa, apresentam (ao menos em fenocristais) a presença de diopsídio (adiantando resultados do capítulo posterior) e a amostra T10, apesar de ser classificada como miasquítica e não ter acmita normativa, mostrar grande variedade de silicatos de metais raros e ainda um piroxênio, na matriz, que é egrina-augita (ver petrografia e química mineral). Estes resultados mostram uma realidade geoquímica algo diferente daquela em discussão em Sørensen (1997). Adicionalmente, a amostra T4 apresenta anortita normativa, não observada na moda.

No diagramas TAS (total álcalis por sílica; Figura 16) observa-se que todas as amostras se distribuem pelo campo dos fonolitos, mostrando assim sua riqueza em álcalis perante as demais rochas do diagrama, assim como sua notável instauração em sílica.

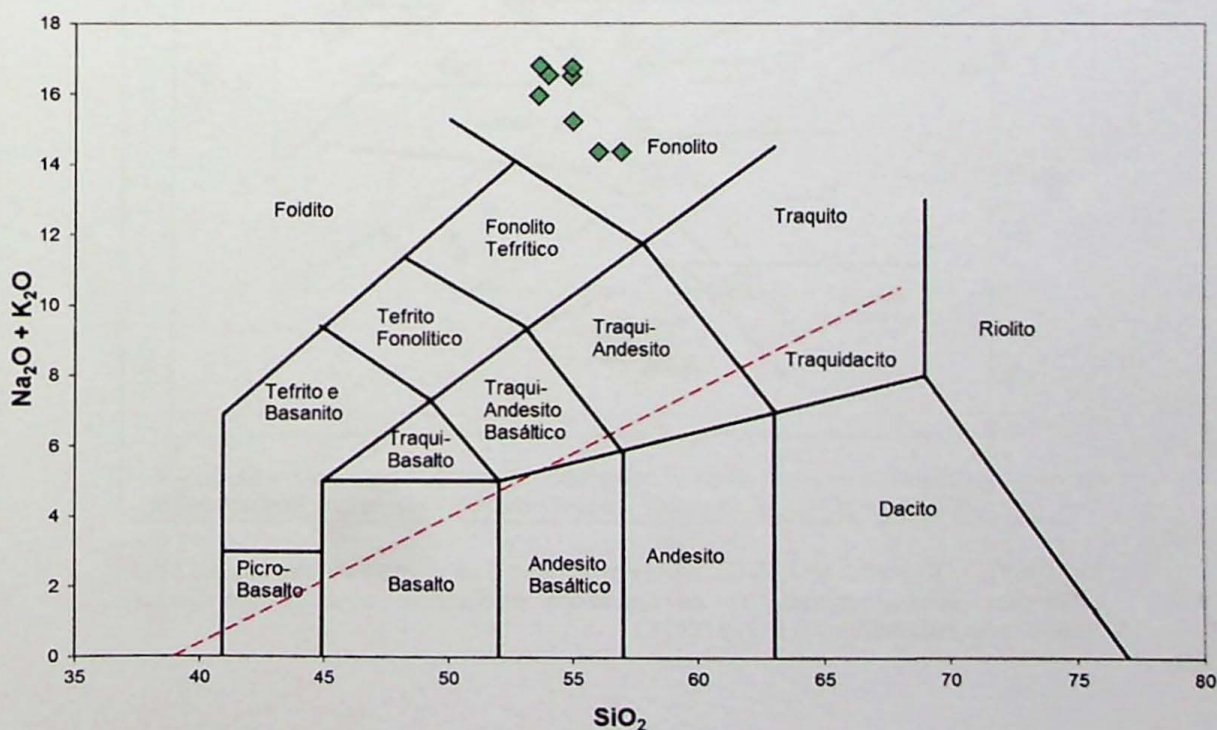


Figura 16 – Diagrama TAS (álcalis totais por sílica). Losangos verdes representam os tinguaítos analisados (aqui indiferenciados). Óxidos em % peso. Linha tracejada em vermelho representando o limite entre as rochas alcalinas (acima) e as rochas sub-alcalinas (abaixo). Retirado de Le Bas & Streckeisen (1991).

De acordo com Winchester & Floyd (1976), elementos como Ti, Zr e Nb são elementos geoquimicamente muito imóveis, pois possuem altas valências se associando principalmente a minerais acessórios de rochas. Este fato já é bastante conhecido na literatura, assim como a expressão que identifica o maior "grau de diferenciação magmática" com o maior teor de elementos geoquimicamente imóveis (Wernick 2004, Hall 1996). Partindo deste princípio, Winchester & Floyd (1976) destacam que razões como Zr/TiO_2 e Nb/Y são bons índices de alcalinidade, podendo assim, serem utilizadas para separação entre rochas alcalinas e subalcalinas. A razão Nb/Y , no entanto, mostra-se mais estável ao longo da diferenciação magmática, enquanto a razão Zr/TiO_2 é extremamente variável.

Nos diagramas de Winchester & Floyd (1976) é possível observar o quão diferenciados são os líquidos que geram as rochas fonolíticas, o que inclui os tinguaítos de Poços de Caldas. Na Figura 17 observamos a alta relação Zr/TiO_2 que as rochas tinguaítas possuem perante um mesmo intervalo de sílica, portanto, ao menos, mais diferenciadas que as rochas andesíticas e traquito-andesíticas.

Na Figura 18 observa-se o quão as rochas tinguaíticas de Poços de Caldas são diferenciadas, devido a alta razão Zr/TiO_2 , mesmo perante rochas bastante diferenciadas, alta razão de Nb/Y , como os nefelinitos e os traquitos.

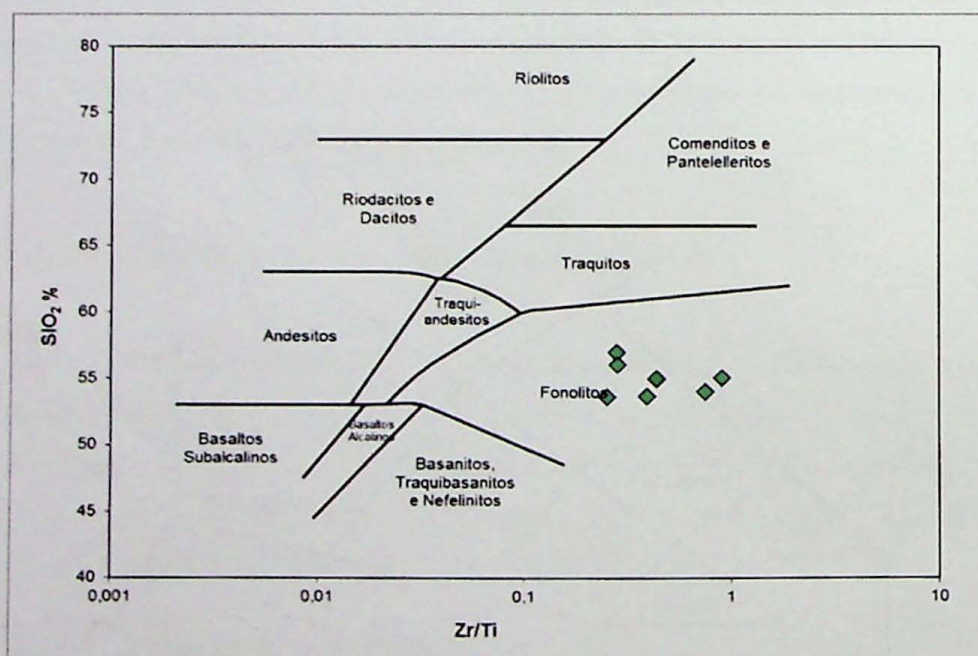


Figura 17 – Diagrama $SiO_2:Zr/Ti$. SiO_2 em % peso e os demais elementos em ppm.. Losangos verdes representam os tinguaítos analisados (aqui indiferenciados). Retirado de Winchester & Floyd (1976).

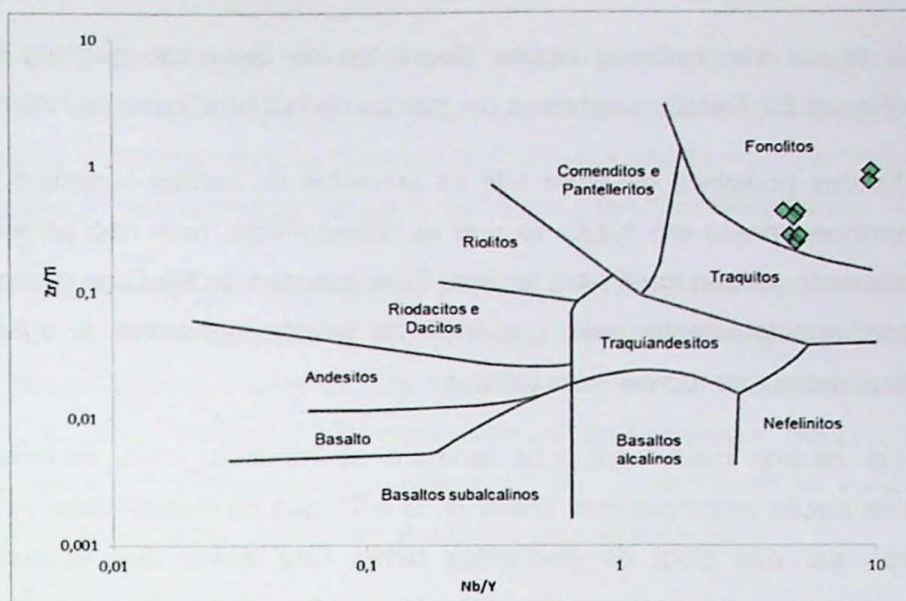


Figura 18 – Diagrama Zr/Ti:Nb/Y. Todos os elementos em ppm. Losangos verdes representam os tinguaítos analisados (aqui indiferenciados). Retirado de: Winchester & Floyd (1976).

No diagrama $K_2O:Na_2O$ (Figura 19) observa-se que o tinguaítos de Poços de Caldas distribuem-se predominantemente pelos campos referentes às séries potássicas do diagrama, a excluir as amostras T1 (dique na Pedreira da Prefeitura) que é considerada transicional, e da amostra T6 (Anel leste), que é considerada sódica.

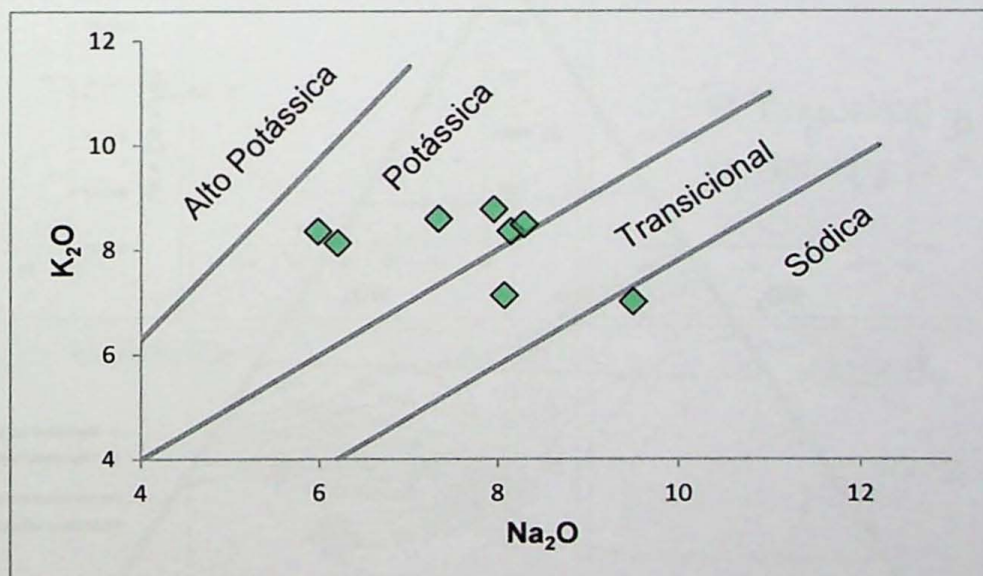


Figura 19 – Diagrama $K_2O:Na_2O$. Óxidos em % peso. Losangos verdes representam os tinguaítos analisados (aqui indiferenciados). Retirado de: Le Maitre (2002).

A seguir são exibidos alguns diagramas de dispersão química, os diagramas de Harker (Figura 20; Detalhes sobre os diagramas de Harkers, consultar Wernick 2004).

Nestes podemos observar que as amostras de caráter agpaítico tendem a possuir maior enriquecimento em Na_2O do que as miasquíticas, mas não para o K_2O , em que o enriquecimento parece igual para ambas. Esse excesso de Na_2O se expressa nas amostras agpaíticas principalmente pela presença de acmita normativa e ausência (ao menos normativa) desta nas rochas miasquíticas

Os termos mais agpaíticos também se mostram mais enriquecidos em alguns elementos traços incompatíveis, como Zr, U e Th que os miasquíticos. A mesma afirmação não pode ser dita para os elementos terras raras leves, que aparentemente, não se enriquecem com a insaturação em sílica e/ou alumina, possuindo outro controle geoquímico para sua concentração.

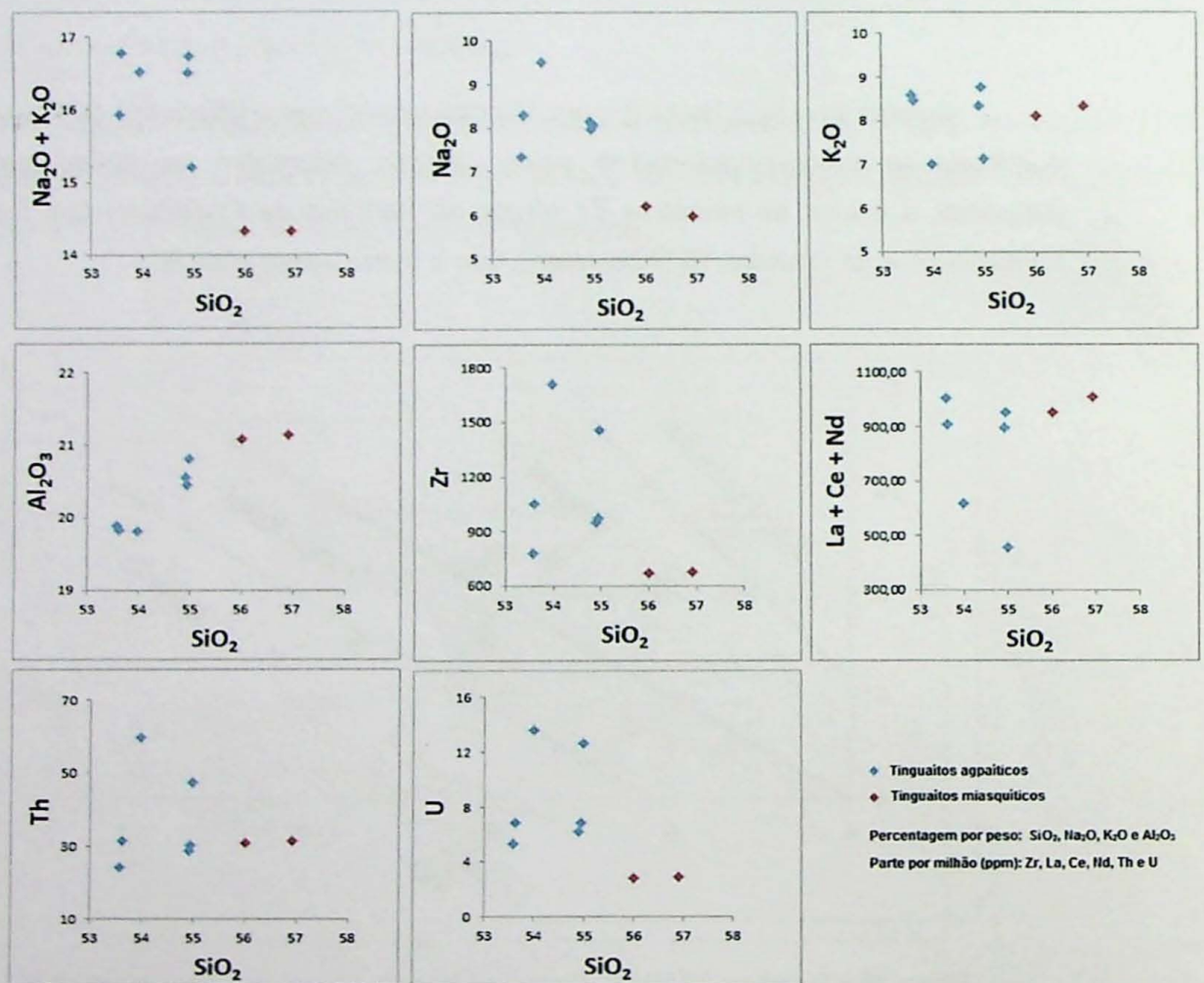


Figura 20 -Diagramas de dispersão química (diagramas de Harker).

A partir de cálculos normativos da mineralogia esperada de tinguaitos e nefelina-sienitos de Poços de Caldas (ver Anexos I) foi feita uma normalização em percentagem para os membros extremos teóricos (quartzo, nefelina e kalsilita), representados em diagramas de fase ternário para a pressão de água de 1 kbar (Hamilton & McKenzie 1965).

Neste (Figura 21), é possível observar que a química dos nefelina-sienitos e dos tinguaitos, apesar das características mineralógicas muito diversas, não possuem grandes diferenças em termos de teores dos membros extremos teóricos em questão (quartzo, nefelina e kalsilita); a possível diferença entre ambos tipos pode dever-se a outros fatores, como por exemplo o enriquecimento diferencial em elementos traços variados (e.g., ETR, e outros) e, evidentemente, diferentes processos de cristalização.

Também é possível observar que para a pressão de água de 1 kbar (em torno de 3 a 5 km em crosta continental) aparecem temperaturas de cristalização variando em torno de 780 e 950° C para os líquidos de composição característica de nefelina-sienitos e tinguaitos estudados. A única amostra a realmente se destacar composicionalmente é o nefelina-sienitos cinza (Ulbrich *et al.* 2005) que se encontra afastado das demais amostras, representando uma rocha empobrecida no membro extremo nefelina; na norma, a rocha se manifesta como a com maior teor de feldspato alcalino de todas investigadas (ver Anexo I).

