

CARACTERÍSTICAS DOS PRINCIPAIS TIPOS PETROGRÁFICOS

C. B. Gomes e E. Ruberti

Resumo

Este capítulo tem por objetivo a descrição geral dos diversos tipos de rochas alcalinas silicáticas associadas espacialmente às ocorrências carbonatíticas. Procura situar geograficamente os principais afloramentos dessas rochas, de modo a ter-se uma visão mais abrangente do magmatismo carbonatítico cretácico que atingiu a porção meridional da Plataforma Brasileira.

6.1. Carbonatitos

Como descrito com maiores detalhes no capítulo 2, os carbonatitos cretácicos apresentam grande variação no modo de ocorrência, desde corpos maiores (*stocks* e principalmente *plugs*) até diques e pequenos veios, e na granulação que grada de fina a grossa. A textura é também variável: equi a inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, ou mesmo seriada. A mineralogia se mostra extremamente diversificada, em especial em relação às fases secundárias e de alteração. Os carbonatitos destacam-se ainda por serem portadores de acessórios raros e de composição química complexa, com ETR e outros elementos como Nb, Ti, Zr, Th, U, F. Adicionalmente, estão em geral associados a rochas alcalinas silicáticas, caracterizadas por notável heterogeneidade química e mineralógica.

6.2. Rochas Silicáticas

Aqui estão incluídas principalmente as rochas cumuláticas, cujo papel na evolução de número expressivo de complexos carbonatíticos é tido como da maior importância. As silicáticas são representadas por amplo espectro de tipos petrográficos desde ultrabásicas (dunitos, peridotitos, clinopiroxenitos, glimmeritos, bebedouritos, foscoritos, kamafugitos, kimberlitos, picritos, lamproítos) a básicas (rochas gábricas da série melteigito-ijolito-urtito) e a intermediárias (notadamente variedades de afinidade sienítica, nefelina sienitos e sienitos, além de fenitos), juntamente com rochas de granulação fina que afloram na forma de pequenos diques no interior dos complexos alcalino-carbonatíticos ou penetrando as encaixantes regionais. Dentre as rochas de diques são mais abundantes as sieníticas (traquitos, fonolitos, traquifonolitos) e de modo subordinado as lamproílicas (camptonitos, monchiquitos, minettes).

6.2.1. Rochas Ultrabásicas

6.2.1.1. Dunitos

Jacupiranga é a ocorrência mais significativa dessas rochas, que ocupam quase toda a porção norte do complexo homônimo, com área total de 65 km². Ao lado de clinopiroxenitos (jacupiranguitos), representam até 70% dos afloramentos. Citações na literatura apontam para

a presença de dunitos em distritos carbonatíticos da região do Alto Paranaíba, como Catalão I, Salitre, Serra Negra e Tapira. Rodrigues e Lima (1984) mencionam também a ocorrência de *mica peridotitos* nesses complexos e, especificamente, de dunitos serpentinizados (serpentinitos) em Serra Negra. Em geral, os dunitos exibem evidências de intensa alteração intempérica, de modo que afloramentos de rochas frescas são escassos ou mesmo inexistentes. Amostras de testemunhos de sondagem indicam que eles são de composição homogênea, cor verde-escura, granulação fina a grossa e que são cortados por veios e diques de carbonatos de espessura milimétrica a centimétrica. O intemperismo e a serpentinação em maior ou menor grau obliteraram completamente a textura original dessas rochas, hoje caracterizadas pela presença de um emaranhado de veios irregulares compostos principalmente de serpentina e opacos que envolvem os cristais remanescentes de olivina. Olivina forsterítica, alterada parcial ou totalmente em crisotila, é o principal mineral *cumulus* dos dunitos e, no caso particular de Jacupiranga (Beccaluva *et al.*, 2017), os demais constituintes identificados na assembleia *intercumulus* incluem espinélios e clinopiroxênio, ambos contendo Cr₂O₃ na composição (respectivamente, magnetita titanífera com o componente cromita variando de 26,3% a 43,7% molar e diopsídio com teor de Cr₂O₃ de até 1,2% em peso), flogopita, perovskita, ilmenita, anfibólio cálcico (edenita), hidróxidos de ferro e carbonatos em quantidades variáveis. Ainda em Jacupiranga, wehrlitos são encontrados localmente na forma de pequenos blocos.

6.2.1.2. Clinopiroxenitos

A exemplo dos dunitos, essas rochas têm sua maior área de exposição superficial no complexo de Jacupiranga. Ali, os clinopiroxenitos (descritos pela primeira vez como jacupiranguitos por Derby, em 1891) cobrem quase inteiramente as partes central e meridional da intrusão. Estão igualmente presentes na ocorrência carbonatítica vizinha de Juquiá, representados por adcumulatos a mesocumulatos de olivina clinopiroxenitos, que dividem com gabros alcalinos ricos em olivina, presentes na forma de uma pequena lente na porção setentrional do complexo, a sua maior área de afloramentos. Contudo, rochas piroxeníticas são também comuns em outras regiões do País, como na Sul (Anitápolis) ou ainda na Centro-Oeste (Catalão II, Morro do Engenho, Salitre, Serra Negra, Tapira), bem como em Cerro Sarambí, no Paraguai. Em algumas ocorrências como Anitápolis, essas rochas cumuláticas deixam por vezes de ser uniminerálicas para mostrar enriquecimento em outros constituintes, como mica, apatita e magnetita, caracterizando, assim, tipos petrográficos como magnetita-biotita clinopiroxenitos e apatita-clinopiroxênio biotititos, individualizados no mapa geológico da figura 3.7. Essas variações, frutos principalmente da associação de alguns pares de minerais (apatita-flogopita, apatita-magnetita, apatita-clinopiroxênio, apatita-perovskita, magnetita-perovskita etc.), são também reconhecidas em outros complexos, como o de Catalão II, com Machado Jr. (1991) citando a existência de cumulatos de clinopiroxênio apatititos e magnetita apatititos. Em geral, os clinopiroxenitos possuem textura cumulática (adcumulatos a mesocumulatos em Juquiá, cf. Beccaluva *et al.*, 1992), estrutura às vezes bandada e granulação variável de média a grossa (pegmatoide), com clinopiroxênio (diopsídio a augita) aparecendo como principal mineral *ortocumulus* e, subordinadamente, olivina forsterítica, mica (sobretudo terriflogopita), apatita e magnetita em alguns complexos. As fases *intercumulus* mais comuns são opacos (magnetita titanífera, ocasionalmente com lamelas de exsolução de ilmenita), mica (biotita e flogopita), perovskita, anfibólio de composição variável, apatita, titanita, sulfetos e carbonatos cálcicos a magnesianos. Ainda em Jacupiranga, os clinopiroxenitos (jacupiranguitos) foram alterados metassomaticamente por fluidos ricos em

H₂O e CO₂ emanados do magma carbonatítico, dando lugar à formação de estruturas bandadas concêntricas, enriquecidas variadamente em minerais silicáticos (anfíbólio, flogopita e olivina) e carbonáticos, e descritas com riqueza de detalhes por Morbidelli *et al.* (1986).

