

CAPÍTULO 9

PETROGÊNESE

**C. L. Chmyz, R. G. Azzone, C. B. Gomes
e P. Comin-Chiaromonti**

Resumo

Uma síntese dos diferentes modelos petrogenéticos propostos para os carbonatitos investigados é apresentada neste capítulo. Processos de cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos são interpretados como os principais responsáveis pela gênese dos carbonatitos magmáticos: o fracionamento de material cumulático determina a transição do magma progenitor máfico alcalino para um líquido fonolítico, a partir do qual se dá a evolução do magma carbonatítico. Ao lado do modelo geral, estudos petrológicos recentes apontam particularidades no quadro evolutivo de algumas ocorrências, que incluem a participação de processos de assimilação crustal, sucessivas etapas de imiscibilidade de líquidos e metassomatismo/desgaseificação. Modelos envolvendo episódios de cristalização fracionada extensiva e origem primária pela fusão direta do manto são também sugeridos. Dados isotópicos para C-O indicam ainda a presença de carbonatitos eo- e neocretácicos gerados sob condições hidrotermais em ocorrências aflorantes no Brasil, no Paraguai e na Bolívia. Processos de fenitização no contato entre rochas ultramáficas e carbonatitos (autometassomatismo) são descritos em diferentes complexos brasileiros. Aos magmas progenitores das ocorrências investigadas é atribuída uma fonte mantélica heterogênea, metassomatizada por fluidos carbonatados. Enquanto as idades-modelo $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ indicam que os carbonatitos foram influenciados por eventos metassomáticos ocorridos entre o Paleo e Neoproterozoico, a correlação de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} para rochas do complexo de Jacupiranga sugere que o metassomatismo carbonático tem idade mesozoica. Os modelos geodinâmicos propostos para a gênese dos carbonatitos e rochas alcalinas associadas consideram tanto: 1) a interação do manto litosférico com plumas mantélicas quanto; 2) o baixo grau de fusão parcial do manto litosférico decorrente da reativação de antigas zonas de falhas.

9.1. Introdução

Debates a respeito da gênese de carbonatitos remontam à própria caracterização da natureza ígnea dessas rochas, consideradas durante décadas como de origem sedimentar (cf. Mitchell, 2005; Downes *et al.*, 2012). Apesar de as primeiras proposições de origem magmática dos carbonatitos datarem do século XIX, a viabilidade da existência de magmas dessa composição somente foi demonstrada a partir dos trabalhos experimentais desenvolvidos por Wyllie e Tuttle (1960a, 1960b, 1962). Essa constatação, somada à caracterização de lavas carbonatíticas no vulcão de Oldoinyo Lengai, na Tanzânia (Guest, 1956; Dawson, 1962), consolidou o entendimento de que rochas constituídas predominantemente por carbonatos poderiam também ser geradas a partir da cristalização de magmas.

Atualmente, os principais modelos petrológicos consideram duas linhas gerais para a formação dessas rochas (cf. Bell *et al.*, 1998; Harmer, 1999): 1) magmas carbonatíticos primários, originados pela fusão direta do manto e 2) carbonatitos derivados a partir de magmas progenitores de composição silicática.

A origem primária de magmas carbonatíticos é sugerida por diferentes estudos experimentais (p. ex., Wallace e Green, 1988; Thibault *et al.*, 1992; Dalton e Wood, 1993; Wyllie e Lee, 1998; Lee e Wyllie, 2000) e, mais recentemente, tem sido proposta para diversas ocorrências de diferentes localidades (p. ex., África: Harmer e Gittins, 1998; Harmer, 1999; Índia: Srivastava e Sinha, 2004; Srivastava *et al.*, 2005; Brasil: Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2019). Nesse cenário, magmas carbonatíticos primários de composição magnesiana podem ser gerados por fusão parcial direta do manto (peridotito carbonatado) em profundidades maiores que 70 km (Wyllie e Lee, 1998). Durante a sua ascensão, esse magma reagiria com o manto lherzolítico, cristalizando e liberando CO_2 vapor a aproximadamente 70 km de profundidade. Ao longo do processo, se daria a formação de clinopiroxênio metassomático às expensas de ortopiroxênio, convertendo o lherzolito em wehrlito (Dalton e Wood, 1993; Wyllie e Lee, 1998; Harmer e Gittins, 1998). Em contrapartida, o processo tornaria o líquido carbonatado mais cárneo, possibilitando, desse modo, a formação dos calcita carbonatitos frequentemente observados na superfície (Harmer, 1999).