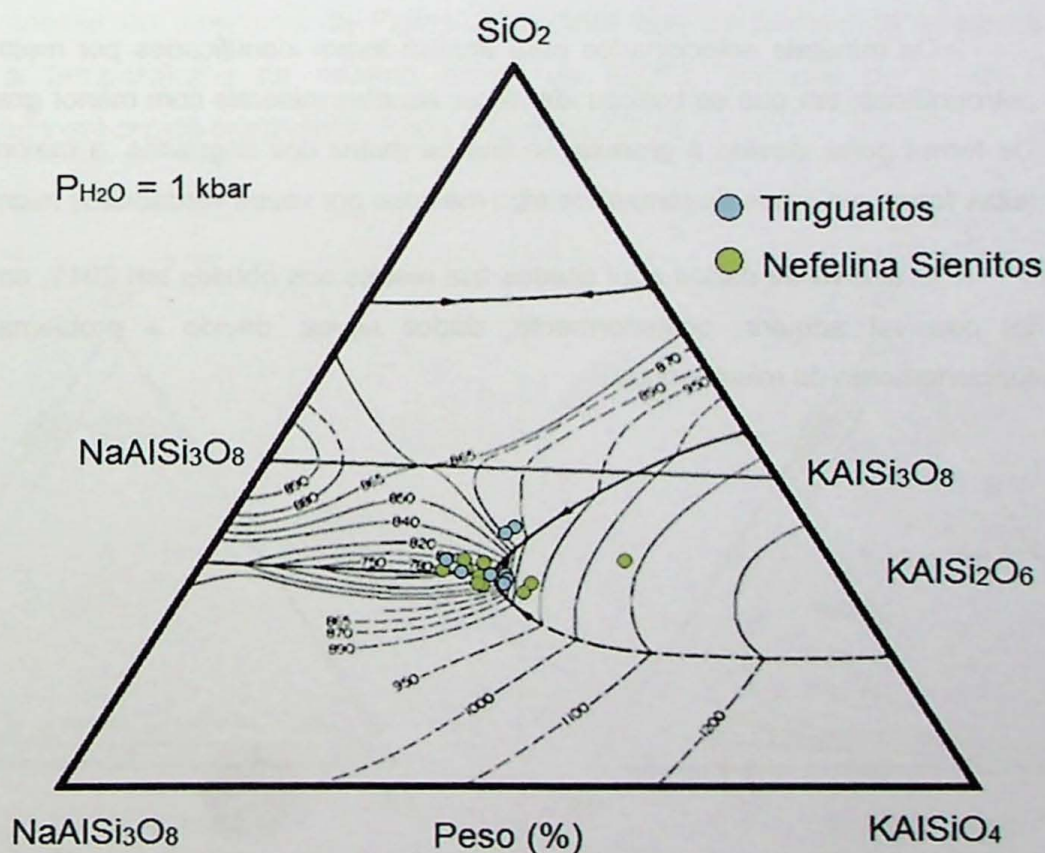


Figura 21 – Diagrama ternário $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSiO}_4$ para pressão de água de 1 kbar. Retirado de Hamilton & McKenzie 1965).

7. QUÍMICA MINERAL

A química mineral trabalhada consta com análises obtidas em projeto de iniciação científica do presente autor coletadas no ano de 2011, no total de três sessões.

O aparelho utilizado foi a Microsonda JEOL JXA8600S Superprobe de 5 canais, controlada por um sistema de automação Thermo-Noran Voyager e um EDS (*energy dispersive spectrometer*) Noran acoplado, disponível no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As seções polidas analisadas foram metalizadas por película de carbono de aproximadamente 25 nm.

No projeto de 2011 foram realizadas análises quantitativas por WDS e algumas qualitativas em EDS.

As lâminas metalizadas são das mesmas amostras apresentadas no módulo de petrografia, restringidas às seguintes amostras: T1, T2, T3, T5, T7, T9 e T10.

A campanha de microsonda buscou investigar principalmente os minerais formadores de rocha, no caso feldspatos alcalinos, nefelinas e clinopiroxênios. Quando possível, foram também analisados alguns minerais acessórios.

Os minerais selecionados para análise foram identificados por meio de descrições petrográficas, em que se buscou identificar aqueles minerais com menor grau de alteração. De forma geral, devido à granulação fina da matriz dos tinguaitos, a maioria das análises feitas forma em grãos de tamanhos algo maiores, por vezes verdadeiros microfenocristais.

O acervo de dados aqui citados fica restrito aos obtidos em 2011, uma vez que não foi possível adquirir, posteriormente, dados novos, devido a problemas técnicos de funcionamento da microsonda.

7.1. Feldspatos

A química mineral em feldspatos ficou restrita a apenas fenocristais, uma vez que os cristais presentes na matriz são muito pequenos para o feixe de investigação da microsonda, podendo resultar em dados insatisfatórios devido à contaminação com minerais vizinhos aos investigados (comumente nefelinas). No total foram feitas 17 análises pontuais em cristais de cinco rochas: T1, T2, T3, T5 e T7. No geral, os fenocristais de feldspato alcalino se apresentaram bastante frescos, apenas pontualmente com alteração pulverulenta, o que contribuiu para que a soma dos óxidos totais analisados fosse superior a 98%. Não houve distinção entre borda e centro dos cristais (ver Tabela 5 do Anexo I).

A rotina de óxidos escolhidos para a pesquisa dos feldspatos foi a padrão para o mineral: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e BaO , também incluindo SrO devido a presença comum deste óxido nos nefelina sienitos do maciço (Ulbrich 1983).

Os feldspatos investigados mostram teores de ortoclásio entre 69,0 e 86,3%, e de albita entre 13,7 e 31,0%. O *end member* anortita em nenhuma análise foi superior a 0,6% (Ver Anexo I).

A análise do diagrama da Figura 22 sugere que os feldspatos analisados seriam estáveis a temperaturas no mínimo acima de 650°C, pressão de 1 kb (1-5km de profundidade em crosta continental; Klein & Dutrow 2007).

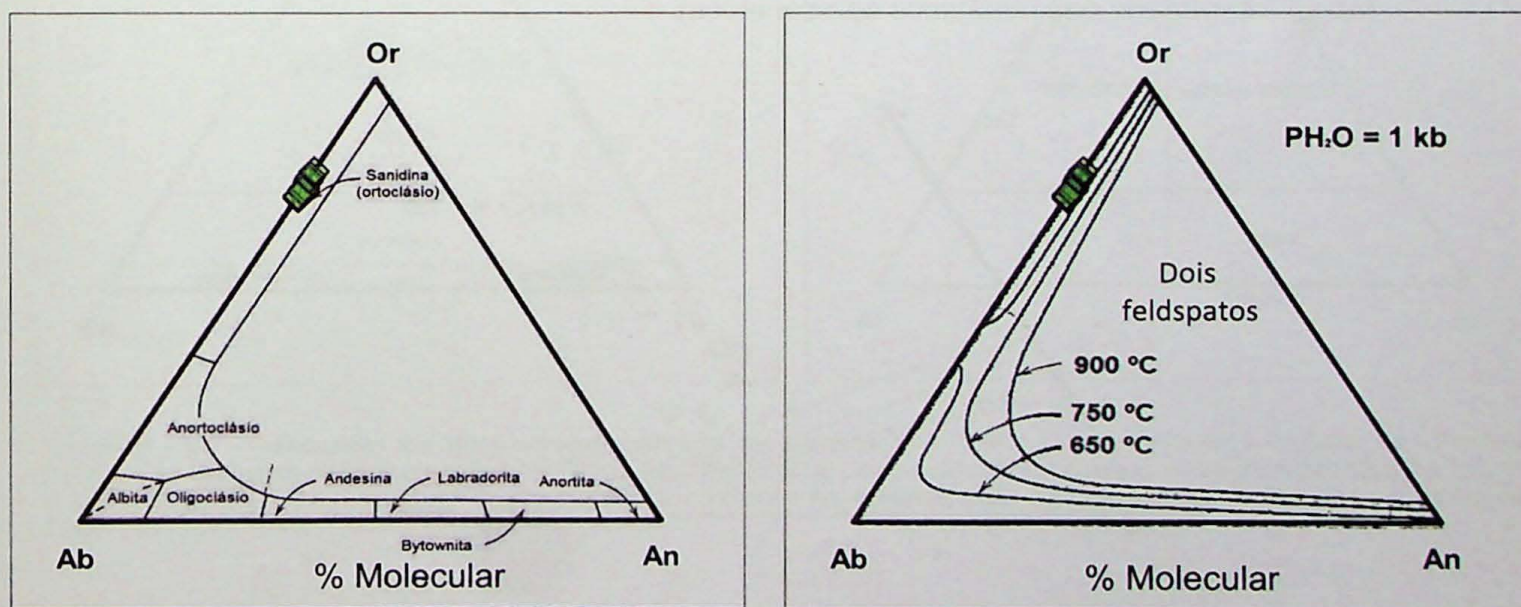


Figura 22 -(A) - Diagrama ternário entre os *end members* ortoclásio (Or), albita (Ab) e anortita (An), expressos em percentagem molecular. Losangos verdes representando os feldspatos analisados (ver tabela em anexo). Pressão de água= 1 kb. Fonte: Deer *et al.* (1992). (B) Diagrama ternário que expressa as temperaturas possíveis para soluções sólidas entre os *end members* Or, Ab e Na para pressão de água de 1 kb. Expressos em percentagem molecular. Losangos verdes representando os feldspatos analisados (ver tabela em anexo). Pressão de água= 1 kb. Retirado de Klein & Dutrow, 2007.

7.2. Nefelinas

A investigação das nefelinas rendeu resultados razoáveis. Ao contrário dos feldspatos, as nefelinas aparecem mais raramente como fenocristais, comumente mais alteradas (Ver Tabela 6 do Anexo I).

No total, foram analisados 6 cristais pertencentes a 3 amostras: T3, T5 e T7. As análises resultaram em soma de óxidos totais no mínimo superiores a 98,0%. Foram analisados principalmente fenocristais.

A rotina de óxidos escolhidos foi a mesma dos escolhidos para eldspatos: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e BaO , também incluindo SrO pela mesma justificativa apresentada para a inclusão deste nos feldspatos. Há apenas um cristal em que houve diferenciação de análise núcleo-borda do fenocristal.

As análises consideradas boas, acima de 98% (ver Tabela 6 do Anexo I), mostram que a composição dos fenocristais de nefelina são muito ricas no *end member* nefelina, comumente superior a 70%, seguido do *end member* kalsilita (>17,5-22,2%), também com excesso de sílica (3,9-11,4%). Na Amostra T7, do núcleo para as bordas, nota-se o empobrecimento no *end member* nefelina e enriquecimento no *end member* sílica.

A Figura 23 sugere que o início da cristalização das nefelinas investigadas, para pressão de água de 1kb, se deu a temperaturas no mínimo superiores a 500°C (a quantidade análises boas é muito restrita, ver anexo I, o que não contribui para uma boa representatividade dos resultados apresentados).

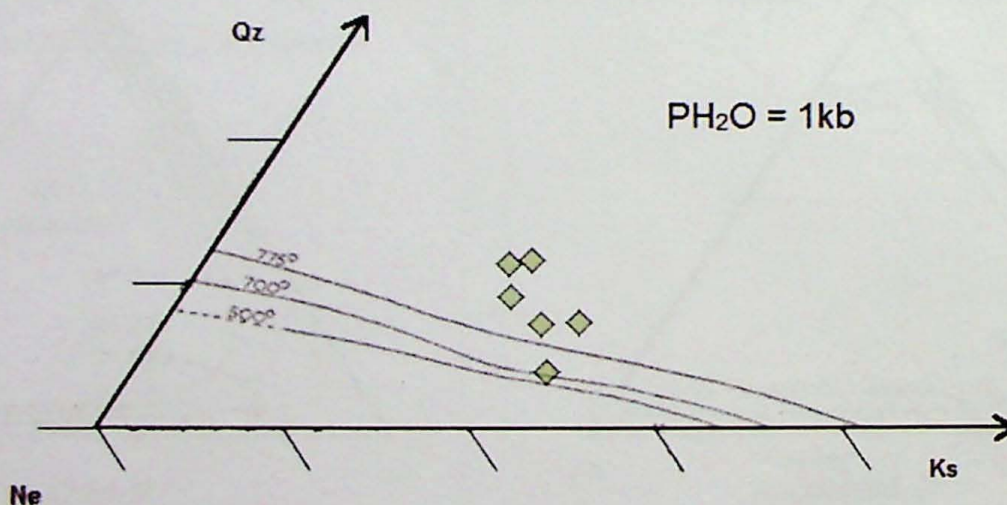


Figura 23 - Diagrama ternário que expressa as temperaturas possíveis para início de cristalização de nefelinas, para pressão de água de 1 kb (Hamilton 1961). Qz = quartzo, Ne = nefelina e Ks = kalsilita. Expressos em percentagem molecular. Losangos verdes representando as nefelinas analisadas. Foram descartadas análises com soma total de óxidos inferiores a 98%. (Ver tabela em anexo).

7.3. Piroxênios

Para os piroxênios foram realizadas análises em 15 grãos de 5 amostras: T1, T2, T5, T7 e T10. A rotina de óxidos escolhidos para a pesquisa dos piroxênios foi a padrão para o mineral: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O e K_2O , também incluindo ZrO_2 pela mesma justificativa apresentada para a inclusão deste nos feldspatos. Em geral (com apenas uma exceção) não se confirmam diferenças em teores dos óxidos entre centro e borda (Ver Tabela 7 do Anexo I).

Os piroxênios apresentaram valores de soma de óxidos analisados entre 97-98% (ferro total referente à soma de FeO e Fe_2O_3) e entre 98-99% quando recalculado as proporções de Fe^{+2} e Fe^{+3} a partir de FeO total por meio do método de Droop (1987).

Observando os diagramas abaixo (Figura 24), observa-se que os piroxênios analisados podem ser subdivididos em clinopiroxênios da série Ca-Fe-Mg e clinopiroxênios da série sódica á cálcio-sódica (Morimoto 1990). No primeiro grupo todos os clinopiroxênios analisados (amostras T1 e T5) são diopsídios, no segundo os clinopiroxênios (amostras T2 e T10) foram classificados como egirina-augita; o da amostra T7 é uma egirina.

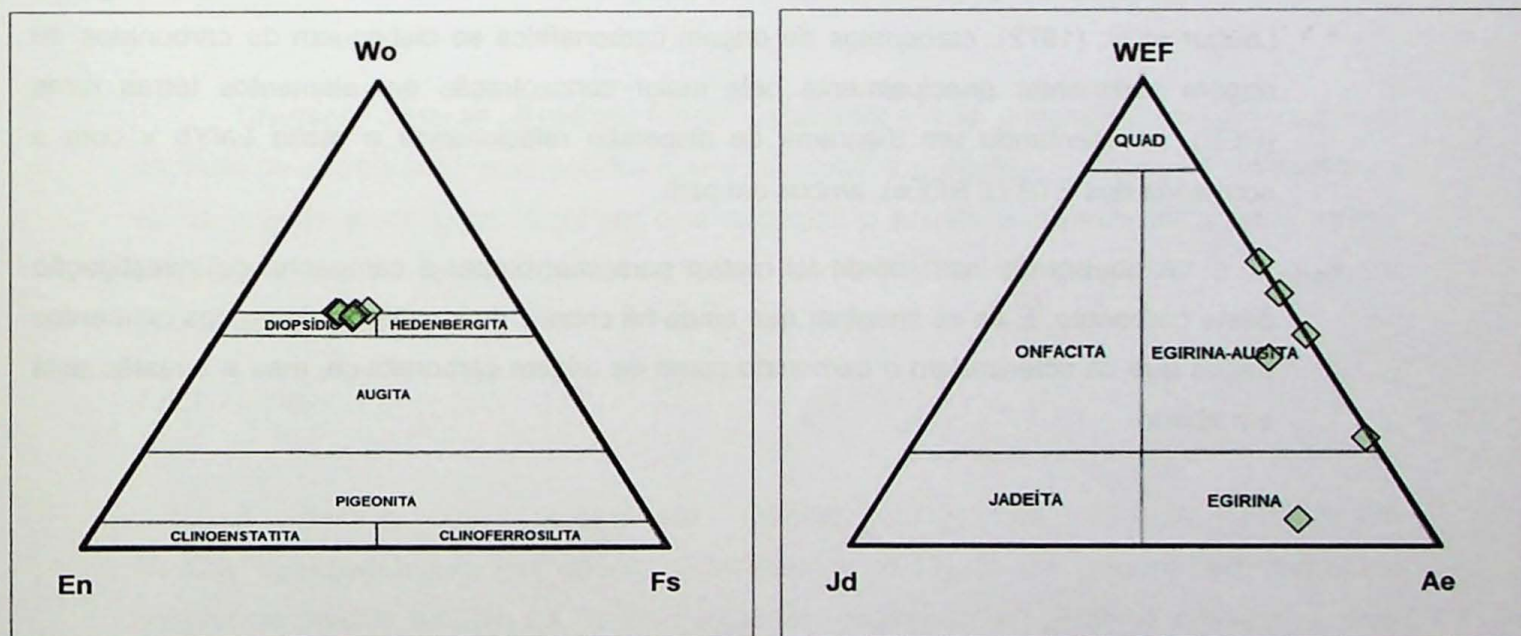


Figura 24 – (A) – Composição dos clinopiroxênios analisados nas amostras T1 e T5. Wo = Wollastonita, En = Enstatita, Fs = Ferrosilita., todos em percentagem de componentes moleculares. (B) – Composição dos clinopiroxênios analisados nas amostras T2, T7 e T10. WEF = Wo (Wollastonita) + En (Enstatita) + Fs (Ferrosilita), Jd = Jadeíta e Ae = Egirina, todos em percentagem de componentes moleculares. Fonte: Morimoto (1988).

Nas amostras T1 e T5, bordas e centro de alguns cristais foram analisados, encontrando-se um empobrecimento do centro para a borda em Wo e Fs, e enriquecimento em En.