6.2.1.3. *Glimmeritos*

Os glimmeritos têm como ocorrências mais expressivas os complexos carbonatíticos de Anitápolis, Ipanema e, mais particularmente, aqueles situados na região do Alto Paranaíba, com destaque para os de Catalão, nos quais essas rochas adquirem importância econômica como depósitos de vermiculita (Carvalho e Bressan, 1997; Biondi, 2005). Veios glimmeríticos estão também presentes no complexo de Cerro Sarambí, no Paraguai, sendo que Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a, 2014a) reportaram idades Ar-Ar determinadas em concentrados de biotita dessas rochas (Figura 2.5). Na literatura brasileira, os glimmeritos são também referidos como *biotititos* ou *flogopititos*, em função da natureza e do modo de formação do mineral micáceo. Muito comumente, essa litologia está associada geneticamente a processos metassomáticos que afetaram rochas piroxeníticas em contato com carbonatíticas, sendo flogopita o mineral resultante da transformação dos cristais de clinopiroxênio (Machado Jr., 1991). Em Ipanema, evidências de campo e dados provenientes de testemunhos de sondagem sugerem que a parte central do complexo é dominada por glimmeritos, com presença secundária de shonkinitos, que também se apresentam na forma de diques cortando as alcalinas associadas e as encaixantes regionais, clinopiroxênio glimmeritos e rochas dioríticas a sieníticas formadas por fenitização (Born, 1975, 1989; Guarino *et al.*, 2012). A maior parte desse conjunto é cortada por diques de lamprófiros e por uma complexa rede de veios e diques ricos em clinopiroxênios e anfibólios sódicos, apatita e carbonatos. Os glimmeritos são rochas de cor marrom-escura e granulação média a grossa, por vezes cumuláticas, brechadas e de textura comumente hipidiomórfica. Contudo, em alguns complexos, como o de Araxá, Traversa *et al.* (2001) descreveram típica textura inequigranular, como resultado da presença de cristais maiores ou de agregados de mica, que varia em composição de flogopita a tetraferroflogopita. Os glimmeritos são frequentemente penetrados por carbonatitos. Flogopita é a principal fase *cumulus* dos glimmeritos e, excepcionalmente, seu único constituinte. Em menor proporção estão presentes olivina e clinopiroxênio, em geral na condição de cristais reliquiais envolvidos completamente por minerais micáceos. Como minerais *intercumulus* são reconhecidos anfíbólio, apatita, magnetita, perovskita, titanita e opacos ao lado de carbonatos de formação intersticial.

6.2.1.4. *Bebedouritos*

Bebedouritos foram descritos pela primeira vez por Tröger (1928) no município de Bebedouro, no estado de Minas Gerais, para designar, como transcrito em Le Maitre (2002), variedade de piroxenito composta essencialmente de biotita e clinopiroxênio (egirina-augita), além de perovskita e opacos como acessórios. Por sua vez, Barbosa *et al.* (2012b) caracterizaram essas rochas como cumuláticas e compostas por proporções modais variáveis, ainda que em quantidades grosseiramente similares entre si, de diopsídio, apatita, magnetita, flogopita e uma fase cálcica-titanífera (perovskita e, em menor proporção, titanita e/ou granada rica em Ti). Outros minerais importantes na moda são olivina e feldspato alcalino junto às rochas, respectivamente, menos e mais evoluídas da suíte bebedourítica. Essa suíte é de presença exclusiva nos complexos carbonatíticos da região do Alto Paranaíba e tem em Salitre e Tapira as suas princi-

país áreas de exposição. Na literatura sobre Salitre, os bebedouritos foram descritos no passado como clinopiroxenitos, porém Barbosa (2009) demonstrou que em 65% deles a abundância em clinopiroxênio era inferior a 50% em volume. Testemunhos de sondagem foram decisivos para o maior conhecimento do complexo de Salitre e contribuíram para uma melhor definição no mapa geológico das principais zonas de ocorrência dos bebedouritos. Merecem registro pela abrangência e grau de detalhamento os trabalhos desenvolvidos por Barbosa (2009), fornecendo grande quantidade de informações geológicas e dados mineralógicos, petrográficos e geoquímicos, que complementaram pesquisas anteriores de Morbidelli *et al.* (1995b, 1997) em amostras de testemunhos de sondagem e de superfície provenientes de duas áreas localizadas nas porções SW e NE de Salitre I. Como admitido por Barbosa *et al.* (2012b) para as ocorrências vizinhas de Araxá e Catalão I, os bebedouritos foram transformados em rochas ricas em flogopita (glimmeríticas) por processos metassomáticos como resultado da ação de fluidos ou do magma carbonatítico. O mapa geológico de Salitre (Figura 3.12, cf. Barbosa, 2009) indica a presença de dois corpos independentes de bebedouritos: o primeiro, ocupando a porção centro-norte do complexo, é constituído por olivina-perovskita bebedouritos que circundam uma região de perovskita bebedouritos; o segundo, presente na sua porção centro-sul, é composto de bebedouritos ricos em clinopiroxênio, flogopita e melanita. Os bebedouritos são rochas de granulação variável de fina a grossa, raramente pegmatoides, e podem ocorrer como cumulos ou como diques penetrando as demais rochas alcalinas. Como evidenciado nos testemunhos de sondagem, exibem por vezes estrutura bandada ao lado de grande diversidade mineralógica. Barbosa (2009) distinguiu tipos petrográficos com e sem olivina e variedades agrupadas em função dos minerais cálcio-titaníferos dominantes (perovskita+titanita+melanita, titanita e titanita+melanita). Como fases *cumulus*, foram identificadas olivina e perovskita nas rochas com olivina, e clinopiroxênio (diopsídio) e subordinadamente perovskita nas sem olivina; já a assembleia mineralógica *inter-cumulus* inclui diopsídio, perovskita e flogopita em quantidades variáveis, magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita, apatita e mais raramente titanita, cromita e feldspato alcalino. As descrições petrográficas constantes do trabalho de Morbidelli *et al.* (1997) destacaram o fato de os minerais mais comuns das rochas ultramáficas de Salitre se caracterizarem pela grande variação em tamanho, quantidade, distribuição e forma. E, ainda, a exemplo de Haggerty e Mariano (1983) e Mariano e Marchetto (1991), chamaram a atenção para a ausência de rochas máficas a intermediárias ricas em feldspatos ou feldspatoides em Salitre, ausência essa estendida por Brod *et al.* (2004) para os demais complexos plutônicos da Província do Alto Paranaíba.