A associação espacial e temporal entre carbonatitos e rochas alcalinas silicáticas é recorrente em grande número de ocorrências encontradas em diferentes províncias alcalinas ao redor do mundo e envolve, particularmente, nefelinitos, melilititos, aillikitos e kimberlitos (Mitchell, 2005). Essas relações de campo levaram à sugestão de vínculo genético entre os carbonatitos e as rochas alcalinas associadas, a despeito das diferenças mineralógicas e compostionais existentes entre os dois litotipos (cf. Gittins e Harmer, 2003). Dessa maneira, os carbonatitos teriam uma origem derivada a partir de magmas silicáticos carbonatados e poderiam representar, 1) tanto produtos resultantes de processos de imiscibilidade de líquidos quanto, 2) resíduos de cristalização fracionada extrema.

No primeiro caso, os carbonatitos e as rochas alcalinas representariam diferentes líquidos imiscíveis oriundos de um mesmo magma progenitor. Evidências de processos de imiscibilidade entre líquidos silicático-carbonatítico são observadas em sistemas naturais (p. ex., presença de *ocelli* de composição carbonática em rochas silicáticas associadas a carbonatitos, cf. Morbidelli *et al.*, 1995; Brod *et al.*, 2013), além de apoiadas em uma extensa gama de estudos experimentais (p. ex., Kjarsgaard e Hamilton, 1988, 1989; Baker e Wyllie, 1990; Kjarsgaard, 1998; Hamilton *et al.*, 1989; Lee e Wyllie, 1996, 1997, 1998; Wyllie e Lee, 1998; Veksler *et al.*, 1998b). A esse respeito, Lee e Wyllie (1997) propuseram que magmas alcalinos com CO_2 e de derivação mantélica, tais como nefelinitos e melilititos fracionariam durante a sua ascensão, dando origem a nefelinitos evoluídos e fonolitos. A composição desses líquidos se aproximaria, então, do lado silicático do *gap* de miscibilidade, formando, em ambiente crustal, um componente imiscível enriquecido em carbonato. Durante a geração dos dois conjugados imiscíveis, determinados elementos químicos tenderiam a particionar para o líquido carbonatítico ou para o líquido silicático, em função de seus respectivos coeficientes de partição, conforme enfatizado por Brod *et al.* (2013). Assim, segundo esses autores, o processo de imiscibilidade de líquidos gera um conjunto de evidências geoquímicas nos conjugados silicático e carbonatítico, as quais podem ser utilizadas para avaliar a ocorrência de eventos dessa natureza em uma dada unidade.

O segundo caso considera, por sua vez, que os carbonatitos corresponderiam ao produto residual de um processo extensivo de cristalização fracionada (p. ex., Watkinson e Wyllie, 1971; Otto e Wyllie, 1993; Lee e Wyllie, 1994; Veksler *et al.*, 1998a; Brassinnes *et al.*, 2005; Doroshkevich *et al.*, 2017). Nesse cenário, as rochas alcalinas silicáticas associadas representariam cumulatos que são originados nas etapas de cristalização anteriores à formação do carbonatito, de modo a ter-se uma linha única de evolução magmática abrangendo todos esses litotipos (Bell e Rukhlov, 2004; Doroshkevich *et al.*, 2017). Segundo estudos experimentais de Lee e Wyllie

(1994), a cristalização fracionada de um líquido silicático com nefelina normativa e CO₂ pode gerar um líquido residual de composição carbonatítica nas condições de pressão de 0,1 GPa e temperatura abaixo de 960°C.