7.4. Carbonatos

Na amostra T9 foi observada a presença de estruturas globulares dispersas pela matriz, todas completamente preenchidas por material carbonático. Foram feitas 4 análises nestes minerais (ver tabela no Anexo I) determinando os seguintes óxidos: SiO₂, Fe₂O₃ (total), MnO, MgO, CaO e SrO (Ver Tabela 8 do Anexo I).

As análises obtidas, sem correção de CO₂ equivalente, resultaram em valores de soma total de óxidos entre 52,7-55,5%; corrigidas, passaram para 93,5-98,1%.

A geração de magmas carbonatíticos a partir de condições de imiscibilidade entre estes e magmas silicáticos, devido à presença de fases voláteis como CO₂, presentes em magmas alcalinos de caráter feldspático (Hall 1996), permite supor que esta textura e mineralogia representariam estruturas de desmistura ou, alternativamente, se formariam pelo método convencional de preenchimento de vesículas por material carbonático.

O carbonato presente nessas vesículas é calcita (ver Tabela 9 do Anexo I). Segundo Loubet *et al.* (1972), carbonatos de origem carbonatítica se distinguem de carbonatos de origem sedimentar principalmente pela maior concentração em elementos terras raras (REE), apresentando um diagrama de dispersão relacionando a razão La/Yb x com a somatória dos ETR (Σ REEs), ambos em ppm.

A quebra do instrumento foi motivo para interromper a campanha de investigação deste carbonato. É de se imaginar que ainda há chance de identificar algum dos elementos traços que caracterizariam o carbonato como de origem carbonatítica, mas a questão está em aberto.

7.5. Minerais do grupo da sodalita

O grupo da sodalita (feldspatóides), de acordo com Deer *et al.* (1992) é composto por três membros: sodalita ($\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$), noseana ($\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{SO}_4$) e hauynita ($(\text{Na,Ca})_{4-8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4,\text{S})_{1-2}$). Entre sodalita e noseana há a substituição de Cl^- por SO_4^{2+} , enquanto a hauynita tem maiores teores de SO_4^{2+} em detrimento ao Cl^- , e substituição de parte do Na por Ca.

Minerais com suspeita de se tratarem de membros do grupo da sodalita presentes na amostra T3 foram submetidos à análise qualitativa do tipo EDS. Os gráficos gerados pelo método (ver Figura 4 do Anexo I) apontam para a presença Si, Al, O, Na, K, Ca, S, Cl e Fe.

No caso, há S em quantidades superiores ao Cl e um pequeno pico de Ca, características da hauynita. A questão continua em aberto.

A presença de Fe em uma das análises provavelmente reflete contaminação pela composição dos minerais opacos (óxidos ou sulfetos de ferro) inclusos nos cristais de hauynita (?).

7.6. Exóticos

Diversos minerais exóticos foram encontrados nas amostras investigadas (ver capítulo de petrografia), mas poucos foram submetidos a análise química. A microsonda foi de grande ajuda para identificar dois minerais, a hainita e a lamprofilita (esta última, entretanto, mostra feições ópticas próprias, como índice, birrefringência e ângulo 2V pequeno e negativo).

7.6.1. Hainita

A hainita, um sorossilicato (Mindat 2013) de fórmula simplificada $\text{Na}_2\text{Ca}_5\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_2\text{F}_2$ (Handbook of Mineralogy 2013), é um mineral extremamente notável no maciço alcalino de Poços de Caldas, ocorrendo em diversos nefelina sienitos (Atencio *et al.* 1999) e tinguaitos (ver capítulo sobre petrografia).

Foram analisados apenas 2 cristais de hainita na amostra T10, determinando SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO}_{(\text{total})}$, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , ZrO_2 e Cr_2O_3 . As análises obtiveram soma de óxidos totais de 80,2 e 85,3% (ver Tabela 10 do Anexo 1).

Embora F e outros elementos adicionais não foram incluídos na rotina (e.g., La_2O_3 , Ce_2O_3 e Nb_2O_5), o mineral pode ser reconhecido pelos teores dos demais óxidos analisados, com ajuda, naturalmente, das propriedades ópticas (ver Tabela 11 do Anexo I).

7.6.2. Lamprofilita

A lamprofilita, é um sorossilicato (Mindat 2013) de fórmula simplificada $(\text{Na,Mn,K})_3(\text{Sr,Ba})_2\text{Ti}_3\text{O}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O,OH,F})_2$ (Handbook of Mineralogy 2013). Ao contrario da hainita, que ocorre com certa abundância nos tinguaítos investigados, a lamprofilita somente foi encontrada em uma amostra (T10; Ver Anexo II e Tabela 12 do Anexo I).

Foram analisados 4 cristais de hainita nessa amostra T10. A rotina adotada foi determinação de SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO}_{(\text{total})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , ZrO_2 e Cr_2O_3 . As análises obtiveram soma de óxidos entre 73,5 e 83,2%.

Ainda falta a determinação de F e alguns óxidos (SrO e BaO), importantes para a correta caracterização química do mineral, mas os teores dos óxidos analisados mostram proporções muito semelhantes as que são apresentadas na literatura (Handbook of Mineralogy 2013; ver Tabela 13 do Anexo I).

8. CONCLUSÕES

1. Uma avaliação da literatura, bastante extensa, sobre o modelo geotectônico que deve ser aplicado para uma explicação genética das ocorrências alcalinas observadas no SE do Brasil mostra discrepâncias marcantes entre os diversos autores, estabelecendo-se entretanto duas "correntes" de pensamento, o das "descontinuidades crustais", apelando para a existência de falhamentos profundos (abissais) como causa da mobilização de magmas mantélicos profundos (astenosféricos ou litosféricos), e a do "modelo de plumas mantélicas" como transportadora do calor e geração de magmas. Mesmo não existindo um consenso sobre este tema, de grande atualidade, acumulam-se aparentemente as indicações que favorecem o modelo de falhamentos profundos, como mostrado em artigos mais recentes, fundamentando suposições já levantadas nas décadas de 70 e 80 sobre este tema.
2. Entre as grandes ocorrências de rochas alcalinas destaca-se a de Poços de Caldas, uma das maiores do mundo, com presença marcante de linhagens feldspáticas (predominantes os tinguaítos, ou fonolitos subvulcânicos, além de diversos corpos intrusivos de nefelina sienitos), faltando no maciço exemplos de invasões magmáticas que indicariam a presença de um magma parental adequado (e.g., basanítico, ou álcali-basáltico). Uma segunda linhagem, muito subordinada, a de rochas máficas-ultramáficas (com feições em parte carbonatíticas), encontradas principalmente no Vale do Quartel, aparece desvinculada geneticamente da linhagem feldspática, embora contemporânea.
3. Os tinguaítos são rochas predominantes no maciço (mais de 80% dos afloramentos), mas faltam ainda dados mais abrangentes sobre eles, questão que motivou o início deste projeto de estudos, centrado na descrição petrográfica, as determinações geoquímicas das rochas correspondentes e a identificação da química mineral dos minerais formadores de rochas, e outros acessórios (em parte, ainda não identificados). São apresentados resultados referentes a 8 a 9 tinguaítos e fonolitos, e descrições petrográficas de outros 12, permitindo a obtenção de dados para embasar conclusões preliminares, sobre química de rochas e química mineral de feldspatos alcalinos, nefelinas e piroxênios em tinguaítos, em geral comparáveis com os que já são conhecidos sobre os nefelina sienitos do distrito. Fica constatado que estas rochas, como os nefelina sienitos, podem ser divididas em tipos agpaíticos e intermediário-miasquíticos, quimicamente semelhantes em termos de teores de elementos maiores e menores, mas muito diferenciados quando comparados os teores de elementos traços. É esta complexidade química a que possibilita a cristalização de muitos minerais incomuns, tais como os silicatos de metais raros, tanto nos tinguaítos como nos nefelina sienitos.

25498

INSTITUTO DE GEOCIENCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino do Sul do Brasil e do Paraguai oriental. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**: 835-836.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13** (3): 139-158.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (4): 325-349.
- Almeida F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, Atas, 423-428.
- Atencio D., Coutinho J.M.V., Ulbrich M.N.C., Vlach S.R.F., Rastsvetaeva R. Puscharovsky D. 1999. Hainite from Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. *Canadian Mineralogist*, **37**: 91-98.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Marques L.S., Censi P., Ruberti E., Antonini P. 2005. Carbonatites from southeastern Brazil: Geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. *In*: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, EDUSP-FAPESP, p. 657-688.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. 2nd edition, Longman, London, 696p.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimation of Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**: 431-435.
- Ellert R. 1959. Contribuição a geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Universidade de São Paulo*. Boletim 237, **18**: 5-63.
- Ferrari A.L. 2001. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 412p.
- Garda G.M. 1990. A alteração hidrotermal no contexto da evolução geológica do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 161p.
- Google Maps. 2013. Disponível em: <https://maps.google.com>. Acesso em: 06/10/2013.
- Hall A. 1996. Igneous Petrology. 2nd ed, Prentice Hall, Londres, 551p.
- Hamilton D. L. 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *Journal of Geology*, **69**: 321-329.
- Hamilton D.L. & McKenzie W.S. 1965. Phase equilibria studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline) – KAlSi_3O_8 (kalsilite) – SiO_2 – H_2O . *Mineral. Magazine*, **34**: 214-431.

Handbook of Mineralogy. Disponível em: <http://www.handbookofmineralogy.org/>. Acesso em 01/10/2013

Hasui Y. Sistema orogênico Tocantins. 2012. *In*: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli, A. (eds.). Geologia do Brasil. São Paulo, Beca, p. 289-326.

Herz N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 101-112.

Kelsey C.H. 1965. Calculation of the CIPW norm. *Mineralogical Magazine*, **34**: 276-282.

Klein C., Dutrow B. 2007. *The Manual of Mineral Science*. 23rd ed. J. Wiley, New York, 716p.

Le Bas M.J. & Streckeisen A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London*, **148**: 825-833.

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. 2nd ed., International Union of Geological Science, 236p.

Loubet M., Bernat M., Javoy M., Allegre J. 1972. Rare earth contents in carbonatites. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**: 226-232.

Mantle Plumes. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/>. Acesso em 07/10/2013.

McKenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40**: 25-32.

MinDat. Disponível em: <http://www.mindat.org/>. Acesso em 01/10/2013.

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogists*, **73**: 1123-1133.

Nesse W. D. 1991. *Introduction to Optical Mineralogy*. 2nd Ed. Oxford Univ. Press, New York, USA, 335p.

Oreiro S.G., Cupertino J.A., Szatmari P., Thomaz Filho A. 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 116-131.

Riccomini C., Velázquez V. F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *In*: Comin-Chiaromonte P. & Gomes C.B. (eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, EDUSP-FAPESP, p.31-55.

Sadowski G.R. & Dias Neto C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, **11** (4): 209-212

Sager W.W. Insight into motion of the Hawaiian Hotspot from paleomagnetism. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/HawaiiBend.html>. Acesso em 31/12/2012.

Shea M.E. 1992. Isotopic geochemical characteristics of selected nepheline syenites and phonolites from Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **54**: 173-214.

Slavec G.B., Mantovani M.S.M, Shukowsky W. 2004. Estudo gravimétrico do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**: 274-280.

Smith A.F. & Lewis C. 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Sciences review*, **48**: 135-182.

Sonoki I.K. & Garda G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, Série Científica*, **19**: 63-85.

Sørensen H. 1974. Definition of the term alkaline rock introduction. *In*: Sørensen H (ed). *The Alkaline Rocks*, John Wiley & Sons, Londres, 622p.

Sørensen H. 1997. The alkaline rocks – an overview. *Mineralogy Magazine*, **61**: 485-498.

Szatmari P., Conceição J.C.J., Destro N., Smith P.E., Evensen N.M., York D. 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hot spot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. *In*: International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, Abstract. 1 CD-ROM.

Thomaz Filho A., Cesero P., Mizusaki A.M., Leão J.G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implication for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**(3): 383-389.

Thomaz Filho A. & Rodrigues A.L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória - Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): 189-194.

Tröger W.E., Bambauer H.U., Taborszky F., Trochim H.D. 1979. Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Part 1: Determinative Tables. Schweizerbart, Stuttgart, 188 p.

Ulbrich H.H.G.J. 1984. A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Ulbrich H.H.G.J., Demaiffe D., Vlach R.F., Ulbrich M.N.C. 2003. Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signature of phonolites and nepheline syenites from Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. *In*: Symposium on Isotopy Geology, Salvador, Short Papers: 698-701.

Ulbrich H.H.G.J. & Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sciences Review*, **17**: 135-154.

Ulbrich H.H.G.J. & Ulbrich M.N.C. 1992. O maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP: Características petrográfica e estruturais. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, Roteiro de Excursões, 64p.

Ulbrich H.H.G.J., Vlach R.F., Demaiffe D., Ulbrich M.N.C. 2005. Structure and origin of the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, EDUSP-FAPESP, p.367-419.

Ulbrich H.H.G.J., Vlach R.F., Ulbrich M.N.C., Kawashita K. 2002. Penecontemporaneous syenitic-phonolitic and basic-ultrabasic carbonatitic rocks at the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil: Geologic and geochronologic evidence. Revista Brasileira de Geociências, **32** (1): 15-26.

Ulbrich M.N.C. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 369p.

Vlach S.R.F. & Gualda G.A.R. 2000. Microprobe Th-U-Pb systematic and dating of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, **30**: 214-218.

Vlach S.R.F., Vilalva F.C.J., Ulbrich M.N.C., Ulbrich H.H.G.J. 2003. Phlogopite from carbonatitic veins associated with the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil: Mineralogy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating by the laser step heating method. IV South American Symposium on Isotope geology, Salvador, Short Paper, **2**:702-705.

Wernick E. 2004. Rochas Magmáticas: Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica. Editora UNESP, São Paulo, 655p.

Winchester J.A. & Floyd P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, **28**:459-469.

Zalán P.V. & Oliveira J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural dos Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, **13** (2): 269-300.

ANEXO I

FIGURAS 1 a 4

E

TABELAS 1 a 13

Tabela 1 – Síntese dos agrupamentos de ocorrências alcalinas presentes no Brasil, suas estruturas hospedeiras, e processos genéticos associados segundo Herz (1977).

Agrupamentos de ocorrências alcalinas no Brasil	Intervalo (M.a)	Ocorrências	Estrutura ou evento geológico associado	Gênese
Sincronicas ao vulcanismo basáltico-toleítico da Bacia do Paraná	133-122	Jacupiranga Itanhaem Anitápolis Serrote Ipanema Piedade	Momentos iniciais do fraturamento de Gondwana	Jacupiranga e Anitápolis à hot spots os demais à falhamentos profundos
Contemporâneas aos estágios iniciais de existência do Atlântico	110-65	Tunas Itapirapua Cananéia B. Teixeira Mato Preto Lages	Arco de Ponta Grossa	Falhas profundas paralelas ao Arco de Ponta Grossa
Faixa Minas Gerais - Goiás	91-68	Araxá Montes Claros Rio Verde Catalão Serra Negra São Gotardo Salitre Poços de Caldas Pântano Iporá Tapira Mo. Broas	Zona de sutura entre as plataformas Guaporé (arqueana) e São Francisco (proterozóica)	Falhas profundas
Faixa litorânea São Paulo - Rio de Janeiro	83-51	São Sebastião Montão de Trigo Pico Marapicu Tinguá Itatiaia Rio Bonito Casimiro de Abreu Cabo Frio	Pluma mantélica	Hot spot
linhas Atlântica	A partir de 2,4	Trindade Martin Vaz	Pluma mantélica	Hot spot

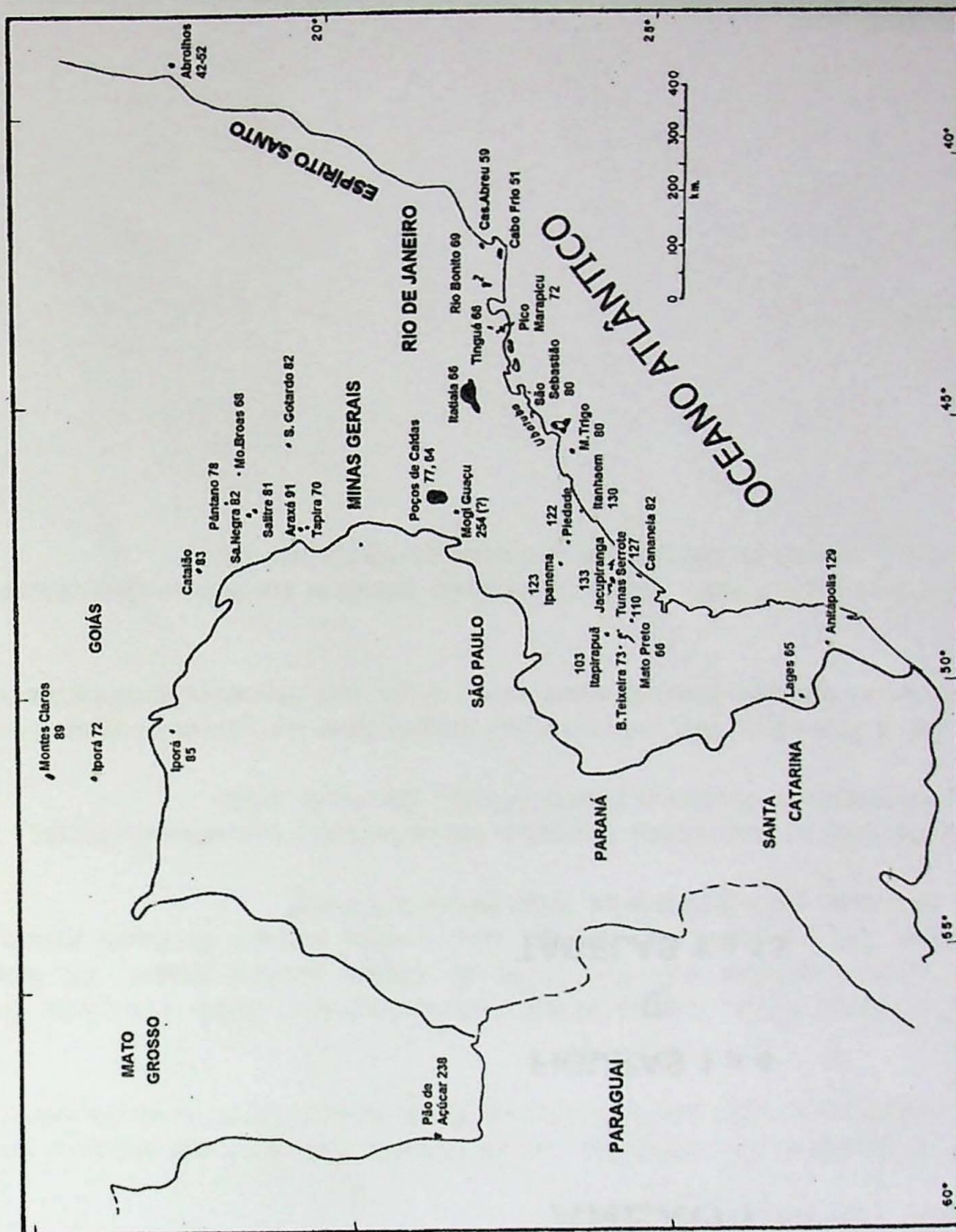


Figura 1 - Localização e idades (Ma) das ocorrências de caráter alcalino no Brasil. Retirado e traduzido de Herz (1977).