6.2.1.5. Foscoritos

Foscoritos são rochas híbridas de natureza cumulática e estão presentes nos complexos carbonatíticos de Anitápolis, Ipanema e praticamente em todos da região do Alto Paranaíba. Foram descritos petrograficamente por Furtado *et al.* (1986) em Anitápolis e investigados com minúcias por Cordeiro *et al.* (2010) em Catalão I e, ainda mais, por Barbosa (2009) e Barbosa *et al.* (2012b) em Salitre. Ocorrem na maioria das vezes associados temporal e espacialmente com carbonatitos (Krasnova *et al.*, 2004), embora muitos complexos carbonatíticos não contenham necessariamente foscoritos. Em algumas ocorrências como Anitápolis (Furtado *et al.*, 1986), os foscoritos cortam claramente as litologias alcalinas silicáticas associadas e são penetrados por diques ou veios de carbonatitos tardios. Mais comumente os foscoritos são reconhecidos na forma de diques, enxames de diques, *plugs* ou massas irregulares, que tendem em geral a ocupar as porções centrais dos complexos alcalino-carbonatitos. A complexidade de sua composição e

estrutura interna é claramente indicativa de uma formação ligada a multiestágios de intrusão/injeção de fundidos de massas magmáticas que foram parcialmente cristalizadas (Fontana, 2006). Intrusões múltiplas são sugeridas pelo arranjo litológico e estrutural dos sucessivos estágios da associação foscorito-carbonatito. Assim, em Catalão I, por exemplo, as rochas da série foscorítica são divididas em quatro estágios, em função da mineralogia e da sequência paragenética (Cordeiro *et al.*, 2010). Ali, esses autores distinguiram também dois tipos de foscoritos: os de formação inicial, foscoritos típicos com olivina; e os de formação tardia e mais evoluídos, foscoritos sem olivina e contendo apatita ou magnetita. Estes últimos, classificados também como nelsonitos, são considerados de grande importância metalogenética, uma vez que a mineralização primária de pirocloro no complexo está associada aos apatita nelsonitos e magnetita nelsonitos. Aqueles autores observaram ainda que a concentração dos foscoritos e carbonatitos aumenta em direção ao centro do complexo. Os foscoritos são rochas de aspecto maciço, cor escura, granulção fina até pegmatítica, grande variação na textura (inequigranular, poiquilítica, bandada, brechada etc.) e, sobretudo, na composição mineralógica, caracterizando fácies petrográficas bem distintas, o que levou Barbosa (2009) ao emprego do termo *série foscorítica* para melhor diferenciá-los. Apatita, óxidos de Fe e Ti (magnetita) e um silicato de Mg (flogopita ou olivina forsterítica) são as fases principais, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos e mesmo poiquilíticos ou, então, como grãos menores de formação intersticial. Na literatura, é também citada a presença de diopsídio em lugar de olivina nessas rochas. Demais minerais reconhecidos nos foscoritos incluem carbonatos (calcita e dolomita), mica (tetraferroflogopita), anfibólio (richterita) e como acessórios pirocloro (em Araxá, Issa Filho *et al.*, 1984, reportaram a presença do mineral com teores de Nb₂O₅ de até 8%), ilmenita, baddeleyita e sulfetos diversos (calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita). Clinohumita, serpentina, magnetita e clorita são produtos comuns de alteração. A nomenclatura dos tipos petrográficos da série foscorítica suscita polêmica e foi tratada por Barbosa (2009) no trabalho sobre Salitre, sendo duas as variantes principais de classificação: 1) adição de minerais prefixos, em ordem crescente de abundância modal, ao radical foscorito (p. ex., apatita-forsterita foscorito, apatita-magnetita foscorito, forsterita-magnetita foscorito) e 2) utilização de diagrama ternário reunindo dados modais para olivina, magnetita e apatita (Yegorov, 1993) ou, ainda, de quadrilátero com o acréscimo de dados para diopsídio, como proposto por Karchevsky e Moutte (2004). O papel dos foscoritos como fonte de recursos minerais é destacado por Issa Filho *et al.* (1984) no complexo de Araxá, onde essas rochas apresentam em geral uma concentração maior de pirocloro, correspondendo à fácies mais importante de minério primário, na sua parte central.

6.2.1.6. Kamafugitos

Rochas consanguíneas da série kamafugítica, reunindo mafuritos (com kalsilita como fase félsica dominante), uganditos (com leucita como fase félsica dominante) e katungitos¹, possuem ocorrência restrita às regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e são incluídas, respectivamente, nas províncias alcalinas do Alto Paranaíba e Goiás (Brod *et al.*, 2005) ou Minas-Goiás, segundo Riccomini *et al.* (2005). Ainda que aflorando em área de grande extensão (371 km², cf. Junqueira-Brod *et al.*, 2002), a ponto de Brod *et al.* (2000) caracterizá-las como uma das maiores manifestações mundiais existentes no gênero, as rochas kamafugíticas estão mais concentradas na porção ocidental do estado de Minas Gerais e representam os tipos

¹ Para maiores informações sobre a nomenclatura da série, ver Le Maitre (2002).