Em conformidade com Gittins e Harmer (2003), as hipóteses conflitantes a respeito da gênese de magmas carbonatíticos têm causado numerosos debates entre os petrólogos, de forma que a premissaposta de que "há carbonatitos e carbonatitos" começou a se difundir mais intensamente na literatura moderna. Essa ideia é reforçada por Bell *et al.* (1999) e Mitchell (2005), com os primeiros autores afirmindo que cada ocorrência alcalino-carbonatítica deve ser considerada individualmente quando se avaliam os processos que lhe deram origem.

9.2. Processos Geradores

Dentre as 31 ocorrências carbonatíticas da Plataforma Brasileira conhecidas na literatura (recentemente revisadas por Gomes *et al.*, 2018a, e por Speziale *et al.*, 2020, no prelo-202?), muitas delas contam com estudos petrogenéticos e geoquímicos mais detalhados como, por exemplo, Anitápolis (Comin-Chiaromonti *et al.*, 2002), Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002, 2008), Catalão I (Cordeiro *et al.*, 2010, 2011a, 2011b; Oliveira *et al.*, 2017), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017), Ipanema (Guarino *et al.*, 2012), Jacupiranga (Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017, 2019), Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992; Azzone *et al.*, 2013), Lages (Traversa *et al.*, 1996), Mato Preto (Comin-Chiaromonti *et al.*, 2001), Salitre (Morbidelli *et al.*, 1997; Barbosa, 2009) e Tapira (Brod *et al.*, 2013), no Brasil, e Cerro Chiriguelo (Castorina *et al.*, 1996, 1997) e Cerro Sarambí (Gomes *et al.*, 2011b), no Paraguai. Na sua maioria, esses trabalhos apontam para processos de cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos como os agentes principais responsáveis pela origem dos magmas carbonatíticos, gerados a partir de magmas progenitores maficos alcalinos. Uma síntese dos processos de formação propostos para as ocorrências carbonatíticas brasileiras, paraguaias e também boliviana de Cerro Manomó é mostrada na tabela 9.1.

Em linhas gerais, os carbonatitos magmáticos investigados têm a sua origem ligada à remoção de grande quantidade de material cumulático, notadamente de olivina e clinopiroxênio. As linhas de evolução (gabro alcalino a sienogabro a nefelina sienito) estão associadas a esse processo, como indicado pela presença significativa de rochas duníticas e piroxeníticas no campo, especialmente nos casos de Jacupiranga e Juquiá. Fracionamento de olivina e clinopiroxênio é requerido para a transição de olivina nefelinito/ankaratrito para fonolito/fonolito peralcalino. A exsolução de líquido carbonatítico parece estar ligada à evolução de fonolito para líquidos fonolíticos peralcalinos, como representado esquematicamente no diagrama quaternário da figura 9.1 (cf. Kjarsgaard e Hamilton, 1989), correlacionando CO₂-(SiO₂+TiO₂+Al₂O₃)-(CaO+MgO+FeO). Dados obtidos por Castorina *et al.* (1997) para rochas carbonatíticas do Paraguai Oriental possibilitaram concluir que se a diferenciação do magma progenitor tendo CO₂ em sua composição for relativamente limitada (basanito a fonotefrito, cf. Figura 9.2), o líquido carbonatítico exsolvido é volumetricamente pouco expressivo e se cristaliza na forma de pequenos agregados ou *ocelli* (presentes principalmente nas ocorrências de Cerro Cañada, Cerro E Santa Elena e Valle-mí (Tabela 2.1). Por outro lado, se a evolução for mais extensa e levar à formação de fonolito ou traquito, os magmas gerados poderão exsolver líquidos carbonatíticos contendo alto teor de La e razão La/Yb elevada relativamente aos fluidos dos magmas progenitores.