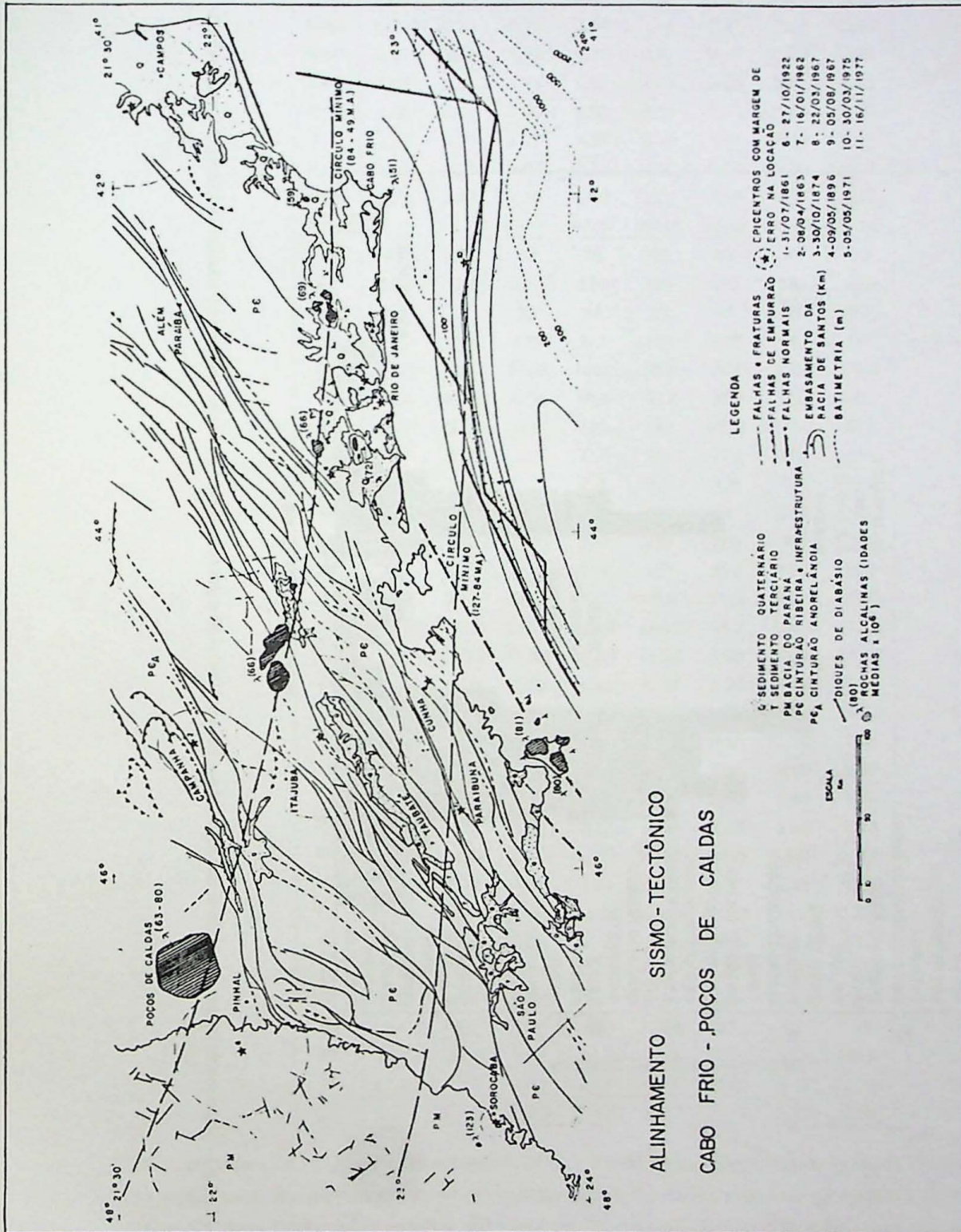


Figura 2 - Alinhamento Sismo-Tectônico Cabo Frio - Poços de Caldas. Retirado de Sadowski & Dias Neto (1981)

Tabela 2 – Composição química de rochas tinguaiticas de Poços de Caldas.

	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T10
SiO ₂	54,98	54,90	54,94	56,92	53,58	53,98	53,61	56,00
TiO ₂	0,40	0,54	0,55	0,60	0,77	0,56	0,66	0,59
Al ₂ O ₃	20,81	20,55	20,45	21,14	19,89	19,82	19,83	21,09
Fe ₂ O ₃	0,98	1,13	1,14	1,14	1,23	1,24	1,40	1,14
FeO	2,05	2,36	2,39	2,40	2,59	2,61	2,94	2,39
MnO	0,21	0,25	0,26	0,24	0,24	0,25	0,27	0,24
MgO	0,19	0,24	0,23	0,26	0,37	0,28	0,29	0,25
CaO	1,04	1,51	1,56	1,37	2,05	0,90	1,86	1,37
Na ₂ O	8,08	8,15	7,96	5,98	7,34	9,51	8,30	6,20
K ₂ O	7,13	8,35	8,77	8,35	8,59	7,01	8,48	8,13
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,05	0,10	0,10	0,04	0,09	0,07
L.O.I	3,21	0,89	1,16	1,42	1,65	2,68	1,35	1,12
Total	99,11	98,92	99,46	99,92	98,40	98,88	99,07	98,59
V	41	66	62	70	90	42	94	69
Zn	168	178	179	170	169	191	183	189
Ga	42	39	38	34	35	45	39	37
Rb	141	171	172	172	184	243	142	185
Zr	1090	1280	1310	1660	2400	207	2700	1640
Y	22,6	44,8	47,4	48,6	49,2	34,2	50,5	48,1
Sr	1460	952	975	679	782	1710	1050	673
Nb	217	224	210	227	244	323	245	246
Cs	1,8	2,1	2,2	2,3	2,6	4,8	1,4	2,5
Ba	26	32	34	74	186	3	548	81
La	200	282	305	321	297	260	309	307
Ce	229	500	528	564	563	319	495	529
Pr	11,7	38,2	39,1	40,9	45,3	16,8	36,5	39,0
Nd	26,3	113,0	120,0	124,0	144,0	38,2	104,0	118,0
Sm	2,85	14,20	15,00	15,50	18,50	4,38	12,10	14,60
Eu	0,85	4,08	4,20	4,38	5,39	1,26	3,66	4,15
Gd	1,86	10,00	9,84	9,86	13,30	3,40	9,00	10,30
Tb	0,41	1,60	1,71	1,74	1,95	0,69	1,50	1,74
Dy	2,80	8,38	8,93	9,43	9,91	4,55	8,19	8,97
Ho	0,66	1,59	1,67	1,74	1,80	1,08	1,64	1,70
Er	2,51	4,70	4,87	5,22	5,06	3,96	5,06	5,13
Tm	0,455	0,624	0,679	0,739	0,622	0,678	0,690	0,703
Yb	3,14	3,73	4,05	4,44	3,60	4,71	4,15	4,19
Lu	0,509	0,460	0,480	0,536	0,385	0,723	0,555	0,526
Hf	23,0	18,0	19,2	17,8	17,2	28,5	20,2	17,5
Ta	3,91	13,80	14,60	15,70	17,50	7,03	10,50	14,90
Tl	0,41	0,17	0,17	0,32	0,26	0,64	0,23	0,31
Pb	54	28	30	33	26	67	29	43
Th	47,4	28,6	30,3	31,3	24,0	59,9	31,3	30,8
U	12,60	6,22	6,82	2,87	5,27	13,60	6,82	2,78
CA	1,01	1,09	1,10	0,89	1,07	1,17	1,15	0,90

Observações - CA. = Coeficiente apgaitico. L.O.I. = Perda na Ignição (*Loss on ignition*). Óxidos em percentagem por peso (peso %), demais em parte por milhão (ppm). T1: Dique presente na Pedreira da Prefeitura; T2: Anel Norte; T3: Anel Norte, parte externa; T4: Cascata; T5: Rio das Antas; T6: Anel Leste; T7: Minas Pedras; T10: Anel Sul. Fonte: Ulbrich *et al.* (2005).

Tabela 3 – Cálculo normativo para tinguaítos de Poços de Caldas feito a partir das análises químicas presentes em Ulbrich *et al.* (2005)

	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T10
Quartzo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Coríndon	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ortoclásio	42,13	49,34	51,82	49,34	50,76	42,84	50,11	48,04
Albita	20,50	7,80	5,27	21,57	3,66	13,03	2,42	20,45
Anortita	0,00	0,00	0,00	6,14	0,00	0,00	0,00	5,71
Nefelina	25,38	27,85	27,68	15,73	27,53	26,30	28,37	17,34
Leucita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Acmita	0,90	3,37	3,41	0,00	3,69	3,72	4,19	0,00
Diopsídio	4,33	6,25	6,47	0,00	8,23	3,66	7,54	0,55
Hiperstênio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,83	0,91	0,84	2,63	0,40	2,32	1,16	2,40
Magnetita	1,01	0,00	0,00	1,71	0,00	0,00	0,00	1,71
Ilmenita	0,76	1,03	1,04	1,14	1,46	1,06	1,25	1,12
Hematita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatita	0,07	0,12	0,12	0,24	0,24	0,09	0,21	0,17
L.O.I	3,21	0,89	1,16	1,42	1,65	2,68	1,35	1,12
Total	99,12	97,55	97,81	99,93	97,61	95,72	96,61	98,60
Qz	31,34	29,26	29,24	35,99	28,78	29,77	28,11	35,08
Nf	41,46	37,75	36,02	31,64	36,02	40,60	36,69	33,11
Ks	27,20	32,99	34,74	32,36	35,20	29,63	35,20	31,81

Observações: L.O.I. = Perda na Ignição. Valores percentagem por peso (Peso %). Cálculos normativos baseados em Kelsey (1965).

Tabela 4 – Composição química e cálculo normativo de nefelina-sienitos de Poços de Caldas.

	NeS 1	NeS 2	NeS 3	NeS 4	NeS 5	NeS 6	NeS 7	NeS 8	NeS 9	NeS 10
SiO ₂	52,34	51,00	53,20	52,82	51,44	55,85	52,83	53,92	52,96	53,51
TiO ₂	0,89	0,72	0,45	0,43	0,46	0,24	0,67	0,31	0,92	0,27
Al ₂ O ₃	19,49	16,38	20,94	19,52	15,23	20,80	20,76	20,65	19,07	21,38
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,27	0,53	0,17	0,40	0,46	0,11	0,28	0,25	0,28	0,23
MgO	0,47	0,30	0,18	0,13	0,56	0,04	0,29	0,15	0,50	0,13
CaO	2,08	2,92	0,89	1,57	2,53	0,66	1,70	1,16	2,15	0,95
Na ₂ O	7,35	7,99	7,17	9,38	8,65	5,15	7,67	7,55	6,96	8,12
K ₂ O	7,54	5,45	9,59	7,62	5,57	12,45	9,29	7,37	7,46	8,20
P ₂ O ₅	0,15	0,04	0,03	0,05	0,00	0,02	0,08	0,03	0,13	0,03
L.O.I	3,78	5,09	2,13	2,41	2,73	1,08	2,76	5,54	3,77	3,63
Total	94,36	90,42	94,75	94,33	87,63	96,40	96,33	96,93	94,20	96,45
CA	1,04	1,16	1,06	1,21	1,33	1,06	1,09	0,99	1,02	1,04
Quartzo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Coríndon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ortoclásio	44,55	32,20	54,38	45,03	32,91	57,10	48,52	43,55	44,08	48,45
Albita	8,81	13,96	0,00	5,88	10,84	0,00	0,00	18,42	13,05	7,45
Anortita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00
Nefelina	26,80	21,64	29,42	28,22	19,76	20,41	29,83	24,63	23,57	30,81
Leucita	0,00	0,00	1,80	0,00	0,00	12,91	5,00	0,00	0,00	0,00
Acmita	3,45	7,42	3,56	3,99	10,08	2,13	3,34	0,00	2,06	2,83
Diopsídio	8,04	12,53	3,70	6,59	11,02	2,79	6,87	4,26	8,42	3,97
Hiperstênio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,84	2,59	1,99	1,49	6,51	0,88	0,62	0,77	0,50	1,39
Magnetita	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,49	1,08	0,00
Ilmenita	1,69	1,37	0,85	0,82	0,87	0,46	1,27	0,59	1,75	0,51
Hematita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatita	0,36	0,09	0,07	0,12	0,00	0,05	0,19	0,07	0,31	0,07
L.O.I	3,78	5,09	2,13	2,41	2,73	1,08	2,76	5,54	3,77	3,63
Qz	29,03	29,94	28,00	27,97	30,19	31,19	26,78	31,46	30,99	28,06
Nf	33,39	43,08	34,38	39,70	40,37	22,57	35,79	39,97	37,97	40,19
Ks	31,59	26,99	37,62	32,33	29,44	46,24	28,58	28,58	31,04	31,75

Observações: - CA = Coeficiente agpaítico. L.O.I. = Perda na Ignição. Óxidos em percentagem por peso (peso %), demais em parte por milhão (ppm). NeS1: Pedreira da Prefeitura; NeS2: Chibinito Botelhos; NeS3: Cinza com fluorita; NeS4: Chibinito Pedra Balão; NeS5: Lujaurito Pedra Balão; NeS6: Cinza; NeS7: Serrote; NeS8: Porfírico; NeS9: Pedreira; NeS10: Cinza. Fonte: Ulbrich *et al.* (2005). Cálculos normativos baseados em Kelsey (1965).

Tabela 5 - Composição química de feldspatos de tinguaitos de Poços de Caldas. Óxidos em peso %.

Amostra	T-1	T-1	T-1	T-1	T-1	T-1	T-1	T-1	T-1	T-2	T-2	T-2	T-2	T-2	T-3	T-3	T-3	T-3	T-5	T-5	T-5	T-7
Ponto	1	2	3	4	5	11	12	12	2	6	6.1	7	7	1	1	7	9	9	2.1	6.1	6.1	2.1
Tipo	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	64,42	63,70	63,68	63,32	63,14	63,52	63,74	65,13	64,25	63,71	64,53	63,42	63,11	64,63	63,77	63,53	62,94	62,94	63,53	63,53	63,53	62,94
TiO ₂	0,08	0,03	0,00	0,06	0,10	0,05	0,00	0,04	0,04	0,06	0,05	0,02	0,03	0,10	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	18,59	18,68	18,42	18,28	18,62	18,67	18,68	18,52	18,85	18,78	18,88	18,16	19,48	18,39	20,41	18,46	18,17	18,17	18,46	18,46	18,46	18,17
Fe ₂ O ₃	0,35	0,23	0,42	0,19	0,17	0,00	0,37	0,58	0,72	0,70	0,36	0,44	0,34	0,63	0,68	0,21	0,23	0,23	0,68	0,21	0,21	0,23
MnO	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,06	0,04	0,02	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	0,05	0,11	0,06	0,07	0,09	0,08	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	2,53	2,79	2,75	2,85	2,82	2,99	3,02	2,55	2,58	2,76	2,90	2,39	3,49	2,52	2,91	2,34	1,52	1,52	2,91	2,34	2,34	1,52
K ₂ O	12,78	12,75	12,84	12,71	12,69	12,43	12,63	13,72	13,04	13,09	13,13	13,71	11,80	13,11	12,34	13,51	14,54	14,54	12,34	13,51	13,51	14,54
BaO	0,04	0,00	0,05	0,02	0,09	0,05	0,08	0,00	0,08	0,05	0,04	0,00	0,03	0,30	0,08	0,00	0,01	0,01	0,08	0,00	0,00	0,01
SrO	0,24	0,34	0,20	0,39	0,41	0,41	0,29	0,03	0,41	0,36	0,45	0,05	0,63	0,13	0,09	0,13	0,00	0,00	0,09	0,13	0,13	0,00
Total	99,09	98,68	98,44	97,93	98,11	98,21	98,88	100,60	100,03	99,60	100,39	98,21	98,90	99,89	100,29	98,21	97,41	97,41	100,29	98,21	98,21	97,41
Número de cátions calculados na base de 32 oxigênios																						
Si	11,913	11,855	11,885	11,886	11,835	11,866	11,847	11,911	11,828	11,794	11,838	11,898	11,716	11,906	11,649	11,893	11,917	11,917	11,649	11,893	11,893	11,917
Ti	0,011	0,004	0,000	0,008	0,013	0,007	0,000	0,006	0,006	0,008	0,007	0,003	0,004	0,014	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003	0,000
Al	4,051	4,098	4,051	4,045	4,113	4,110	4,092	3,991	4,090	4,098	4,082	4,016	4,262	3,993	4,394	4,072	4,054	4,054	4,394	4,072	4,072	4,054
Fe	0,049	0,032	0,059	0,027	0,024	0,000	0,051	0,080	0,099	0,097	0,050	0,062	0,047	0,088	0,093	0,029	0,032	0,032	0,093	0,029	0,029	0,032
Mn	0,002	0,005	0,005	0,005	0,000	0,000	0,002	0,004	0,009	0,006	0,003	0,002	0,000	0,009	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,006	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000
Ca	0,009	0,022	0,011	0,014	0,018	0,016	0,011	0,001	0,000	0,011	0,009	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003	0,000
Na	0,907	1,005	0,993	1,039	1,023	1,084	1,088	0,904	0,921	0,992	1,030	0,870	1,255	0,901	1,029	0,850	0,558	0,558	1,029	0,850	0,850	0,558
K	3,015	3,027	3,057	3,043	3,034	2,963	2,995	3,200	3,061	3,090	3,073	3,281	2,795	3,081	2,875	3,226	3,513	3,513	2,875	3,226	3,226	3,513
Ba	0,003	0,000	0,003	0,002	0,007	0,004	0,006	0,000	0,006	0,004	0,003	0,000	0,002	0,022	0,006	0,000	0,001	0,001	0,006	0,000	0,000	0,001
Zr	0,026	0,037	0,022	0,043	0,045	0,045	0,031	0,004	0,044	0,039	0,048	0,006	0,068	0,013	0,010	0,014	0,000	0,000	0,010	0,014	0,014	0,000
Total	19,987	20,091	20,086	20,111	20,112	20,095	20,123	20,100	20,063	20,142	20,141	20,136	20,151	20,031	20,059	20,092	20,075	20,075	20,059	20,092	20,092	20,075
Membros finais																						
Or	76,7	74,7	75,3	74,3	74,5	72,9	73,2	78,0	76,9	75,5	74,7	79,0	69,0	77,3	73,6	79,1	86,3	86,3	73,6	79,1	79,1	86,3
Ab	23,1	24,8	24,5	25,4	25,1	26,7	26,6	22,0	23,1	24,2	25,1	21,0	31,0	22,6	26,4	20,8	13,7	13,7	26,4	20,8	20,8	13,7
An	0,2	0,6	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
Observações: Feno-Fenocristal																						

Observações: Feno-Fenocristal

Tabela 6 - Composição química de nefelinas de tinguaítos de Poços de Caldas. Óxidos em peso %.