petrográficos mais abundantes na Província do Alto Paranaíba. Têm sido objeto de intensa investigação nos últimos anos (Moraes, 1984, 1988; Danni e Gaspar, 1992, 1994; Sgarbi, 1998; Sgarbi *et al.*, 1998; Junqueira-Brod, 1998; Junqueira-Brod *et al.*, 2000, 2002, 2004, 2005a, 2005b; Guarino *et al.*, 2013), com Sgarbi *et al.* (2000), em trabalho de revisão sobre as ocorrências brasileiras, distinguindo duas áreas principais de concentração: a primeira, e mais significativa delas, representada pela Formação da Mata da Corda, em Minas Gerais; a segunda correspondendo à Formação Santo Antônio, situada na parte sudeste de Goiás. Idades U-Pb em perovskita determinadas por Sgarbi *et al.* (2004) para rochas dessas duas regiões permitiram distinguir três agrupamentos distintos: 75-76 Ma, 80-81 Ma e 88-90 Ma. Os dois primeiros se referem a amostras extraídas de kamafugitos (mafuritos, uganditos e clinopiroxenitos associados) da Formação da Mata da Corda e o terceiro, mais velho, de kamafugitos (melilita mafurito) da Formação Santo Antônio. Idade K-Ar em kamafugito da Mata da Corda obtida por Gibson *et al.* (1995b) forneceu valor de $83,6 \pm 1,4$ Ma, similar ao das idades K-Ar de micas dos maiores complexos plutônicos da província do Alto Paranaíba. Ainda segundo esses autores, as rochas plutônicas, hipoabissais e vulcânicas da Formação da Mata da Corda foram alojadas contemporaneamente com o magmatismo alcalino dessa província, que se manifestou no intervalo de 80-90 Ma (Figura 2.7). Na subprovíncia da Formação Santo Antônio, particularmente no complexo alcalino de Santo Antônio da Barra, os kamafugitos integram o conjunto de produtos vulcânicos ao lado de brechas e rochas piroclásticas carbonatíticas (Brod *et al.*, 2005). A associação carbonatito-kamafugito foi também descrita recentemente por Nascimento (2018) junto ao complexo de Morro Preto, na parte norte da Província Alcalina de Goiás. Ali, os kamafugitos ocorrem na forma de diques cortando a sequência carbonatítica e também as rochas regionais, e possuem composição predominantemente mafurítica similar à dos mafuritos da província. Já em Minas Gerais, várias intrusões kamafugíticas de ocorrência isolada foram reconhecidas, tais como Presidente Olegário, Santa Rosa, Serra do Bueno, Veridiana etc., a partir de estudos sistemáticos desenvolvidos por Gibson *et al.* (1995b), Melluso *et al.* (2008) e Guarino *et al.* (2013). A investigação petrográfica, mineralógica e química minuciosa executada pelos últimos autores levou à caracterização das intrusões de Canas, Malaquias, Santa Rosa, São José dos Talhados, Serra, Serra do Bueno e Veridiana como sendo formadas por uganditos e, por outro lado, as de Facão, Osmar, Presidente Olegário e Velosa como mafuritos. No trabalho de revisão de Sgarbi *et al.* (2000), foram identificados mafuritos e uganditos como os tipos petrográficos mais comuns em território brasileiro, sendo katungitos descritos apenas no complexo de Amorinópolis. Especificamente para as ocorrências da Província de Goiás, Brod *et al.* (2005) citaram leucita mafuritos e uganditos como as variedades dominantes na porção sudeste, enquanto leucita mafuritos e mafuritos, com uganditos subordinados, como mais característicos da área central. Em geral, os kamafugitos apresentam modo de ocorrência bem diversificado, estando presentes na forma de diatremas, chaminés, lavas, *plugs*, *sills* e diques. A textura é tipicamente porfirítica, com massa fundamental de granulação fina a afanítica, ou mesmo seriada. As ocorrências da região do Alto Paranaíba são especialmente portadoras de xenólitos mantélicos (dunitos, werhlitos, clinopiroxenitos) e, por vezes, de xenólitos crustais. Os kamafugitos são rochas ultrabásicas, isentas de feldspatos e compostas de micro a fenocristais de olivina magnesiânica (com grau variável de serpentinização; em leucita mafuritos de Santo Antônio da Barra, o mineral chega a representar até 16% da moda) e clinopiroxênio (principalmente diopsídio). Flogopita, perovskita (abundante em todas as ocorrências da Mata da Corda, mas acessório ou ausente na de Santo Antônio da Barra), espinélio (Ti-magnetita e ocasionalmente cromita) e pseudomorfos de leucita e/ou melilita ocorrem como microfenocristais ou confinados à massa fundamental. Esta consiste também

em nefelina, analcima e kalsilita (geralmente alterada em zeólitas e/ou material argiloso) como principais fases intersticiais, além de flogopita, anfibólio, material vítreo e produtos de alteração (serpentina, carbonatos etc.). Informações adicionais constantes do trabalho de Sgarbi *et al.* (2000) indicam que os uganditos não são mineralogicamente muito diferentes dos mafuritos, à exceção do fato de conterem cristais de leucita (pseudomorfos subédricos) como sua fase félsica mais importante; nos uganditos de Santo Antônio da Barra, muitos desses pseudomorfos são de analcima, também presente como fase intersticial. Já os mafuritos contêm fenocristais de olivina em maior proporção e kalsilita como principal mineral félsico, enquanto os uganditos se mostram mais ricos em feldspatoide. Por outro lado, nos katungitos, como descritos por Danni e Gaspar (1992, 1994) em Amarinópolis, a assembleia mineralógica possui fenocristais de olivina (18% na moda) imersos em massa fundamental composta de 25% de melilita, 40% de leucita, 8% de espinélio e 3% de perovskita, em volume, ao lado de fases intersticiais como diopsídio, nefelina, flogopita e apatita. Minerais secundários incluem natrolita, serpentina e magnetita. Dados químicos para os principais constituintes minerais dos kamafugitos constam dos trabalhos de Melluso *et al.* (2008) e Guarino *et al.* (2013) relativos às ocorrências de Minas Gerais, e de Brod *et al.* (2005) às de Goiás.