Um modelo hipotético bastante consistente foi discutido por Beccaluva *et al.* (1992) para a origem do complexo de Juquiá, fundamentado em cálculos de balanço de massa. Esses autores propuseram uma evolução multiestágio em condições de sistema praticamente fechado para

Tabela 9.1. Processos genéticos atribuídos às ocorrências carbonatíticas brasileiras, paraguaias e boliviana. As ocorrências de Itapiroapuã, Piedade, Poços de Caldas, Joca Tavares, Porteira, Caiapó, Morro do Engenho, Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena não possuem estudos petrológicos de detalhe e, portanto, não estão incluídas na síntese.

Ocorrência	Sistema Aberto		Sistema Fechado			E.P.M.	Fonte		
	M.P.	A.C.	C.F.	I.L.	M.Pr.				
BRASIL									
Vale do Ribeira									
Barra do Itapiroapuã		X		X		X	1, 2		
Ipanema				X		X	3		
Itanhaém				X			4		
Jacupiranga	X	X		X	X		5, 6, 7, 8, 9		
Juquiá				X			10		
Mato preto				X		X	11, 12		
Litoral São Paulo									
Ilhas				X			4		
Santa Catarina									
Anitápolis				X			12, 13		
Lages				X			12, 14		
Alto Paranaíba									
Araxá				X		X	15		
Catalão I	X	X		X		X	16		
Catalão II				X			17		
Salitre				X			18		
Serra Negra				X			20		
Tapira			X	X			19		
Goiás									
Santo Antônio da Barra				X			21, 22		
PARAGUAI									
Rio Apa									
Valle-mí				X			23, 24, 25		
Amambay									
Cerro Chiriguelo				X		X	23, 24, 25, 26		
Cerro Sarambí				X		X	23, 24, 25, 27		
Central									
Sapucaí				X		X	23, 24		
BOLÍVIA									
Velasco									
Cerro Manomó						X	26, 28, 29		

Fontes de dados: 1, Andrade *et al.* (1999b); 2, Ruberti *et al.* (2002); 3, Guarino *et al.* (2012); 4, Coutinho (2008); 5, Huang *et al.* (1995); 6, Beccaluva *et al.* (2017); 7, Chmyz *et al.* (2019); 8, Gaspar (1989); 9, Roden *et al.* (1985); 10, Beccaluva *et al.* (1992); 11, Comin-Chiaromonti *et al.* (2001); 12, Gomes *et al.* (2011a); 13, Furtado (1989); 14, Comin-Chiaromonti *et al.* (2002); 15, Traversa *et al.* (2001); 16, Oliveira *et al.* (2017); 17, Guarino *et al.* (2017); 18, Barbosa (2009); 19, Brod *et al.* (2013); 20, Grasso (2010); 21, Junqueira-Brod *et al.* (2005a); 22, Brod *et al.* (2005); 23, Castorina *et al.* (1996); 24, Castorina *et al.* (1997); 25, Comin-Chiaromonti *et al.* (2014a); 26, Gomes *et al.* (2018a); 27, Gomes *et al.* (2011b); 28, Comin-Chiaromonti *et al.* (2005c); 29, Comin-Chiaromonti *et al.* (2011).

Abreviações: M.P., Múltiplos Pulsos; A.C., Assimilação Crustal; C.F., Cristalização Fracionada; I.L., Imiscibilidade de Líquidos com ou sem Cristalização Fracionada Prévia; M.Pr., Magma Primário; E.P.M., Estágio Pós-Magmático.