Amostra	T3	T5	T5	T5	T7	T7
Ponto	2	5.1	(5.1)	3.1	2.c	2.b
Tipo	Matriz	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	44,20	42,28	41,96	42,44	42,89	43,17
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	31,35	35,60	35,50	33,50	32,43	32,43
Fe ₂ O ₃	1,93	0,47	0,44	0,43	0,88	0,95
MnO	0,05	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,58	0,11
Na ₂ O	16,43	15,35	15,98	15,89	15,73	15,70
K ₂ O	5,68	7,36	7,31	6,71	5,75	5,91
BaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
SrO	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
Total	99,81	101,15	101,29	99,02	98,28	98,34
Si	8,536	8,068	8,019	8,266	8,387	8,428
Ti	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,005
Al	7,135	8,007	7,995	7,689	7,473	7,461
Fe	0,280	0,068	0,063	0,063	0,129	0,140
Mn	0,008	0,011	0,008	0,000	0,000	0,000
Mg	0,012	0,001	0,002	0,002	0,000	0,003
Ca	0,000	0,005	0,001	0,000	0,121	0,022
Na	6,151	5,679	5,922	5,999	5,962	5,940
K	1,398	1,791	1,782	1,668	1,433	1,472
Ba	0,006	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Zr	0,006	0,000	0,000	0,006	0,000	0,003
Total	23,531	23,629	23,798	23,692	23,509	23,473
Ne	72,2	70,5	73,9	72,6	73,3	70,9
Ks	16,4	22,2	22,2	20,2	17,6	17,6
Qz	11,4	7,3	3,9	7,2	9,1	11,6

Observações: Feno – Fenocristal; c – Centro; b – Borda; () – análise repetida;
x – Não calculado devido baixa qualidade da análise (soma de óxidos inferior a 98%).

Tabela 8- Composição química de carbonatos em tinguaítos de Poços de Caldas. Óxidos em peso %.

Amostra	T9	T9	T9	T9
Ponto	3.4	2.1.c	2.1.1.c	2.3
Tipo	E.G.	E.G.	E.G.	E.G.
SiO ₂	0,00	0,56	0,02	0,82
FeO	1,86	0,81	1,36	1,36
MnO	0,11	0,00	0,13	0,16
MgO	0,10	0,03	0,07	0,09
CaO	51,86	51,29	51,69	52,94
SrO	0,24	0,00	0,29	0,13
CO ₂	42,11	40,78	41,67	42,63
Total	96,27	93,48	95,23	98,11
Número de cátions calculados na base de 6 oxigênios				
Si	0,000	0,059	0,002	0,082
Fe	0,162	0,072	0,120	0,114
Mn	0,010	0,000	0,012	0,013
Mg	0,015	0,005	0,011	0,013
Ca	5,799	5,803	5,835	5,688
Sr	0,015	0,000	0,018	0,007
Total	6,000	5,939	5,997	5,918

Observações: E.G – Carbonato presente em estrutura global; CO₂ calculado por estequiometria.

Tabela 9 – Composição de diferentes carbonatos. Óxidos em peso %.

Peso (%)	Calcita	Calcita	Dolomita	Siderita	Ankerita	Magnesita	Rodocrosita
SiO ₂	-	-	0,12	-	-	-	-
FeO	0,43	-	0,22	61,08	17,56	0,60	0,77
MnO	-	-	-	1,12	4,92	0,67	60,87
MgO	1,74	-	21,12	0,13	7,73	47,09	-
CaO	53,60	56,06	31,27	0,10	27,49	0,07	0,51
SrO	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	44,22	43,97	47,22	38,19	42,30	51,74	38,26
Total	99,99	100,03	99,95	100,62	100,00	100,17	100,41

Observações: Análises químicas de carbonatos obtidas de Handbook of Mineralogy (2013); (-) – elemento não analisado.

Tabela 10- Composição química de hainitas em tingualtos de Poços de Caldas. Óxidos em peso %.

Amostra	T10	T10
Ponto	4,13	2,6
Tipo	Matriz	Matriz
SiO ₂	28,00	30,67
TiO ₂	9,60	9,30
Al ₂ O ₃	0,10	0,04
FeO	0,26	0,14
MnO	0,47	0,80
MgO	0,01	0,03
CaO	31,70	32,84
Na ₂ O	7,69	7,98
K ₂ O	0,04	0,11
ZrO ₂	2,28	3,35
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00
Total	80,15	85,26
Número de cátions calculados na base de 6 oxigênios		
Si	1,462	1,502
Ti	0,377	0,343
Al	0,006	0,003
Fe	0,011	0,006
Mn	0,021	0,033
Mg	0,001	0,002
Ca	1,773	1,723
Na	0,779	0,758
K	0,003	0,007
Zr	0,058	0,080
Cr	0,000	0,000
Total	4,491	4,456

Tabela 11 – Composição de diferentes hainitas disponíveis na literatura.

Peso (%)	A	B	C
SiO ₂	32,07	30,09	29,96
TiO ₂	8,06	8,92	9,12
ZrO ₂	6,58	3,43	3,45
HfO ₂	-	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	0,03	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	1,25	-	-
Nb ₂ O ₅	1,38	1,01	0,76
Ta ₂ O ₅	0,22	-	-
MnO	2,06	0,75	1,65
MgO	-	n.d.	n.d.
FeO	-	0,79	0,36
CaO	32,05	34,21	32,98
SrO	-	0,44	2,02
La ₂ O ₃	0,60	1,38	0,94
Ce ₂ O ₃	-	2,50	1,62
Y ₂ O ₃	-	0,94	0,49
Na ₂ O	7,46	6,30	6,60
F	12,09	9,22	10,38
(-O = F2)	5,09	3,87	4,36
Total	98,76	96,17	96,05

Observações: (-) – Não analisado; n.d. – Não detectado;
A – Análise de hainita (Handbook of Mineralogy, 2013); B e C análises de hainitas (Atêncio *et al.*, 1999).

Tabela 12- Composição química de lamprofillitas em tinguaitos de Poços de Caldas. Óxidos em peso %.

Amostra	T10	T10	T10	T10
Ponto	5,14	5,16	2,8	2,7
Tipo	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
SiO ₂	31,74	31,68	31,62	27,03
TiO ₂	27,49	26,71	28,04	24,90
Al ₂ O ₃	0,29	0,22	0,21	4,38
FeO	5,69	5,87	5,12	4,94
MnO	3,99	4,40	4,04	3,49
MgO	0,59	0,70	0,53	0,35
CaO	0,97	1,07	1,04	0,79
Na ₂ O	11,92	11,93	11,12	10,15
K ₂ O	0,48	0,49	0,56	0,50
ZrO ₂	0,04	0,02	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,01
Total	83,20	83,09	82,33	76,57

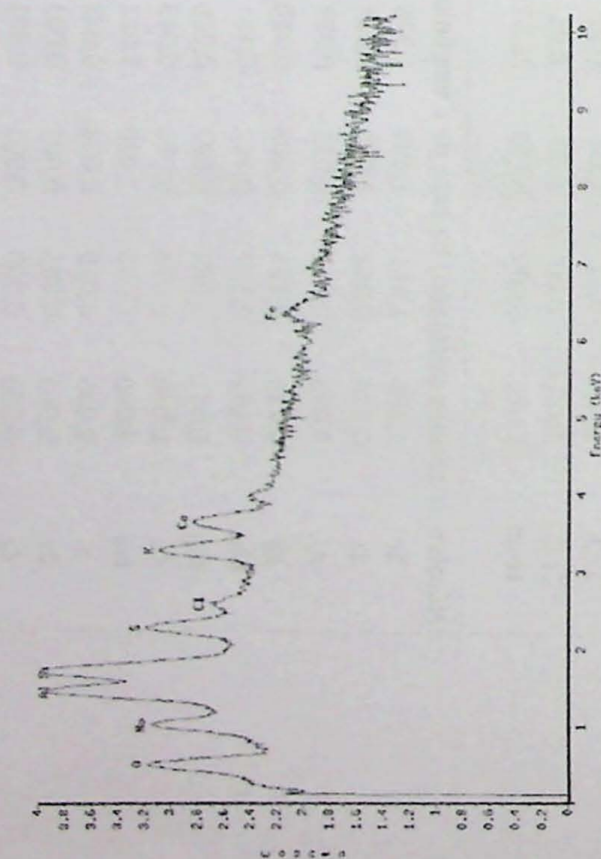
Número de cátions calculados na base de 6 oxigênios			
Si	1,496	1,501	1,499
Ti	0,974	0,952	1,000
Al	0,016	0,012	0,012
Fe	0,224	0,233	0,203
Mn	0,159	0,177	0,162
Mg	0,041	0,049	0,037
Ca	0,049	0,054	0,053
Na	1,090	1,096	1,022
K	0,029	0,029	0,034
Zr	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001
Total	4,080	4,104	4,022

Tabela 13- Composição de diferentes lamprofillitas disponíveis na literatura. Óxidos em peso %.

Peso (%)	A	B
SiO ₂	30,40	30,93
TiO ₂	27,48	27,14
Al ₂ O ₃	0,00	0,56
Fe ₂ O ₃	3,87	1,36
(Nb,Ta) ₂ O ₅	0,00	0,16
FeO	1,97	2,31
MnO	2,33	3,46
MgO	0,25	0,40
CaO	1,41	2,48
SrO	14,58	14,12
BaO	1,25	3,49
Na ₂ O	12,35	10,64
K ₂ O	2,31	1,26
F	1,82	1,10
H ₂ O+	0,00	0,56
H ₂ O-	0,00	0,16
LOI	0,60	0,00
-O = F ₂	0,77	0,46
Total	99,85	99,67

Observações: A e B – Análise de lamprofillita (Handbook of Mineralogy, 2013).

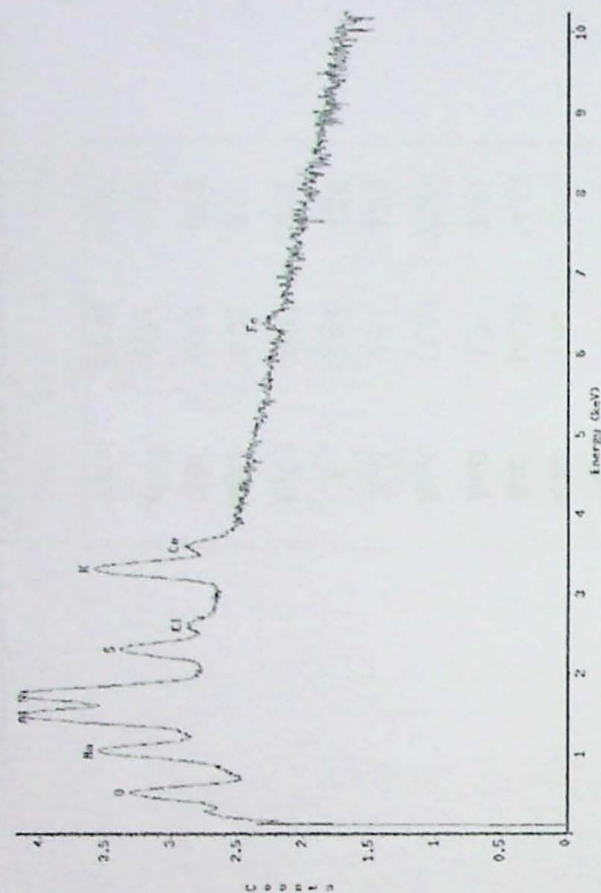
Figura 4 – Gráficos de análise EDS de minerais do grupo da sodalita presentes na amostra T3.



PC13 NBS/004

Column : JEOL 8500 Pioneer
Take-off angle : 40
Magnification : 1500
Charge : 20.052
Beam current : 0
Beam spot size : 6.0
Beam location : 1024
Channel width : 10
Detector type : Silicon/Lithium
Window thickness : 0.4
Window thickness : 11.054
Coating material : Au
Coating thickness : 0.015
Contact material : Au
Contact thickness : 0.02
Crystal thickness : 3

Accelerating voltage : 15
Magnification : 1500
Charge : 20.052
Beam current : 0
Beam spot size : 6.0
Beam location : 1024
Working distance : 11
Stage X : 40.192
Stage Y : 11.054
Stage Z : 0
Stage tilt : 0
Stage rotation : 0
Contact material : none
Contact thickness : 0
Contamination thickness : 0



PC13 NBS/004

Column : JEOL 8500 Pioneer
Take-off angle : 40
Magnification : 1500
Charge : 20.116
Beam current : 0
Beam spot size : 6.0
Beam location : 1024
Channel width : 10
Detector type : Silicon/Lithium
Window thickness : 0.4
Window thickness : 11.054
Coating material : Au
Coating thickness : 0.015
Contact material : Au
Contact thickness : 0.02
Crystal thickness : 3

Accelerating voltage : 15
Magnification : 1500
Charge : 20.116
Beam current : 0
Beam spot size : 6.0
Beam location : 1024
Working distance : 11
Stage X : 40.192
Stage Y : 11.054
Stage Z : 0
Stage tilt : 0
Stage rotation : 0
Contact material : none
Contact thickness : 0
Contamination thickness : 0

ANEXO II

DESCRIÇÕES E PETROGRAFIA DE TINGUAÍTOS

Sumário

1. Tinguaito com pseudoleucita.....	i
2. Tinguaito com minerais do grupo da sodalita.....	iii
3. Tinguaitos com pseudoleucita e minerais do grupo da sodalita.....	v
4. Tinguaito com hainita	vi
5. Tinguaito rico em silicatos de metais raros.....	viii
6. Tinguaito com mineral acicular não identificado	x
7. Tinguaito com biotita.....	xi
8. Tinguaito com astrofilita	xii
9. Tinguaito com fenocristais	xiii
10. Tinguaito com textura brechoide	xiv
11. Fonolitos	xv
12. Comentários.....	xvii

1. Tinguaito com pseudoleucita

Amostras: T-6nn, T300, T-106.4 e T-357.

Estas rochas são constituídas por uma matriz muito fina (em média 0,02mm) que compõe entre 60 a 85% do volume da rocha, constituída predominantemente por feldspatos alcalinos e nefelinas (comumente granulares, mas também sub-idiomórficas; por vezes tabulares no caso dos feldspatos), secundariamente clinopiroxênios (esverdeados a castanhos, granulares a alongados ou aciculares) e minerais opacos (granulares a xenomórficos). Como fase acessória aparece analcima intersticial. O índice de cor da rocha, em média é de 25% (leucocrática). A rocha é a em parte porfírica, predominando na matriz a textura tinguaitica (= minerais félsicos predominantemente granulares e clinopiroxênio alongados a aciculares, desordenados).

Os demais componentes, entre 15 e 40% da rocha, são as pseudoleucitas e os microfenocristais.