6.2.1.7. Kimberlitos

Em associação com carbonatitos, essas rochas têm como principais áreas de ocorrência as regiões do Alto Paranaíba e de Poxoréu, na porção Centro-Oeste do País, além de subordinadamente a de Lages, em Santa Catarina. Ainda que os dados disponíveis não sejam de todo conclusivos, é também possível que algumas intrusões kimberlíticas do Rio Grande do Sul, incluídas na província kimberlítica de Rosário do Sul e mencionadas por vários autores (Tedesco e Robaina, 1991; Almeida e Svisero, 1991; Svisero e Chierigati, 1991; Caldasso e Sander, 1994), além de referidas por Philipp *et al.* (2005) em seu trabalho de revisão do magmatismo alcalino, sejam de idade cretácica e estejam relacionadas com os corpos carbonatíticos descritos recentemente no estado por Monteiro *et al.* (2016), como os dois encontrados na área de Bagé, Joca Tavares e Porteira, por exemplo. Historicamente, as numerosas intrusões kimberlíticas do Alto Paranaíba, como as de Indaiá, Limeira, Pântano, Três Ranchos etc., são as mais bem conhecidas no Brasil, uma vez que vêm sendo investigadas há muitos anos por diversos autores (Barbosa *et al.*, 1976; Svisero e Meyer, 1979; Svisero *et al.*, 1979, 1984, 2005; Karfunkel *et al.*, 1994; Meyer *et al.*, 1994; Svisero, 1995; Brod *et al.*, 2000; Araújo, 2000; Araújo *et al.*, 2001; Melluso *et al.*, 2008; Guarino *et al.*, 2013), em razão especialmente do seu enorme interesse econômico como fonte potencial de diamantes. Meyer e Svisero (1980) mencionaram pelo menos 300 corpos kimberlíticos existentes em extensa área ao redor dos distritos mineiros de Coromandel, Monte Carmelo, Estrela do Sul, Douradoquara, Patrocínio e Patos. À vista das condições adversas do intemperismo nessa parte do país, com manto de alteração atingindo mais de 200 m de espessura, empresas de mineração têm executado ali numerosas sondagens, responsáveis por melhores condições de amostragem, possibilitando com isso a realização de estudos mais refinados da petrografia, mineralogia e geoquímica dessas rochas. Não muito distante, a província de Poxoréu, em Mato Grosso, passou também a despertar grande atenção graças à descoberta de diamantes nos kimberlitos dessa região, tendo Greenwood *et al.* (1999) distinguido dois campos principais de ocorrências: Paratininga e Batovi. Araújo (2002) e Araújo *et al.* (2002) noticiaram a presença de diamantes nos kimberlitos da região de Juína-Aripuanã, enquanto inicialmente Fragomeni (1976) e, mais tarde, Svisero e Meyer (1986), Pinho *et al.* (1994), Filemon *et al.* (1997), Bizzi e

Pimentel (1998) e Weska e Svisero (2001) trataram de aspectos diversos das muitas intrusões que compõem a província de Paratininga. Embora os kimberlitos do Alto Paranaíba apresentem idade neocretácica concordante com a do magmatismo alcalino da região, como confirmado pelos estudos de Gibson *et al.* (1995b) e Guarino *et al.* (2013, 2017), os dados U-Pb em zircão obtidos por Davis (1977) e Heaman *et al.* (1998), e questionados por Greenwood *et al.* (1999), para as rochas da província de Poxoréu parecem indicar uma idade mais velha, com valores de 92-95 Ma para os corpos de Juína e de 121-127 Ma para os de Paratininga. Já as intrusões kimberlíticas associadas ao complexo alcalino-carbonatito neocretácico de Lages, sendo Janjão a mais conhecida delas, foram objeto de interesse no passado, como demonstram os trabalhos realizados por Svisero *et al.* (1985), Scheibe (1978, 1986), Scheibe e Svisero (1988), Traversa *et al.* (1994, 1996) e Barabino *et al.* (2007). Os kimberlitos são rochas ultramáficas com modo de ocorrência bem diversificado, distinguindo-se diatremas, *plugs*, chaminés, lavas e diques. Quanto à textura, são invariavelmente porfíricos, às vezes seriados, com fenocristais (macro a megacristais), sobretudo, de olivina magnesiana (ou pseudomorfos do mineral com presença de serpentina e opacos), granada (piropo-almandina, comumente com bordas quelifíticas de coloração marrom-avermelhada), ilmenita magnesiana (ocasionalmente circundada nas bordas por cristais de perovskita) e menos frequentemente de flogopita e diopsídio. A massa fundamental é microcristalina a afanítica e bastante heterogênea, reunindo grande número de minerais, além dos citados anteriormente, como perovskita, magnetita, cromita, monticellita, anfibólio, apatita, baddeleyíta, zircão e carbonatos (calcita e/ou dolomita) e outros produtos de alteração (serpentina, clorita). Xenocristais de olivina e de modo subordinado flogopita são comuns, e encontrados parcial ou inteiramente transformados em associação mineralógica composta de serpentina, iddingsita, carbonatos e fases argilosas. Xenólitos de material mantélico (dunitos, harzburgitos, lherzolitos, wehrlitos) e de natureza crustal têm sido descritos em muitas ocorrências (Meyer *et al.*, 1994). Baseados em critérios mineralógicos, texturais e químicos, Bizzi e Araújo (2005) admitiram que as rochas da região do Alto Paranaíba poderiam guardar similaridades com os kimberlitos pertencentes ao Grupo I descritos na África do Sul (isto é, tipos hipoabissais com calcita-monticellita e minerais da massa fundamental uniformemente distribuídos). Já Greenwood *et al.* (1999), valendo-se de análises químicas publicadas em Bizzi *et al.* (1994) e Gibson *et al.* (1995b), caracterizaram as rochas brasileiras como sendo de composição isotópica transicional entre os Grupos I e II da África do Sul.

6.2.1.8. Picritos

Essas rochas são encontradas primordialmente na Província Alcalina de Goiás, tendo sido descritas com detalhes por Danni (1994). Afloram na forma de diques, *plugs* e *sills*, penetrando rochas do embasamento ou formações sedimentares. Os corpos possuem dimensões variáveis, com os diques apresentando largura de poucos metros e por vezes comprimento de dezenas de metros; os *plugs* com diâmetros que podem ultrapassar 200 m; e os *sills* com espessuras inferiores a 5 m, mas extensão lateral por centenas de metros. Diques de flogopita picritos foram também identificados na região do Alto Paranaíba, com Gibson *et al.* (1995b) reportando a sua presença em testemunhos de sondagem dos complexos carbonatíticos de Catalão II e Serra Negra. Em Catalão II, eles ocorrem na forma de corpos com largura de aproximadamente 5 m que cortam as demais rochas do complexo; já em Serra Negra, ocorrem como corpos menores e muito finos com largura inferior a 5 cm. Amostras da ocorrência de Catalão II foram igualmente estudadas por Guarino *et al.* (2013), que não obstante a sua classificação mais indicada como