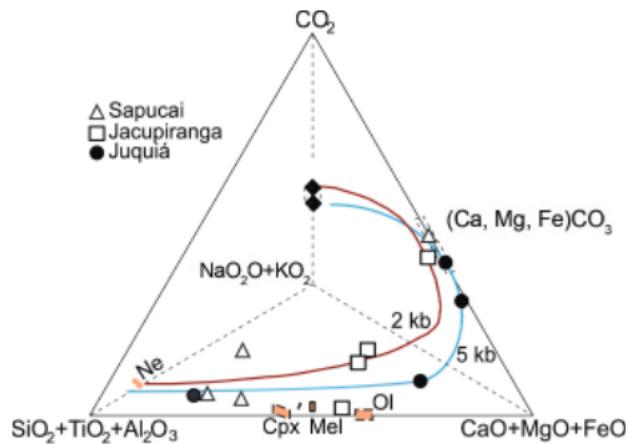


Figura 9.1. Diagrama quaternário CO_2 -(SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3)-(CaO+MgO+FeO) de Kjarsgaard e Hamilton (1989) mostrando as tendências de evolução dos líquidos residuais. As curvas de 2 kb e 5 kb representam solvi teóricos isobáricos politermais. Abreviações: Cpx, clinopiroxênio; Mel, melilita; Ol, olivina; Ne, nefelina. Fontes de dados: Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaromonti *et al.* (2007a, 2007b).

essas rochas, que envolveria: 1) fracionamento, a partir de magma progenitor carbonatado basanítico, de assembleia mineral comparável àquela observada nos cumulatos descritos no complexo (olivina clinopiroxenito e, subordinadamente, olivina álcali gabro), com concomitante evolução do líquido para um magma essexítico; 2) derivação de líquido menos diferenciado (nefelina sienito máfico) por fracionamento de cumulatos sienodioríticos a partir do magma essexítico; 3) a partir do líquido sienítico enriquecido em CO_2 se daria tanto a exsolução de fluido carbonatado quanto a formação por fracionamento de cumulatos de melteigito-ijolito-urtito; 4) formação de nefelina sienitos residuais (ortocumulatos) e diques fonolíticos. Comin-Chiaromonti *et al.* (2007a) postularam que a evolução petrológica sugerida para o complexo de Juquiá poderia representar um modelo geral para os demais carbonatitos brasileiros. Contudo, estudos petrogenéticos de detalhe recentemente desenvolvidos em várias das ocorrências investigadas apresentam importantes particularidades em seus processos evolutivos a merecer análise mais detida, como será tratado a seguir.

Dada a ausência de uma linha de evolução de líquido englobando os diferentes litotipos presentes no complexo de Ipanema (alguns deles monominerálicos, como carbonatitos, apatítitos e magnetítitos), Guarino *et al.* (2012) discordaram da ideia de um vínculo exclusivo por cristalização fracionada reunindo as rochas silicáticas e as carbonatíticas da ocorrência. Na verdade, as rochas de Ipanema se distribuem ao longo da linha dos conjugados silicáticos/carbonatíticos em sistemas de baixo MgO no diagrama (SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2)-(CaO+MgO+FeO*)-(Na_2O + K_2O) de Lee e Wyllie (1997), como também ao longo da linha cotética albita/calcita (Ab/Cc) (Figura 9.3). Ambas as li-

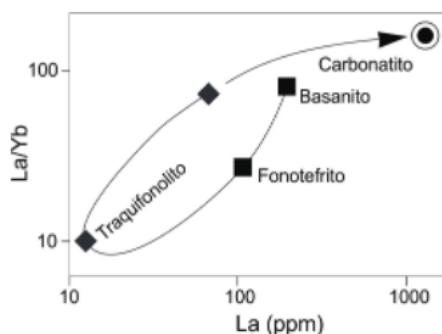


Figura 9.2. Curva de tendência evolutiva mostrada para diques alcalinos da região do Rio Apa (Valle-mí), no Paraguai (Castorina *et al.*, 1997).

nhas indicam uma tendência evolutiva marcada pela formação inicial de lamprófiros e glimmeritos, seguida pelo evento de imiscibilidade que gerou os apatítitos, magnetítitos e carbonatitos.