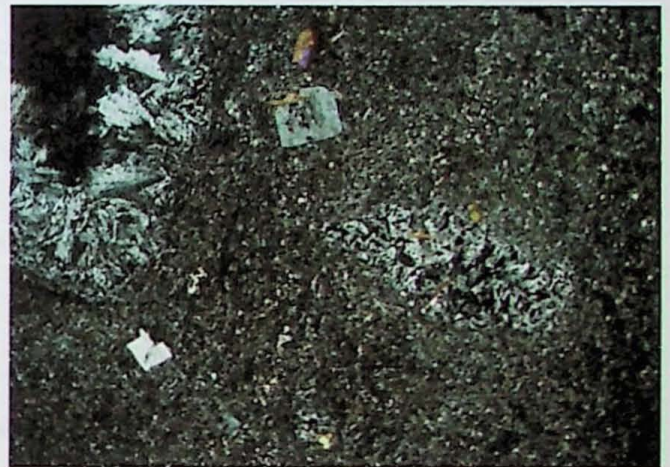
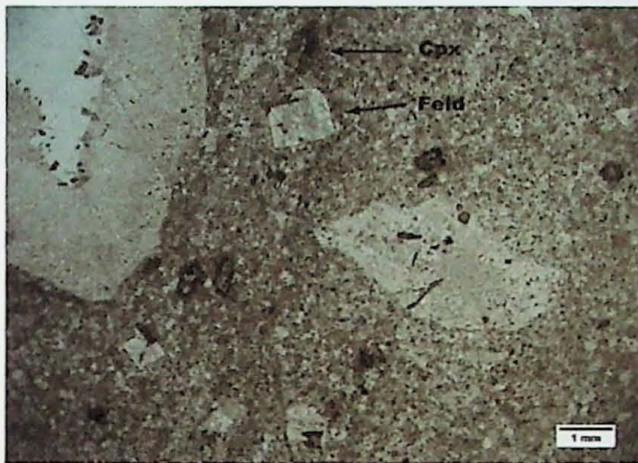
As pseudoleucitas aparecem como fenocristais em dimensões entre 0,2 e 1cm. Comumente assumem formas externas em ângulos retos sugerindo serem pseudomorfos, mas formas irregulares também são presentes. Há dois tipos de ocorrência das pseudoleucitas que representam o avanço da transformação de reequilíbrio da leucita (?) para um agregado de feldspatos e nefelinas. Em umas destas o processo se encontra terminado, em que só há o pseudomorfo de leucita inteiramente substituído pelo agregado de feldspato e nefelina, no outro só é registrado o início deste processo de reequilíbrio em que há apenas uma coroa do agregado envolvendo um núcleo de leucita (Fotomicrografias 1 a 3);

Os microfenocristais são predominantemente feldspatos alcalinos, clinopiroxênios (esverdeados a acastanhados) e titanita, mais raramente fenocristais de nefelina. Os fenocristais, algo maiores, são comumente sub-idiomórficos a idiomórficos com dimensões entre 0,5 e 1,5mm.

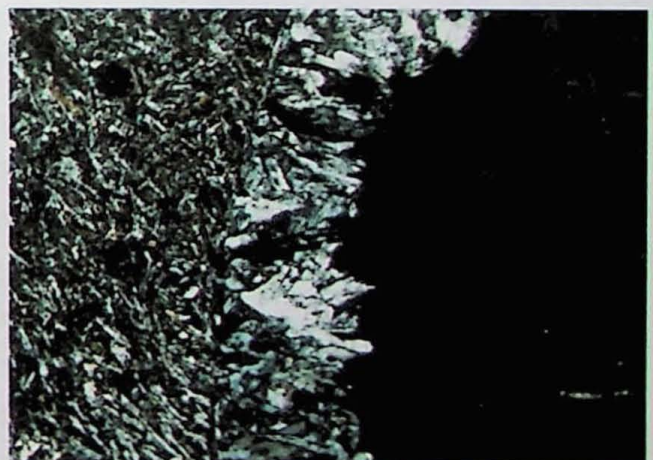
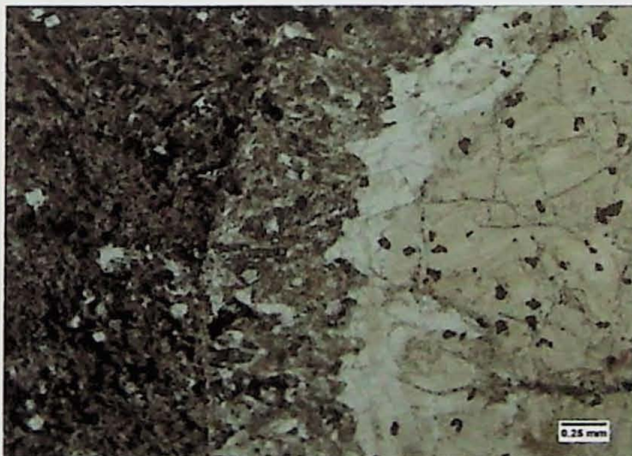
As pseudoleucitas presentes nas amostras comumente conseguem assumir dimensões muitas vezes superiores as dos minerais que compõem a matriz, em caso extremo, até 50x maior. Apesar destas grandes dimensões são raras as vezes em que há a presença de inclusões de outros minerais. Estas características sugerem que o

mineral original, no caso a leucita (?), foi o único mineral a cristalizar em um líquido magmático durante certo intervalo de tempo.

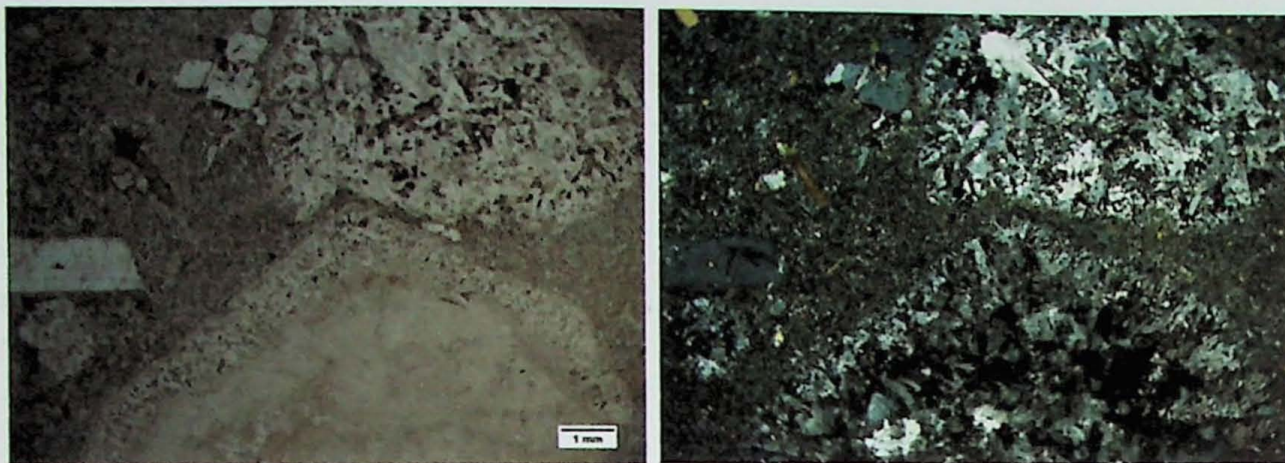
Nas amostras estudadas há diversas fases registradas deste processo de reequilíbrio, em que algumas amostras foram completamente convertidas e outras somente as bordas. As amostras com o núcleo de leucita sugerem que não houve tempo suficiente para a recristalização desta em agregados de feldspato alcalino e nefelina. Apesar da matriz muito fina, não há a formação de vidro, sendo a rocha holocristalina.



Fotomicrografia 1 - Tinguaito com pseudoleucita. Amostra T-6nn. Nicóis paralelos à esquerda e cruzados a direita. Observar pseudoleucita na porção superior esquerda com coroa de agregado de feldspato alcalino e nefelina envolvendo núcleo de leucita (?) e outra, menor, na porção centro-direita já completamente substituída pelo agregado. Também microfenocristais idiomórficos de feldspato alcalino e sub-idiomórficos de clinopiroxênios. Cpx – Clinopiroxênio; Feld – Feldspato alcalino.



Fotomicrografia 2 -Tinguaito com pseudoleucita. Amostra T-300. Nicóis paralelos à esquerda e cruzados a direita. Observar contato matriz com coroa de agregado de feldspato alcalino e nefelina o envolvendo núcleo de leucita preservado.



Fotomicrografia 3 -Tinguaito com pseudoleucita. Amostras T-357. Nicóis paralelos à esquerda e cruzados a direita. Observar pseudoleucita em formato pseudo-hexagonal (abaixo) e irregular (acima), ambas totalmente substituídas por agregados de feldspatos alcalino e nefelina. Também microfenocristal idiomórfico de feldspato alcalino e sub-idiomórfico de clinopiroxênio.

2. Tinguaito com minerais do grupo da sodalita

Amostras: T-3, T-6, T-238 e T-640

Estas rochas podem ser subdivididas em dois grupos texturais, sendo uma de textura mais fina (Fotomicrografias 4 e 5), composta por matriz fina e microfenocristais, e com matriz mais grossa (Fotomicrografias 6 e 7), mas também contendo microfenocristais.

No caso do primeiro podem-se incluir as amostras T-3 e T-640. Para estas a matriz muito fina (0,05-0,1mm) compõem cerca de 95% do volume da rocha. Esta é composta predominantemente por feldspatos alcalino e nefelina (ambos granulares), dificilmente distinguíveis, correspondendo a mais de 80% da matriz, o restante é composto por cristais de clinopiroxênio (pleocroico em tons de verde) e minerais opacos. O índice de cor para estas amostras esta em torno de 20% sendo, portanto, leucocráticas. Análises de microsonda em um único microfenocristal de feldspato presente em T-3 mostra que estes se tratam de feldspatos potássicos, também há análise de uma nefelina da matriz (mais detalhes no capítulo de química mineral). Como fase acessória a traço, há também na matriz a presença de hainita (incolor, poiquilitica, extinção reta, $\sigma=0,10$). A textura da rocha é quase afírica (sem fenocristais, ou muito pequenos). Na matriz, a textura é tinguaitica.

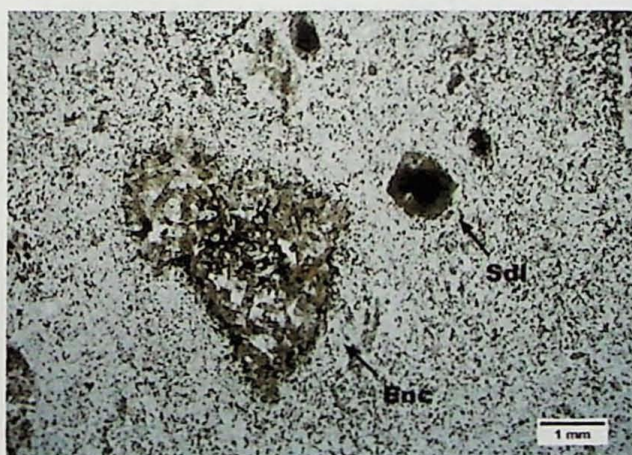
Os microfenocristais são do grupo da sodalita (características ópticas e pela química mineral). Doravante serão genericamente chamados de sodalita (ver capítulo

de química mineral). Estes possuem dimensões em torno de 1mm dispostos em formas pseudo-hexagonais ou irregulares e sempre aparecem com diversas inclusões de minerais opacos granulares (inferiores a 2,5 μm ; Fotomicrografia 5) e birrefringência extremamente baixa ($\sigma=0,002$).

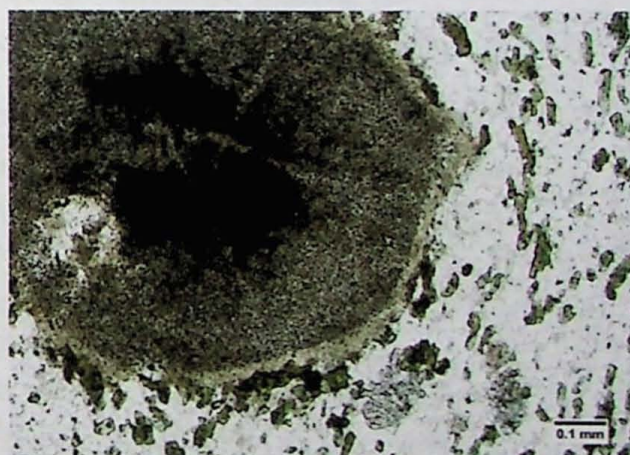
Há na amostra T-3 a presença de um enclave, uma estrutura de forma irregular composta por feldspato, nefelina, um clinopiroxênio e um mineral não identificado (prismático e pleocroico em tons alaranjados), todos mais grossos que a matriz (~0,3mm).

Nas amostras T-6 e T-238 a matriz é mais grosseiras, sendo a granulometria média de 0,3mm. Os minerais predominantes são feldspatos alcalinos (~65%), nefelinas (~15%) e clinopiroxênio (~10%; pleocroico em tons de verde). Como fases acessórias são encontradas titanita, hainita e minerais opacos. Nestas amostras é mais frequente a presença de minerais sub-idiomórficos ou idiomórficos na matriz. As sodalitas encontradas são comumente mais irregulares, mas atingindo dimensões de até 2mm.

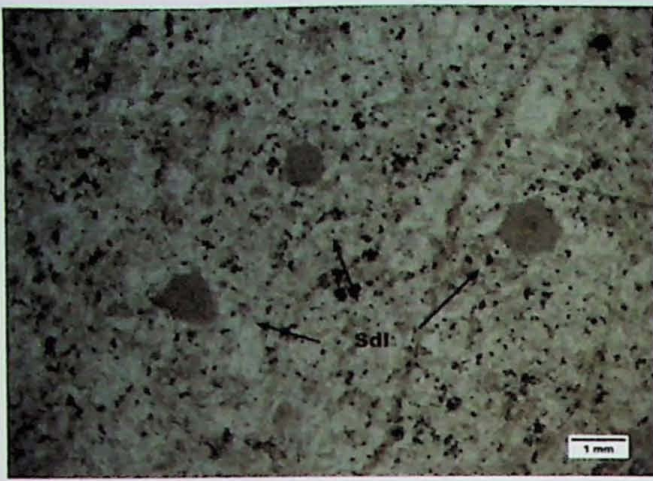
Em ambos os subgrupos a inexistência de outros minerais no interior da sodalita, além de seu tamanho no mínimo 6x maior que os demais, sugerem que esta começou a cristalizar antes que os demais minerais da matriz. A granulação muito fina dos minerais e a praticamente ausência de microfenocristais na matriz, sugerem uma cristalização rápida. Apesar disto, não há a formação de vidro, sendo a rocha holocristalina.



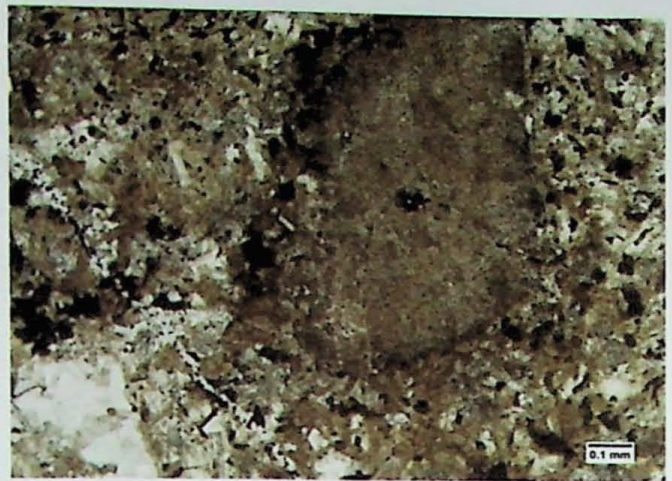
Fotomicrografia 4 – Tinguaito com minerais do grupo da sodalita. Amostra T-3. Observar formato pseudo-hexagonal da sodalita (Sdl) e enclave em formato irregular. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 5 – Tinguaito com minerais do grupo da sodalita. Amostra T-6. Observar inclusões de minerais opacos no interior da sodalita. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 6 – Tinguaito com minerais do grupo da sodalita. Amostra T-238. Observar sodalitas (sdl) tanto em formato pseudo-hexagonal quanto irregular e matriz grosseira. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 7 – Tinguaito com minerais do grupo da sodalita. Amostra T-6. Observar sodalita (centro) em formato irregular e matriz grosseira. Nicóis paralelos.

3. Tinguaitos com pseudoleucita e minerais do grupo da sodalita

Amostra: T-356

Esta rocha é constituída por matriz muito fina (em média 0,1mm, mais de 70% do volume da rocha). Esta é composta predominantemente por feldspatos alcalino alcalinos (granulares a alongados) e nefelinas (granulares), ambos de difícil distinção, e clinopiroxênio (prismático, pleocroico em tons de verde). Como fase acessória também minerais opacos (granulares) e analcima (intersticial). O índice de cor é de 25%, caracterizando a matriz como leucocrática. A textura observada na matriz é a tinguaitica.

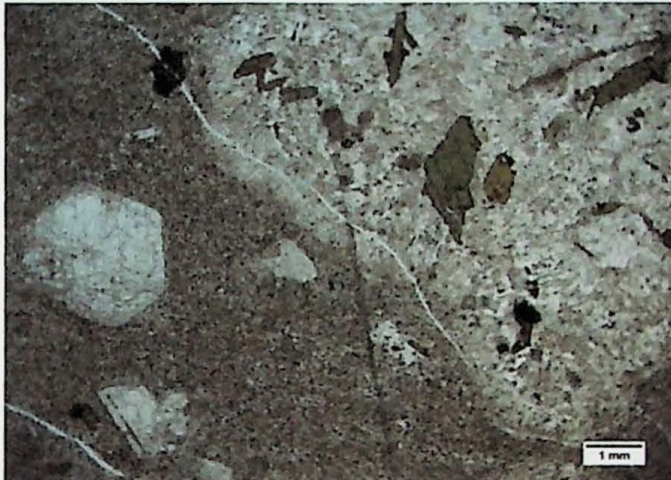
Os demais componentes da rocha que compõe os 30% da rocha são os microfenocristais (incluindo as sodalitas) e as pseudoleucitas.

Os microfenocristais mais comuns são os feldspatos alcalinos (os maiores, com até 7,0mm) e as sodalitas (até 1,0 mm; pseudo-hexagonais). Mais raramente também nefelina (3,0mm) clinopiroxênios (0,7 mm; esverdeados a acastanhados) titanita (0,7 mm).

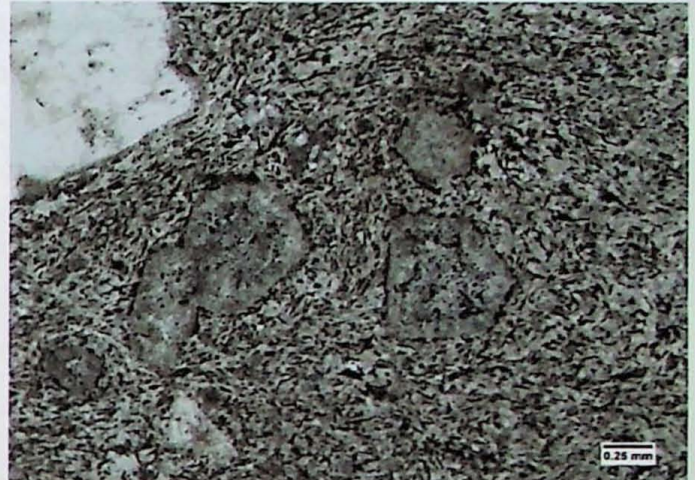
As pseudoleucitas aparecem em formatos irregulares, atingindo até 1,0 cm. Comumente apresentam inclusões de outros minerais como clinopiroxênio, titanita e minerais opacos (ver Fotomicrografia 8).