lamprófiros ultramáficos (cf. Tappe *et al.*, 2005), se usados os critérios propostos pela União Internacional de Ciências Geológicas, mantiveram a nomenclatura de flogopita picrito sugerida inicialmente por Gibson *et al.* (1995b) e depois endossada por Brod *et al.* (2000) para essas rochas. Uma ocorrência aparentemente de pouca expressão foi noticiada por Viero (1998) na localidade de Lomba Grande, no Rio Grande do Sul. No geral, os picritos exibem textura porfirítica, granulação variável de fina a grossa e são compostos em sua maioria de macrocristais de olivina e mais raramente de clinopiroxênio, os quais podem corresponder tanto a fenocristais euédricos como a xenocristais. Fenocristais de flogopita estão também presentes, com o mineral se constituindo por vezes, como em algumas ocorrências da região do Alto Paranaíba, na fase máfica mais abundante. As fácies contendo maior quantidade de olivina modal (20-30%) são visivelmente de natureza cumulática, como apontado por Danni (1994). Altas concentrações de olivina na moda (até 60%) foram determinadas por Gibson *et al.* (1995b). Guarino *et al.* (2013) noticiaram ainda a presença de textura pseudofluidal nos flogopita picritos de Catalão II, causada pelo alinhamento dos microcristais de flogopita. A massa fundamental dessas rochas reúne olivina, espinélio, perovskita, plagioclásio, apatita, calcita e escassa granada, tendo Danni (1994) mencionado igualmente nefelina e microfenocristais de leucita. Como produtos de alteração mais comuns são citados serpentina, iddingsita, analcima, zeólitas e carbonatos.

6.2.1.9. Lamproítos

Essas rochas peralcalinas ultrapotássicas são pouco frequentes e descritas apenas em algumas localidades do estado do Rio Grande do Sul (p. ex., Cachoeira do Sul, Jaguari, Rosário do Sul, Santiago etc.) e na Província do Alto Paranaíba. Na primeira área de ocorrência, estão associadas com kimberlitos e, muito possivelmente, com os corpos carbonatíticos ali presentes e que ainda estão sendo objeto de investigação. Como na região rio-grandense os lamproítos não estão expostos na superfície, o seu estudo tem sido feito a partir da análise de concentrados de minerais pesados (clinopiroxênios, granadas, opacos), com Tedesco e Robaima (1991) identificando nas rochas de São Vicente assembleia de minerais quimicamente compatíveis com os dados disponíveis na literatura para as ocorrências mundiais de lamproítos (Nixon *et al.*, 1987). Na região do Alto Paranaíba, a associação das rochas lamproíticas se dá com kamafeugitos e kimberlitos (Brod *et al.*, 2000). A primeira menção à existência dessas rochas nessa região foi feita por Ramsay e Tompkins (1994), estando mais especificamente ligada ao diatrema de Serra do Bueno, que aflora próximo à localidade de Bambuí. Contudo, o exame mais cuidadoso desses afloramentos levou Gibson *et al.* (1995a, 1995b) à conclusão da existência de duas fácies distintas nesse corpo: a primeira de cratera, formada de material vulcânico (tufos e *lapilli*), e a segunda, representada por rocha magmática hipoabissal de natureza kamafeugítica, como também confirmado posteriormente por Guarino *et al.* (2013). No trabalho descritivo sobre as rochas alcalinas da Província do Alto Paranaíba, Gibson *et al.* (1995b) distinguiram na região quatro corpos distintos supostamente de composição lamproítica, a saber, Bocaina, Córrego do Couro, Mata do Lenço e Morro Alto; mais concretamente de olivina lamproítos de afinidade madupítica, à vista da presença de flogopita poiquilítica na massa fundamental. À exceção de Mata do Lenço, um corpo intrusivo com diâmetro aproximado de 50 m, eles ocorrem na forma de pequenos diques, que podem alcançar até 3 m de largura, no caso de Bocaina. Quando frescos, os lamproítos são rochas escuras, maciças, e de textura porfirítica, distinguindo-se fenocristais de olivina e flogopita além de opacos (Ti-magnetita) em pequena proporção. Na intrusão de Mata do Lenço, os megacristais de flogopita de até 10 mm de comprimento representam aproximadamente

30% da rocha (Gibson *et al.*, 1995b). Flogopita, clinopiroxênio (diopsídio), perovskita, espinélio e apatita compõem a massa fundamental. A presença de xenólitos (dunitos, harzburgitos) é comum e a de inclusões glimmeríticas é reportada nas ocorrências de Bocaina e Mata do Lenço.

6.2.1.10. Outros Tipos Cumuláticos

Ainda que menos comuns, em alguns complexos carbonatíticos, como Anitápolis, Araxá, Catalão II, Ipanema etc., é descrita a presença de cumulatos por vezes monominerálicos que consistem essencialmente em apatita (*apatititos*), magnetita (*magnetititos*) ou flogopita (*flogopititos*). Essas rochas ocorrem como segregações na forma de bandas irregulares, de dimensões centimétricas a métricas, associadas especialmente com clinopiroxenitos e carbonatitos. A sua textura é granular ou seriada, e a granulação variável de média a grossa. Fases como ilmenita, clinopiroxênio, pirocloro, barita e carbonatos podem estar presentes na assembleia intersticial. Os apatititos, em particular, se apresentam por vezes infiltrados por pequenos veios de produtos secundários reunindo goethita-quartzo-calcêdônia.

6.2.2. Rochas Básicas

6.2.2.1. Gabros Alcalinos

Essas rochas estão representadas por membros da série melteigito-ijolito-urtito e alcançam maior expressão junto aos complexos carbonatíticos das regiões Sul e Sudeste do País. Anitápolis, Jacupiranga e Juquiá constituem as suas principais áreas de ocorrência, sendo ainda noticiada a presença subordinada em outros corpos, como Itapirapuã e Mato Preto. Em Jacupiranga, rochas ijolíticas predominando sobre melteigíticas, embora outros autores, como Beccaluva *et al.* (2017), apontem no sentido contrário, ocupam área significativa, de contorno semianelar, na porção sudoeste do complexo na região conhecida como Morro Grande, com altura aproximada de 290 m (Chmyz *et al.*, 2017). Gaspar (1989) descreveu melilita ijolitos possivelmente proveniente dessa parte da intrusão. Esse corpo ocorre cortando a segunda intrusão clinopiroxenítica (jacupiranguítica) do complexo, que ocupa a sua porção meridional (Beccaluva *et al.*, 2017). Em alguns complexos, como Ipanema, Jacupiranga e Juquiá, é mencionada também a presença associada de rochas mais feldspáticas de natureza diorítica a monzonítica ou mesmo sienodiorítica. Particularmente em Jacupiranga, onde as condições de trabalho de campo são mais favoráveis à coleta mais minuciosa de amostras, Gaspar (1989) distinguiu ampla variação de tipos petrográficos de composição marcadamente monzonítica (olivina melamonzonitos, monzonitos porfiríticos, monzonitos e quartzo monzonitos), enquanto Chmyz *et al.* (2017) chamaram também a atenção para a existência de rochas dioríticas. No geral, as rochas contendo maior quantidade de feldspatos são invariavelmente de natureza cumulática e se apresentam na forma de pequenas intrusões, enxame de diques e veios. Vistas no conjunto, as litologias gábricas, dioríticas e monzoníticas são de estrutura maciça e textura geralmente holocristalina seriada, hipidiomórfica, e granulação variável de fina a grossa. Por vezes, se mostram fortemente orientadas, bandadas, como resultado da variação na quantidade de nefelina e clinopiroxênio, e de textura porfirítica. Beccaluva *et al.* (1992) descreveram as rochas gábricas de Juquiá como meso a ortocumulatos, mesma classificação empregada por Morbidelli *et al.* (1995a) para caracterizar as associações comuns a outros complexos. Os tipos petrográficos básicos exibem ampla variação na composição mineralógica, na qual predominam clinopiroxênio, olivina, nefelina, plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, biotita (flogopita), melilita, magnetita, perovskita e ocasionalmente