Na região de Goiás, Junqueira-Brod *et al.* (2005) descreveram uma elevada quantidade de glóbulos de carbonato (até 70 vol%) na unidade de topo das lavas kamafugíticas de Santo Antônio da Barra. Os autores sugeriram que esse fluxo de lava tão peculiar poderia, em vez de indicar uma relação líquido+gás, apontar para uma associação líquido+líquido resultante de imiscibilidade. Desse modo, os glóbulos representariam o magma carbonatítico, enquanto a rocha hospedeira um magma kamafugítico. Segundo Junqueira-Brod *et al.* (2005), esse cenário se apresenta como uma explicação plausível, uma vez que bolhas de gás não seriam estáveis nas condições de baixíssima viscosidade da lava kamafugítica. Apesar das evidências indiretas, Brod *et al.* (2005) reforçaram a necessidade de realização de estudos petrológicos de detalhe na investigação das relações genéticas entre kamafugitos e carbonatitos da região.

Embassados em dados de campo e evidências petrográficas, mineralógicas, químicas e isotópicas, Brod *et al.* (2013) interpretaram a ocorrência de Tapira como resultado de uma complexa interação envolvendo diferentes processos petrogenéticos: imiscibilidade de líquidos, cristalização fracionada e metassomatismo/desgaseificação. Nesse trabalho, os autores enfatizaram a importância de determinadas feições geoquímicas como assinaturas indicativas da ação de processos de imiscibilidade: 1) dissociação (*decoupling*) de pares geoquímicos (p. ex., Nb-Ta e Zr-Hf); 2) rotação de padrões de ETR, que cruzam os padrões dos líquidos primitivos e 3) relações correspondentes e opostas de enriquecimento/empobrecimento entre os conjugados de líquidos imiscíveis, gerando anomalias espelhadas em diagramas multielementares. No caso particular de Tapira, como salientado por aqueles autores, algumas amostras de carbonatito (i.e., unidades C1 e C2) mostram características típicas de formação por imiscibilidade de líquidos, tais como dissociação de Nb/Ta, elevado fracionamento ETRL/ETRP e diminuição de Zr+Hf. Contudo, outras amostras (i.e., unidades C3 e C4) não somente deixam de apresentar evidências de forte dissociação entre Nb e Ta como também possuem razões Nb/Ta (normalizadas para condrito) similares àquelas dos magmas progenitores do complexo. Essa relação parece sugerir que esses carbonatitos representam resíduos finais de cristalização fracionada, particularmente a unidade C3, que se associa espacialmente a bebedouritos.

O modelo petrogenético do complexo de Salitre, por sua vez, considera a existência de su-

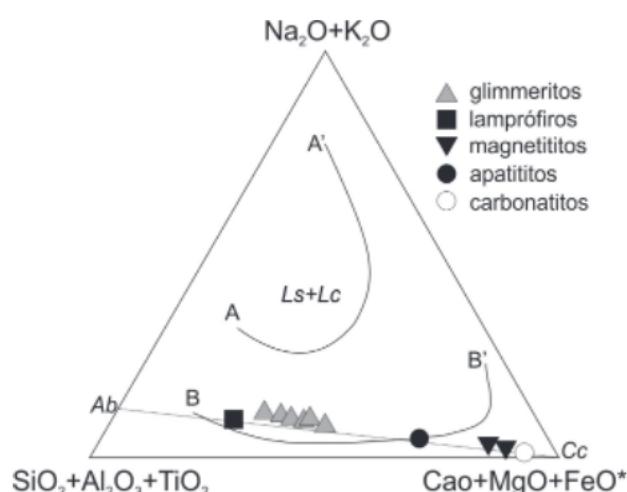


Figura 9.3. Rochas do complexo de Ipanema no sistema $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}^*) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Lee e Wyllie (1997). As linhas AA' (enriquecido em Mg) e BB' (empobrecido em Mg) representam os diferentes campos de imiscibilidade de líquidos silicáticos (Ls) e carbonáticos (Lc), enquanto a linha albita/calcita (Ab/Cc) representa a linha cotética de Lee e Wyllie (1998). FeO*: ferro total expresso como óxido. Extraída de Guarino *et al.* (2012).