A ausência de inclusões nos microfenocristais de feldspato e nefelinas, assim como na nefelina, e seus tamanhos (os maiores), sugerem que estes sejam os primeiros minerais a cristalizar, seguido dos cristais de clinopiroxênio, titanita e

sodalita. A pseudoleucita, com grande quantidade de inclusões parece ter sido a última a cristalizar antes da matriz. Não há núcleo de leucita preservado nestas, o que sugere que o tempo necessário para a total recristalização para o agregado de feldspato alcalino e nefelina fosse atingido. A matriz fina sugere rápida cristalização, no entanto não há a formação de vidro, sendo a rocha holocristalina.



Fotomicrografia 8 – Tinguaitos com pseudoleucita e minerais do grupo da sodalita. Amostra T-356. Na porção direita da imagem, pseudoleucita em formato irregular com inclusões de clinopiroxênio. Na porção esquerda, microfenocristais de feldspato alcalino. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 9 - Tinguaitos com pseudoleucita e minerais do grupo da sodalita. Amostra T-356. Na porção central, sodalitas com formatos pseudo-hexagonais. Também microfenocristal de feldspato alcalino na porção superior esquerda. Nicóis paralelos.

4. Tinguaito com hainita

Amostra: T-2 e T-5

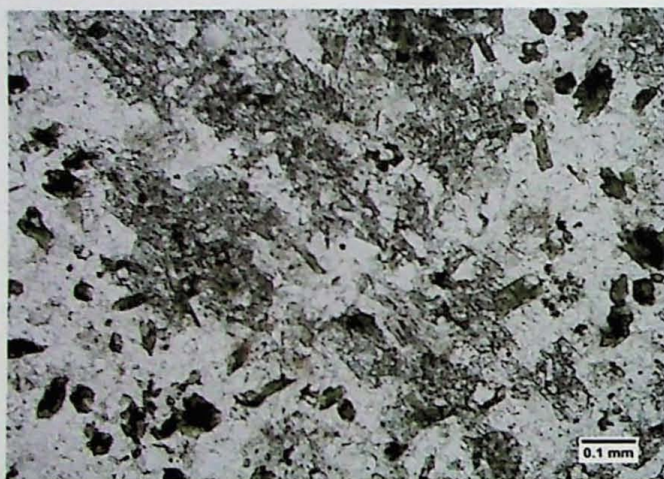
Estas rochas são predominantemente afíricas, possuindo por vezes algum microfenocristal de feldspato alcalino ou clinopiroxênio. A granulação é extremamente fina assumindo valores em torno de 0,05mm. O índice de cor é 15%, portanto, leucocrática.

Os principais minerais constituintes destas rochas são feldspatos alcalinos e nefelinas, ambos granulares e dificilmente distinguíveis, totalizando cerca de 80% da rocha. Em análise por meio de microsonda eletrônica em raros microfenocristais de feldspato e nefelina presentes em ambas as rochas (~0,3mm) foi determinado que os feldspatos se tratassem de feldspatos potássicos (ver capítulo de química mineral). O

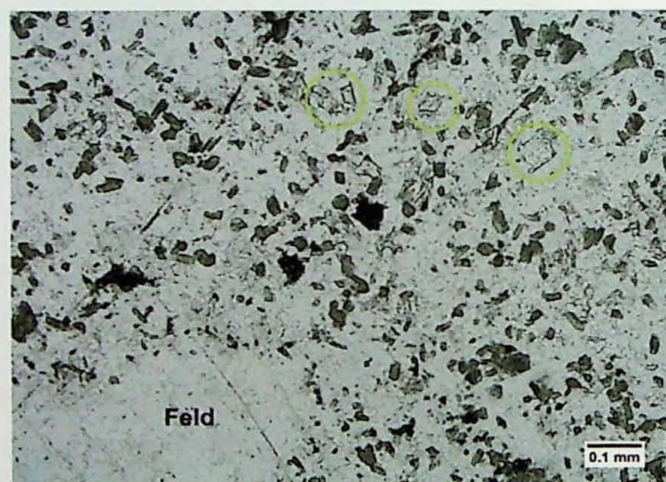
segundo minerais mais abundantes nestas rochas são os clinopiroxênios (pleocroicos em tons de verde) que aparecem granulares a sub-idiomórficos. Por análise de microsonda, estes foram caracterizados como diopsídio (microfenocristal) e egrina-augita (matriz) para as amostras T5 e T2, respectivamente. Como minerais traço aparecem opacos e analcima.

Nestas rochas a hainita (incolor, extinção reta, $\sigma=0,10$) aparece como mineral acessório de destaque, chegando a atingir valores em torno de 5% do volume da rocha. Na amostra T2 ela aparece poiquilítica em dimensões de mais de 1 mm, enquanto em T5 ela é granular e em dimensões médias de 0,05 mm (Fotomicrografias 10 e 11). Não há análise química para este mineral; o mesmo mineral aparece na amostra T-10 onde foi analisado e confirmado como hainita (ver capítulo de química mineral).

Salvo por raros microfenocristais, a matriz é de textura intergranular e constituída por minerais muito pequenos, o que sugere que o magma cristalizou rapidamente. Mesmo assim, não é evidente a presença de vidro, sendo a rocha holocristalina.



Fotomicrografia 10 – Tinguaito com hainita. Amostra T-2. Observar hainita poiquilítica (incolor de relevo alto) englobando minerais da matriz (feldspatos, nefelinas e clinopiroxênios). Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 11 - Tinguaito com hainita. Amostra T-5. Observar hainita granular (em destaque nos círculos amarelos). Feld: microfenocristal de feldspato alcalino. Nicóis paralelos.

5. Tinguaito rico em silicatos de metais raros

Amostra: T-10 e T-107.15

Estas rochas são predominantemente afíricas, possuindo no mínimo 3 silicatos de metais raros. A granulação é muito fina assumindo valores entre 0,05 e 0,20 mm. O índice de cor é em torno 15%, portanto, leucocrática. Ambas as amostras possuem hainita, MNI-I e MNI-II (minerais não identificados) como silicatos de metais raros, a amostra T-10 ainda possui lamprofilita.

Os minerais principais nestas rochas são os feldspatos alcalinos e as nefelinas, ambos granulares, dificilmente distinguíveis, totalizando entre 75 e 80% do volume da rocha. Os clinopiroxênios são os minerais máficos mais importantes, atingindo cerca de 15% em volume, este no geral são sub-idiomórficos a granulares e possuem pleocroísmo em tons de verde. Em análise química de clinopiroxênios da amostra T-10, foi constatado que estes se tratam de egirina-augita. Minerais opacos e analcima (intersticial) aparecem como minerais traços.

A hainita (incolor, poiquilítica, extinção reta, $\sigma=0,10$) é o mineral acessório mais abundante nestas rochas estando entre 2 e 4% em volume, com dimensões de até 0,1 mm. Análise de microsonda eletrônica confirma a presença do mineral na amostra T-10 (ver capítulo de química mineral).

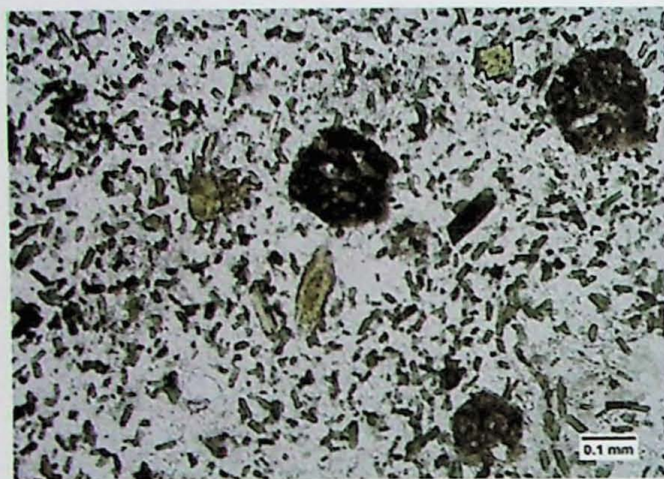
Os demais minerais acessórios atingem valores máximos de 2% em volume cada.

O MNI-I (mineral não identificado I) é pleocroico em tons de vermelho a quase opaco, é poiquilítico, possuem relevo moderado, extinção heterogênea, e birrefringência altíssima não havendo mudança de coloração significativa com a inserção do polarizador. Há análise de microsonda eletrônica para este mineral na amostra T-10 (ver capítulo de química mineral; Fotomicrografias 13 e 14).

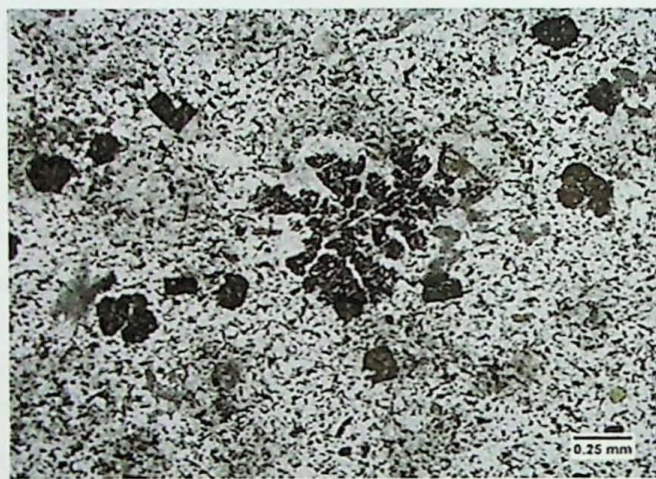
O MNI-II é pleocroico em tons de verde claro a escuro, é poiquilítico, possuem relevo moderado, extinção heterogênea, e birrefringência altíssima não havendo mudança de coloração significativa com a inserção do polarizador. Seu diâmetro médio é de 0,2 mm em formas que parecem pseudo-hexagonais a irregulares. Há análise de microsonda eletrônica para este mineral na amostra T-10 (ver capítulo de química mineral; Fotomicrografias 12, 13 e 14).

Na amostra T-10 também há presença de lamprofilita (ver capítulo de química mineral). Esta aparece sub-idiomórfica a idiomórfica em forma prismáticas, possui pleocroísmo em tons intensos de amarelo, birrefringência em tons de segunda ordem ($\sigma=0,03$) e possui extinção reta (ou muito próximo disto). Suas dimensões média estão em torno de 0,2 mm (Fotomicrografia 12).

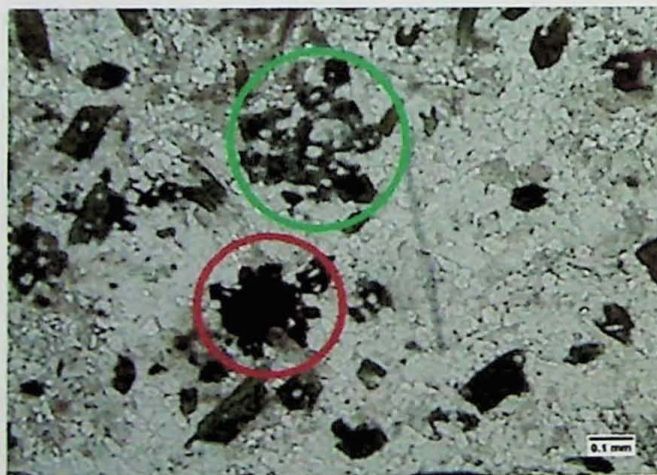
A textura afírica e a granulação muito fina destas rochas sugere que estas cristalizaram rapidamente. A hainita e os MNI-I e MNI-II, são poiquilíticas, o que sugere que foram os últimos minerais a cristalizarem em fases mais tardias. Rocha holocristalina.



Fotomicrografia 12 – Tinguaito rico em silicatos de metais raros. Amostra T-10. Observar lamprofilita (mineral amarelo intenso na porção central da imagem) e MNI-II (mineral verde escuro em formato pseudo-hexagonal). Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 13 - Tinguaito rico em silicatos de metais raros. Amostra T-10. Observar MNI-I (mineral poiquilítico em coloração escura no centro da imagem). Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 14 - Tinguaito rico em silicatos de metais raros. Amostra T-10. Observar MNI-I (destacado em vermelho) e MNI-II (destacado em verde). Nicóis paralelos.

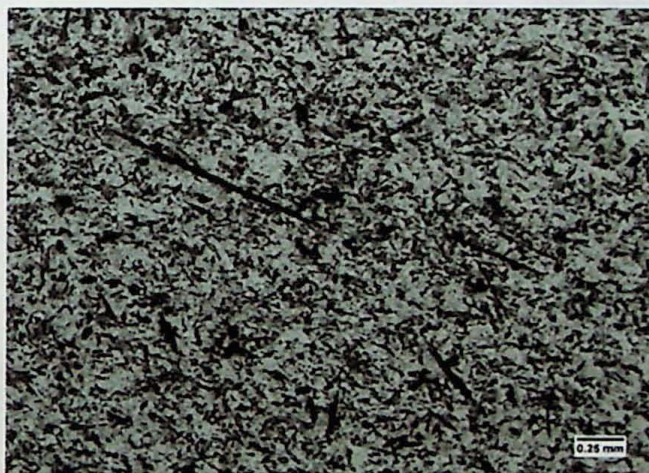
6. Tinguaito com mineral acicular não identificado

Amostra: T-7

Esta rocha é predominantemente afírica de granulação muito fina (0,04mm). É composta predominantemente feldspatos potássicos (ver capítulo de química mineral) e nefelinas, ambos granulares chegando a compor 75% do volume da rocha. O índice de cor é em torno 15%, portanto, leucocrática que é composto predominantemente por egrinas (ver capítulo de química mineral) granulares a prismáticos.

Como fases acessórias há minerais opacos (granulares a xenomórficos) e MNI-III, que é acicular (1,00x0,05mm), possui coloração amarronzada, birrefringência muito alta não havendo mudança de coloração significativa com a inserção do polarizador e extinção reta (ou muito próximo disto; Fotomicrografia 15).

A rocha é constituída por minerais comumente granulares e muito pequenos (textura intergranular), o que sugere que o magma cristalizou rapidamente. Mesmo assim, não é evidente a presença de vidro, sendo a rocha holocristalina.



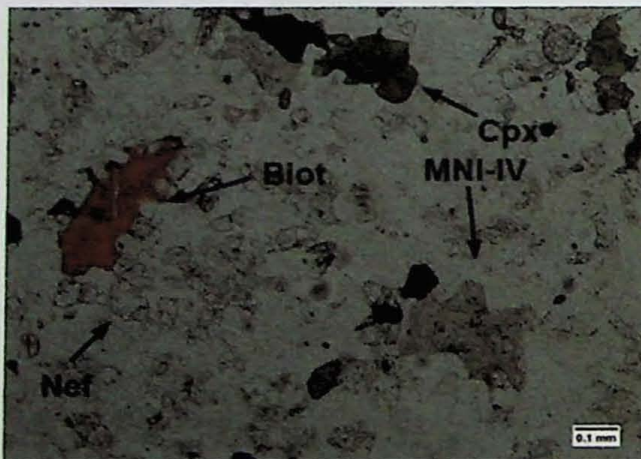
Fotomicrografia 15 – Tinguaito com mineral acicular não identificado. Observar MNI-III (acicular de cor amarronzada). Nicóis paralelos.

7. Tinguaito com biotita

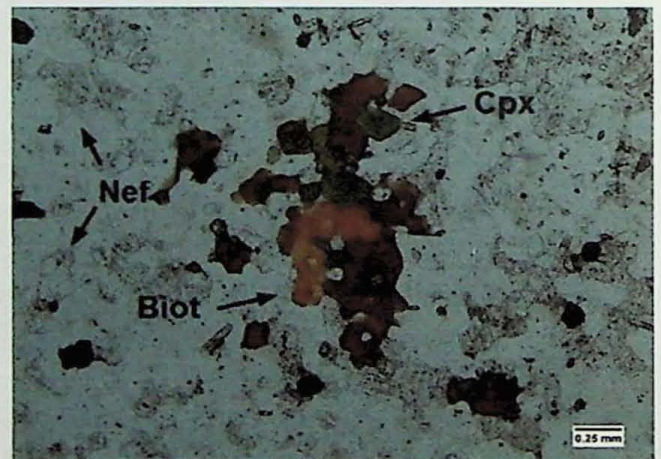
Amostra: T-645

Esta rocha é afírica com granulação muito fina (0,4mm). É composta predominantemente por feldspatos alcalinos (40% em volume; granulares, e raramente tabulares; por vezes geminado, Carlsbad; 0,4 mm) e nefelinas (25%; granulares; 0,1 mm). O mineral máfico mais importante é o clinopiroxênio (10%; pleocroico em tons de verde; granular; 0,2 mm) seguido da biotita (5%; placoide; clivagem bem marcada; pleocroica em tons de castanho; 0,2 mm; Fotomicrografias 16 e 17). Há diversos minerais acessórios que atingem no máximo 4% em volume, como os minerais opacos (granulares a xenomórficos), a titanita (granular; levemente pleocroica em tons de castanho) e o MNI-IV (intersticial; birrefringência anômala próxima de valores muito baixos; extinção anômala; lembra a alteração de uma nefelina; pode atingir até 1,5 mm em formas irregulares). O índice de cor é de 15% (leucocrática).

A matriz é constituída por minerais comumente granulares e muito pequenos, o que sugere que o magma cristalizou rapidamente. Mesmo assim, não é evidente a presença de vidro, sendo a rocha holocristalina. O MNI-IV parece ser tardio, uma vez que aparece intersticial.