kalsilita exsolvida ao lado de titanita, apatita e carbonatos. Em Jacupiranga, segundo Beccaluva *et al.* (2017), clinopiroxênio pode atingir até 75% da moda nos melteigitos; nefelina até 62% e feldspato alcalino até 27% juntamente com celsiana nos urtitos; e a concentração de melilita varia no intervalo de 0-18% nos melteigitos, de 0-3% nos ijolitos e de 0-7% nos urtitos. Em termos gerais, nas variedades mais básicas, clinopiroxênio, olivina, plagioclásio e opacos são os minerais mais abundantes. Nas menos básicas, feldspato alcalino e nefelina assumem maior importância. Clinopiroxênio e olivina representam os minerais *cumulus* mais frequentes nas rochas básicas cumuláticas, com biotita, opacos, nefelina e feldspato correspondendo às principais fases *intercumulus*. Os correspondentes extrusivos de melteigitos (ankaratritos), ijolitos (nefelinitos), teralitos (basanitos), gabros essexíticos (tefritos) e essexitos (fonotefritos), adotada nomenclatura de De La Roche *et al.* (1980), são encontrados na forma de pequenos diques em grande número de complexos carbonatíticos (Anitápolis, Ipanema, Jacupiranga, Juquiá, Lages) cortando as rochas alcalinas associadas ou as encaixantes regionais. São tipos petrográficos pouco abundantes, em geral de granulação fina a afanítica e, invariavelmente, de textura porfírica. Clinopiroxênio, olivina e mica (biotita, flogopita) ocorrem como principais feno a microcristais imersos em massa fundamental de composição variada que contém, ao lado dos minerais citados, nefelina, feldspato, leucita, kalsilita, melilita, opacos, perovskita, anfibólio, apatita e titanita como acessórios mais comuns, e por vezes material vítreo. Em Lages, Scheibe *et al.* (2005) reportaram a ocorrência de nefelina, Ti-magnetita, perovskita, apatita, melilita e leucita na forma de microfenocristais em amostras de nefelinitos, enquanto em Juquiá Beccaluva *et al.* (1992) mencionaram a presença em diques de fonotefrito de fenocristais de clinopiroxênio em adição a feldspato alcalino, flogopita e opacos. Diques basaníticos e tefríticos da região de Valle-mí, no Paraguai, mostram em geral as mesmas características petrográficas de corpos similares descritos no Brasil. Como produtos de alteração mais comuns do conjunto de diques acima são citados carbonatos, feldspatoides (cancrinita, sodalita, analcima) e zeólitas.

6.2.3. Rochas Intermediárias

6.2.3.1. Sienitos

À exceção de alguns poucos complexos como Poços de Caldas, Velasco, Lages e Itapirapuã, rochas de filiação sienítica são volumetricamente pouco abundantes, ainda que estejam presentes em grande número de ocorrências. Contudo, é importante atentar para o fato de que em muitas delas os sienitos parecem constituir, na verdade, produtos de alteração metassomática (femitização) de outras rochas antes que material com textura magmática. As rochas sieníticas estão representadas principalmente por corpos intrusivos, de dimensões variáveis desde massas batolíticas a pequenos *stocks*, cuja composição varia de insaturada em sílica (nefelina sienitos), saturada (sienitos) a supersaturada (quartzo sienitos), e que têm nos diversos plutões que compõem a Província Alcalina de Velasco, na região sudeste da Bolívia, o seu exemplo mais expressivo de ocorrência. Por sua vez, os corpos hipoabissais, presentes sobretudo na forma de diques, diques anelares e enxame de diques, são compostos de variedades de granulação fina ou afanítica, tais como fonolitos, fonolitos peralcalinos, tinguaitos, traquitos e traquifonolitos. Poços de Caldas e Lages são os complexos que melhor caracterizam esse tipo de associação. Em termos gerais, as rochas sieníticas são maciças, leucocráticas, de granulação variável de fina a grossa ou mesmo pegmatoide e textura seriada hipidiomórfica equi a inequigranular. Nos tipos petrográficos de granulação média a grossa, cristais maiores de feldspato alcalino são relativamente

comuns. Nas variedades de granulação fina a afanítica, a textura é tipicamente porfirítica, com variações para traquítica. Feldspato alcalino e clinopiroxênio constituem os micro e fenocristais mais frequentes, sendo a massa fundamental de mineralogia variada e, por vezes, portadora de material vítreo. Estruturas cumuláticas e laminadas, como resultado do alinhamento de cristais tabulares de feldspato alcalino ou prismáticos de clinopiroxênio, são descritas em diversas localidades. Em Juquiá, Beccaluva *et al.* (1992), citaram a presença de nefelina sienitos trazendo no seu interior carbonato primário na forma de *ocelli*, ao lado de feldspato alcalino, clinopiroxênio e nefelina. A composição mineralógica das rochas sieníticas em geral é extremamente variada, em particular quanto às fases acessórias das rochas de afinidade agpaítica. Feldspato alcalino, clinopiroxênio, nefelina, biotita, anfibólio, opacos, titanita e apatita são os minerais mais abundantes, aparecendo subordinadamente leucita, melanita, olivina (rara), plagioclásio (albita), perovskita, quartzo, zircão, monazita, fluorita, barita e sulfetos. Como produtos de alteração mais comuns são citados feldspatoides (cancrinita, sodalita, noseana, analcima), zeólitas e carbonatos. Por sua vez, os acessórios característicos das variedades agpaíticas reúnem um elenco de constituintes de quimismo complexo e portadores em sua composição de Nb, Zr, Ti, Fl e elementos terras raras, em que se distinguem, entre tantos, eudialita, lãvenita, rosenbuschita, astrofilita etc.².