cessivas etapas de imiscibilidade de líquidos (Barbosa, 2009). Como proposto pela autora, após o fracionamento de bebedouritos cumuláticos a partir do magma progenitor (flogopita picrito) teve lugar o primeiro evento de exsolução, gerando foscoritos P1 e novos bebedouritos. Uma vez que esse evento de imiscibilidade se deu em estágio muito primitivo, os voláteis não foram suficientemente eliminados do magma silicático, o que provocou o aparecimento de um novo evento de imiscibilidade, levando, dessa vez, à formação de bebedouritos e magnesiocarbonatitos C1. A evolução desse magma resultou na sua “subdivisão” em outras frações: magnesiocarbonatitos C2, foscoritos P2 e calciocarbonatitos C3. Resíduos do processo de diferenciação de C2 deram origem a magnesiocarbonatitos tardios D4.

Para as ocorrências carbonáticas das áreas do Rio Apa e Amambay, no Paraguai Oriental, Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a) sugeriram uma evolução em duas etapas a partir dos basanitos descritos em Valle-mí, e tidos como representativos dos magmas progenitores: 1) fracionamento do líquido basanítico para composições traquifonolíticas, o que explicaria a concentração de fluidos ricos em CO₂ e 2) exsolução de líquido carbonatítico (aproximadamente 20% em peso, conforme Castorina *et al.*, 1997) a partir dos magmas mais diferenciados. Castorina *et al.* (1997) propuseram, ainda, um aumento contínuo da fração carbonática dissolvida no líquido silicático até a derradeira exsolução de um magma carbonatítico imiscível, obedecida a sequência: basanito → fonotefrito → traquifonolito → fonolito (traquito) → carbonatito.

Apesar de os dados isotópicos reforçarem a hipótese de que as rochas alcalino-carbonáticas cretácicas foram geradas dominantemente por processos de imiscibilidade de líquidos e cristalização fracionada, as elevadas razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidas em amostras de alguns complexos (p. ex., Barra do Itapirapuã, Ipanema, Jacupiranga, Juquiá etc.) não excluem a possibilidade da atuação de mecanismos de contaminação, particularmente em ocorrências nas quais as fácies de borda estão em contato com encaixantes graníticas nos estágios mais tardios da intrusão carbonatítica. Investigando o complexo de Jacupiranga, Roden *et al.* (1985) e Gaspar (1989) associaram as heterogeneidades isotópicas presentes em algumas de suas rochas à ação de processos de contaminação crustal. Já Huang *et al.* (1995), em contrapartida, refutaram a ideia de qualquer contribuição significativa de contaminação afetando a evolução dos carbonatitos e clinopiroxenitos do complexo. Em pesquisa mais recente sobre Jacupiranga, Chmyz *et al.* (2017) apresentaram evidências mineralógicas, texturais e geoquímicas indicativas de contaminação crustal na série moderadamente insaturada em sílica do distrito.

Um modelo complexo, combinando processos de assimilação crustal, cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos, foi proposto para os carbonatitos de Catalão I por Oliveira *et al.* (2017). Segundo esses autores, os estágios finais de evolução do complexo carbonatítico foram marcados por variações isotópicas significativas nas razões iniciais (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i e (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, atribuídas a dois processos evolutivos distintos. Uma primeira linha evolutiva (A) envolveria diversos pulsos de magmas imiscíveis e/ou residuais, derivados de um magma progenitor silicático carbonatado (flogopita picrito) contaminado por crosta continental em diferentes proporções, em um processo similar ao conceito de *assimilation-fractional crystallization-liquid immiscibility* (AFCLI, na sigla em inglês). Uma segunda linha evolutiva (B) é interpretada, por sua vez, como resultante da interação entre carbonatitos magmáticos já cristalizados com fluidos carbohidrotermais pós-magmáticos ou tardios.