Fotomicrografia 16 – Tinguaito com Biotita. Amostra T-645. Biot: Biotita; Nef: Nefelina; Cpx: Clinopiroxênio; MNI-IV: Mineral Não Identificado – IV. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 17 – Tinguaito com Biotita. Amostra T-645. Biot: Biotita; Nef: Nefelina; Cpx: Clinopiroxênio. Nicóis paralelos.

8. Tinguaito com astrofilita

Amostra: T-228

Esta rocha é afírica com granulação extremamente fina (12,5 μm). É composta predominantemente por feldspatos alcalinos e nefelinas sendo ambos granulares e dificilmente distinguíveis, compondo mais de 60% do volume da rocha. Há outros dois minerais formadores de rocha muito importantes, sendo um deles um mineral opaco que aparece granular com dimensões que variam pouco de 0,03 mm. O outro, que chega a compor 15% do volume da rocha, com características ópticas de astrofilita, um mineral comumente granular e por vezes sub-idiomórfica tendendo a formas alongadas. O pleocroísmo em tons de amarelo claro a alaranjado forte, extinção reta ao prisma (ou muito próximo disso), $\sigma=0,050$ e $2V_x$ muito alto (~ 80), com dimensões que variam pouco em torno de 7,5 μm (Fotomicrografia 18). É uma rocha leucocrática, com índice de cor de 20%.

Há um mineral acessório (máximo 5%) que de acordo com suas características ópticas, pode ser catapleita. Este aparece em agregados de hábito fibroso com cores em tons de castanho ou incolor e birrefringência de 0,036. Este mineral aparece em dimensões de até 0,2 mm.

A matriz é de textura intergranular e constituída por minerais muito pequenos marcados pela textura extremamente fina; sugere que o magma cristalizou rapidamente. Mesmo assim, não é evidente a presença de vidro, sendo a rocha holocristalina.



Fotomicrografia 18 - Tinguaito com astrofilita. Amostra T-228. Minerais granulares de coloração alaranjada são provavelmente astrofilita. Destaque para mineral incolor na forma de agregado na porção central da imagem, possivelmente catapleita. Nicóis paralelos.

9. Tinguaito com fenocristais

Amostra: T-1 e T-295

Estas rochas são compostas por matriz muito fina a extremamente fina (0,075-0,1 mm) que compõe até 90% do volume da rocha, e fenocristais de diversos minerais que podem atingir até 2,5 mm (25x maiores que a matriz).

A matriz possui textura tinguaitica composta predominantemente por feldspatos alcalinos e nefelinas, ambos predominantemente granulares (0,075mm) a alongados (0,1x0,03mm) totalizando cerca de 65% do volume da matriz e clinopiroxênios (pleocroicos em tons de castanho e verde) em formatos aciculares a prismáticos (30%; 0,1-0,01mm). Minerais opacos aparecem como fase acessória (irregulares) com dimensões máximas de 0,1mm. O índice de cor, de 35%, caracteriza a rocha como leuco- a mesocrática.

Os fenocristais são diversos. Predominam alcalinos (potássicos, ao menos para T-1; ver capítulo de química mineral) seguido de clinopiroxênios (diopsídio em T1) e nefelinas. Também biotitas e titanitas.

No caso da amostra T-1 (ver Fotomicrografia 19), que se trata de um dique infere-se que um líquido magmático inicial estava em processo de cristalização em temperaturas que permitissem o crescimento de fenocristais até o momento em que é forçado a intrudir uma rocha encaixante mais fria (no caso o nefelina-sienito da Pedreira da Prefeitura), forçando uma cristalização rápida como indicado pela matriz muito fina.

A amostra T-295 (ver Fotomicrografia 20), apesar de não se tratar de um dique, também preserva a mesma história, de cristalização em temperaturas mais elevadas e desenvolvimento de megacristais e posteriormente queda brusca de temperatura forçando a rápida cristalização do líquido que deu origem a matriz muito fina.



Fotomicrografia 19 – Tinguaito com fenocristais. Amostra T-1. Em destaque fenocristais de feldspato alcalino, clinopiroxênio, biotita e titanita. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 20. Tinguaito com fenocristais. Amostras T-295. Em destaque fenocristais de feldspato alcalino e clinopiroxênio. Nicóis paralelos.

10. Tinguaito com textura brechoide

Amostra: T-107.3

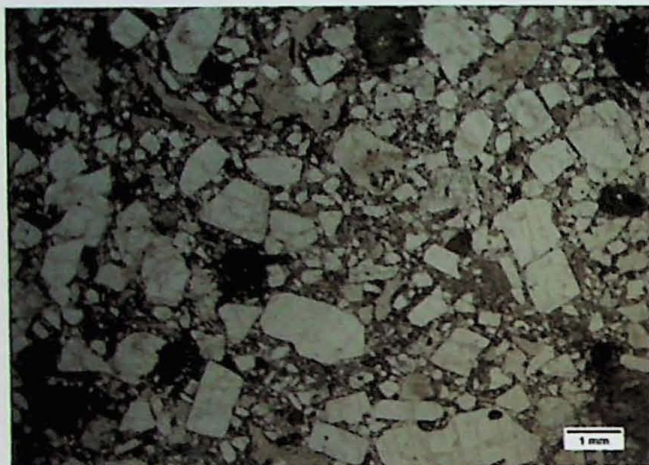
Esta rocha mostra textura que lembra a de uma brecha vulcânica, em que há uma matriz muito fina envolvendo cristais de tamanhos variados (inequigranular seriado) com formas angulosas (ver Fotomicrografia 21). Esta rocha também apresenta contato com outra rocha (enclave), completamente diferente, textural e mineralogicamente (ver Fotomicrografia 22).

A matriz é extremamente fina (12,5 μm) e é composta predominantemente por cristais granulares indistinguíveis, uma associação de feldspatos alcalinos e nefelina (visto a composição dos fenocristais), somando cerca de 80% do volume da matriz. Os minerais distinguíveis são os clinopiroxênios (pleocroicos em tons de verde) que aparecem em formas prismáticas (eixo maior com até 0,1 mm) ou aciculares (25x2,5 μm), sendo o mineral máfico predominante e minerais opaco granulares (diâmetro médio de 12,5 μm). O índice de cor é de 20% caracterizando a matriz como leucocrática. Não há vidro na matriz, sendo assim, a matriz é holocristalina.

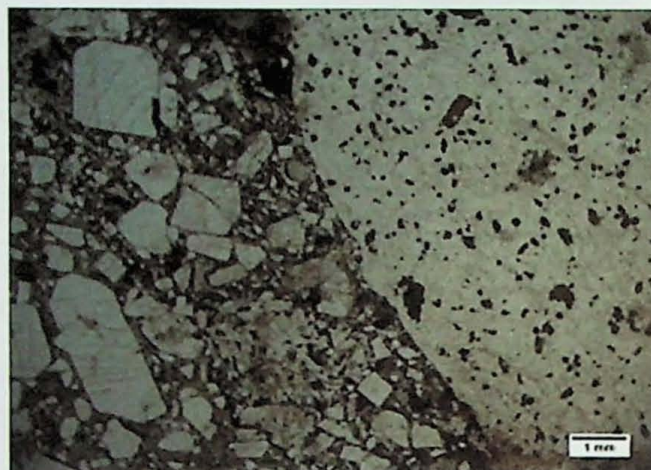
Os fenocristais possuem composição mineralógica restrita a feldspatos alcalino, nefelinas e clinopiroxênios. Os feldspatos compõem cerca de 90% dos fenocristais, sendo estes predominantemente tabulares, mas também em formas irregulares que parecem produto de quebras. Suas dimensões variam de 0,1 a 2,5 mm, sendo que os cristais maiores, por vezes, aparecem geminados (tipo Carlsbad). Os clinopiroxênios totalizam cerca de 8% dos fenocristais, ocorrendo predominantemente em formas irregulares de até 1,0 mm, também possuem pleocroísmo em tons de verde a verde acastanhado e extinção oblíqua. Os fenocristais restantes são raros cristais em formas irregulares de nefelina que atingem até 1,5 mm, possuindo clivagens bem marcadas em uma das direções do cristal.

A rocha do enclave, com textura brechoide, é uma rocha afírica muito fina (0,1-0,6 mm). É composta por feldspatos e nefelinas granulares (0,1-0,6 mm), indistinguíveis, compondo cerca de 80% do volume da rocha. Há um clinopiroxênio que é o mineral máfico mais importante da rocha, chegando a compor 15% do volume desta. Estes aparecem predominantemente em forma irregulares (até 0,3 mm) e possuem pleocroísmo variando em tons de verde. Como fase acessória há a presença de minerais opacos, titanita, hainita e minerais do grupo da sodalita.

As características texturais descritas acima mostram que as rochas possuem histórias de cristalização distintas. A primeira parece ter iniciado a cristalização em condições que permitiram a cristalização de megacristais (talvez em profundidade) e em seguida levados para condições sub-superficiais. As formas irregulares dos cristais sugerem possivelmente atrito e quebra o que pode ser atribuído a um processo rápido de ascensão. Em condições sub-superficiais, então, a matriz cristaliza rapidamente. A rocha do enclave, afírica e em contato regular com a rocha anterior, sugere que diferença de temperatura entre elas não permitiu associação de conteúdo (mistura).



Fotomicrografia 21 – Tinguaito com textura brechoide. Amostra T-107.3. Destaque para cristais de feldspatos alcalinos em tamanhos diversos e formatos irregulares. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 22 - Tinguaito com textura brechoide. Amostra T-107.3. Destaque para cristais de feldspatos alcalinos em tamanhos diversos e formatos irregulares na porção esquerda em contato com rocha afírica. Nicóis paralelos.

11. Fonolitos

Amostras: T4, T-8 e T-9

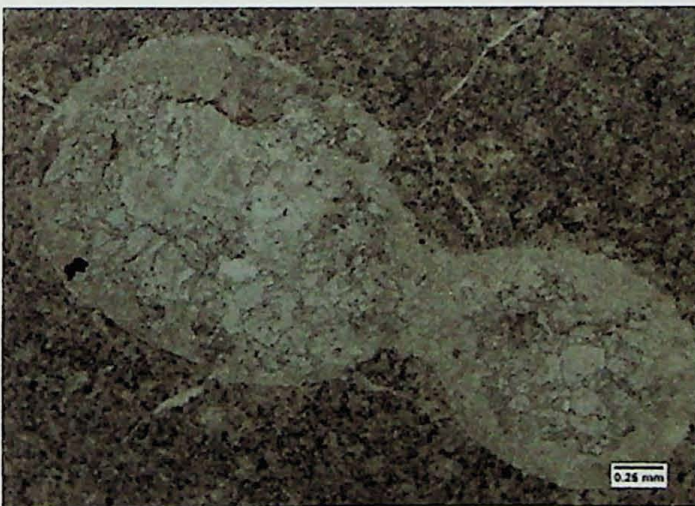
Estas rochas são predominantemente afíricas e extremamente finas (12,5-25,0 μm). São compostas predominantemente por cristais granulares indistinguíveis que se tratam provavelmente de uma associação de feldspatos alcalinos e nefelina (como sugerido por cálculo normativo; ver capítulo de química de rochas), que chega a compor mais de 85% do volume da rocha. Há minerais escuros, também de difícil distinção que são, aparentemente clinopiroxênios (pleocroicos em tons escuros) e minerais opacos, ambos granulares. Como fase acessória também pode ocorrer a presença de carbonatos. O alto grau de alteração destas rochas contribui para a dificuldade de distinção dos minerais. O índice de cor é de 15%, ou menos, caracterizando estas rochas como leucocráticas. Não há vidro na matriz, sendo assim,

holocristalina. Há raros microfenocristais, como o diopsídio analisado em T-5 (ver capítulo de química mineral).

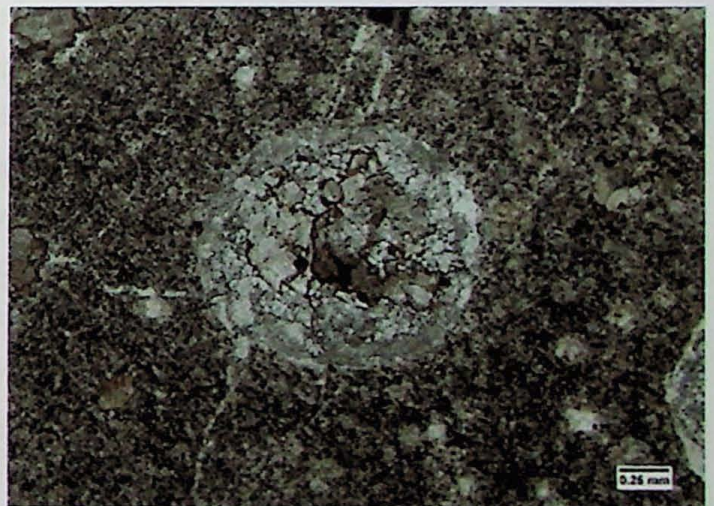
A amostra T-9 apresenta carbonatos em estruturas de contornos equidimensionais-ovoidais a subcirculares (vesiculares), com dimensões que variam de 0,125 mm até 1,90 mm. O relevo, como tradicionalmente ocorre em carbonatos, varia de acordo com a posição da platina. Nota-se a presença de minerais incolores isótopos como inclusões nos carbonatos. Em análise de microsonda eletrônica, o carbonato é reconhecido como calcita. As estruturas podem ser atribuídas simplesmente a vesículas de gases presentes no magma, posteriormente preenchidas por calcita ou, alternativamente, estruturas de desmisturas (?) de magmas carbonatíticos a partir de magmas feldspáticos (ver discussão no capítulo de química mineral; Fotomicrografias 23 e 24)

É comum a presença de venulações compostas por minerais opacos (provavelmente óxidos e/ou hidróxidos de ferro; origem intempérica?) cortando estas rochas (Fotomicrografias 25 e 26).

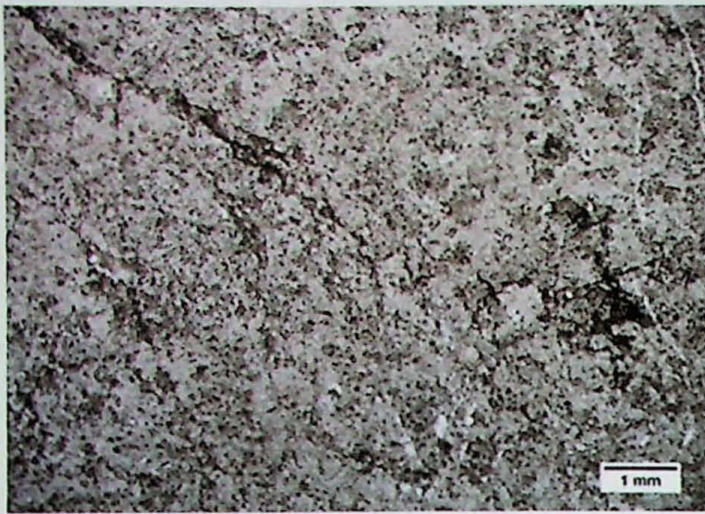
A textura extremamente fina destas rochas, e ausência quase que completa de microfenocristais, sugere que estas rochas cristalizam em condições subsuperficiais a superficiais.



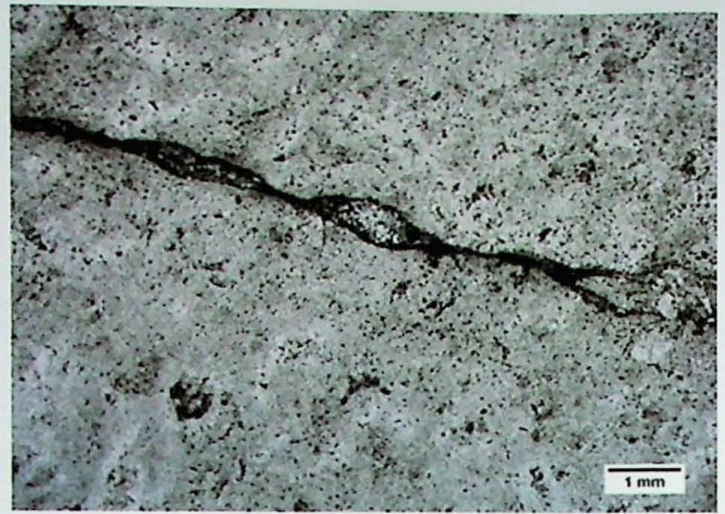
Fotomicrografia 23 – Fonolito. Amostra T-9. Destaque de estrutura globular carbonática, Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 24 - Destaque de estrutura globular carbonática, Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 25 – Fonolito. Amostra T8. Destaque para textura afírica e venulação na porção superior esquerda.



Fotomicrografia 26 - Fonolito. Amostra T4. Destaque para textura afírica e venulação na porção centra.

12. Comentários

Alguns comentários podem ser feitos a partir análise das rochas descritas:

- a) A predominância de tinguaitos afíricos, ou por vezes com raros microfenocristais, indica que estes magmas intrudiram como líquidos quentes as rochas frias do embasamento em ambiente subvulcânicos, resultando em rápida cristalização (*quenching*) no local da intrusão;
- b) Alguns grupos de tinguaitos, com os com fenocristais (ver grupo 9), com pseudoleucita e/ou minerais do grupo da sodalita (ver grupos em 1, 2 e 3.), além do com textura brechoide (ver grupo 10), indicam cristalização mais complexa, sendo esta composta por mais de uma fase de cristalização;
- c) Assim como os nefelina-sienitos, os tinguaitos aparentemente também apresentam grandes diferenças composicionais (Pelo menos, em termos de elementos traços). Há tinguaitos claramente agpaíticos (de acordo com Sørensen, 1997 em contraposição a Sørensen, 1979, que classificaria, por exemplo, T-10 como miasquítica; ver discussão sobre o tema “rocha alcalina” no capítulo correspondente) caracterizados, por exemplo, pela presença de silicatos de metais raros como os apresentados nos grupos 4, 5 e 8 e tinguaitos claramente miasquíticos como o tinguaito com biotita. A grande variedade composicional de tinguaitos vem a sugerir que os líquidos que geraram os nefelina-sienitos possivelmente fossem também, muito variados.

DOAÇÃO _____

IGC-USP

Data: 09/04/14