6.2.3.2 Fenitos

Os termos “fenito” e “fenitização” foram empregados inicialmente por Brøgger (1921) para designar algumas rochas do complexo intrusivo de Fen, na região sudeste da Noruega. Esse autor definiu fenito como um tipo petrográfico qualquer, se félsico ou máfico, formado *in situ* pelo metassomatismo de rochas mais antigas em contato com as rochas ígneas alcalinas desse complexo. Essa definição foi ampliada mais tarde por outros autores, como Le Bas (2008), para incluir também as rochas produzidas a partir da remobilização ou reomorfismo da rocha metassomática, mesmo se de origem fenítica, uma vez que essas transformações estão intrinsicamente associadas ao processo de fenitização. Em geral, as rochas feníticas, de composição majoritariamente sienítica (sienodiorítica a diorítica são também mencionadas na literatura), não constituem corpos individualizados, mapeáveis em escala, apresentando-se mais usualmente como massas irregulares disseminadas no interior dos complexos alcalino-carbonatíticos. Por vezes, ocorrem formando auréolas de fenitização ao seu redor, com os efeitos da alteração metassomática, radiais e partindo do centro em direção às margens das intrusões, sendo reconhecidos por algumas centenas de metros a partir da zona de contato (p. ex., Araxá, 2,5 km, cf. Rodrigues e Lima, 1984; Jacupiranga, 2 km, cf. Gaspar, 1989). Feições texturais e químicas indicam que o processo de fenitização pode se dar interna ou externamente e resulta da interação de fluidos metassomáticos ou emanações provenientes de magma carbonatítico ou silicático alcalino (geralmente sienítico ou ijolítico) com outras rochas alcalinas ou com as encaixantes regionais. Um dos exemplos mais elucidativos de ação interna é proporcionado pelas zonas de reação presentes em afloramentos do Morro da Mina no complexo de Jacupiranga, no qual são visíveis bandas concêntricas, de dimensões centimétricas e composição variada, compostas alternadamente por camadas ricas em minerais silicáticos e carbonáticos, ocorrendo no contato entre clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e carbonatitos que lhe são intrusivos, e descritas com minúcias por Morbidelli *et al.* (1986). Segundo Le Bas (2008), algumas características comuns

2 Relação mais completa desses minerais é encontrada na tabela 7.1 de Gomes e Comin-Chiaramonti (2017).

ao processo de fenitização incluem a sua natureza sódica, tida no geral como mais frequente, ou potássica, sendo a primeira evidenciada pela abundância de minerais ricos em Na (anfíbólios e clinopiroxênios acompanhados por feldspatos). Já a natureza potássica tem como principal feição mineralógica a presença de alta proporção de ortoclásio ou microclínio rico em K na composição ($\text{Or}_{\text{ca } 90}$) e, em alguns casos, o baixo conteúdo de Al na flogopita ou biotita. Os fluidos fenitizantes portadores de Na e K, interpretados como constituintes primários de fundidos carbonatíticos, são também ricos em halóides, sendo F o principal deles. Na maioria dos casos, os fenitos potássicos são formados nas partes superiores de um corpo intrusivo de calciocarbonatito ou magnesio-carbonatito, enquanto os sódicos são comumente gerados na etapa inicial do magmatismo, em regiões mais profundas e a temperaturas mais altas. O primeiro efeito químico do processo de fenitização é a perda de sílica seguida do aumento dos álcalis, que se reflete nas encaixantes de intrusões carbonatíticas de natureza granítico-gnáissica na diminuição do conteúdo de quartzo, no aumento da concentração de feldspato alcalino e, algumas vezes, no aparecimento de nefelina na composição dessas rochas. Ainda, o aumento do teor de Ba é tido como uma feição típica de fenitos potássicos e sódicos, o mesmo sucedendo, em alguns casos, com o incremento dos conteúdos de Fe, Sr, Sc, V, Zn e Rb. Ao lado das variações químicas, mudanças texturais caracterizam também as fases iniciais do processo, como a formação de zonas de fraturas e de pequenos veios, que mais tarde serão preenchidos por uma mineralogia tardia. Fenitos têm sido citados em praticamente todos os complexos carbonatíticos conhecidos no Brasil e também no Paraguai, com a intensidade do processo variando, contudo, de ocorrência para ocorrência. Nos complexos do Vale do Ribeira, eles têm sido descritos em Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002), Jacupiranga (Morbiddelli *et al.*, 1986), Juquiá (Born, 1971) etc. Nos do Alto Paranaíba, em Araxá (Traversa *et al.*, 2001), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017), Salitre (Haggerty e Mariano, 1983) etc. Nos do Paraguai, em Cerro Chirigué (Haggerty e Mariano, 1983; Censi *et al.*, 1989), Cerro Sarambí (Haggerty e Mariano, 1983). Quando individualizadas, as rochas feníticas, quer as relacionadas geneticamente com carbonatitos quer com ijolitos, ocorrem na forma de pequenos diques, veios ou preenchendo microfraturas, que recortam indistintamente as litologias alcalinas associadas ou as encaixantes. Em se tratando de encaixantes de natureza granítica, caso, por exemplo, de Barra do Itapirapuã, no Vale do Ribeira (Ruberti *et al.*, 2002), essas rochas exibem comumente textura inequigranular, por vezes cataclástica, e possuem quantidades variáveis de feldspato alcalino, plagioclásio (albita) e quartzo ao lado de anfíbólios e clinopiroxênios sódicos e carbonatos. Contudo, face à natureza dos agentes químicos intervindo na sua formação, os fenitos podem também apresentar mineralogia mais rara e de composição complexa, como a descrita por Haggerty e Mariano (1983) em diques de fenitos reomórficos presentes nos complexos carbonatíticos paraguaios de Cerro Chirigué e Cerro Sarambí, e no de Salitre, em Minas Gerais. Nessas rochas, aqueles autores reconheceram, juntamente com sanidina, nefelina, egirina, titanita e hematita disseminada, a presença de três minerais acessórios ricos em Sr (loparita, chevkinita e lamprofilita) e com altas concentrações em Ti e ETR. A proporção de minerais máficos nos fenitos é muito variada, existindo tipos mais e menos enriquecidos. Em Anitápolis, por exemplo, Furtado (1989) enquadrou os fenitos das bordas do complexo em rochas do tipo melanocrático a leucocrático, com base no teor modal de egirina-augita.