Identicamente, os carbonatitos de Barra do Itapirapuã se caracterizam por notável complexidade no tocante às relações de campo, petrográficas e texturais. Estudos isotópicos e geoquímicos desenvolvidos por Ruberti *et al.* (2002) indicaram que a gênese da associação carbonatito-sienito, de composições isotópicas similares, é consistente com taxas de assimilação de

até 20% de material crustal, conforme demonstrado por curvas de mistura. A composição de carbonatitos tardios, por sua vez, é consistente com assimilação de rochas crustais inferior a 10%. Esses autores propuseram para a associação carbonatito-sienito uma origem por imiscibilidade de líquidos, seguida por processos de cristalização fracionada de calcita e dolomita no magma carbonatítico. Por último, admitiram a ação de mecanismos de reequilíbrio em condições hidrotermais, conforme será discutido mais adiante.

Imiscibilidade de líquidos foi também considerada por Germann *et al.* (1987), Gaspar (1989) e Comin-Chiaromonti *et al.* (2007a) como o mecanismo gerador dos carbonatitos do complexo de Jacupiranga. Os últimos autores sugeriram que magmas progenitores ankaratríticos teriam evoluído, por fracionamento de clinopiroxênio e olivina, para líquidos com composições fonolíticas, dos quais os carbonatitos seriam exsolvídos, em um modelo similar ao sugerido por Beccaluva *et al.* (1992) para o complexo de Juquiá. Contudo, Huang *et al.* (1995), comparando dados isotópicos e concentrações de elementos-traço para as rochas de Jacupiranga, propuseram que os carbonatitos e os clinopiroxenitos teriam sido derivados de magmas progenitores distintos. De modo similar, Beccaluva *et al.* (2017) e Chmyz *et al.* (2019) argumentaram que os carbonatitos e as rochas silicáticas dessa ocorrência não apresentam evidências de serem geneticamente relacionados. Beccaluva *et al.* (2017) mencionaram a presença de inclusões fluidas e *melt inclusions* na apatita dos carbonatitos (sugestivas de grande profundidade de aprisionamento) como indícios de uma origem em profundidades mantélicas, além de chamarem a atenção para a ausência de *ocelli* carbonatíticos nas rochas silicáticas associadas. Nesse sentido, Coutinho (2008) interpretou a mera associação espacial dos diques carbonatíticos com lamprófiros carbonatados contendo *ocelli* de material carbonático nas localidades de as Ilhas e Itanhaém, ambas no litoral de São Paulo, como sugestiva de uma origem por imiscibilidade de líquidos para aquelas intrusões. Baseados em evidências geoquímicas (padrões de ETR e dados isotópicos de enxofre e ferro indicativos de uma origem primitiva), Beccaluva *et al.* (2017) preconizaram ainda que a hipótese de os carbonatitos de Jacupiranga estarem associados a processos de imiscibilidade em níveis rasos é pouco plausível. Por último, Chmyz *et al.* (2019) admitiram que uma origem primária é o cenário mais provável para a gênese dos carbonatitos de Jacupiranga. Esses autores, além de salientarem as diferenças das razões isotópicas de Nd e Pb entre carbonatitos e rochas silicáticas do complexo, concluíram que os carbonatitos não devem se correlacionar geneticamente a qualquer uma das séries alcalinas descritas na unidade (moderada e fortemente insaturadas em sílica), dada a ausência de dissociação de pares geoquímicos e das baixas razões Ba/La dos carbonatitos.

9.3. Processos Tardi- e Pós-Magmáticos

Como discutido na literatura (p. ex., Deines, 1989), a grande variação no conteúdo de isótopos de carbono e oxigênio nos complexos carbonatíticos é resultante de processos magmáticos relacionados a causas diversas: 1) heterogeneidades na composição isotópica da fonte mantélica (Nelson *et al.*, 1988); 2) processos de fracionamento ao longo da evolução magmática; 3) perda de fluidos durante a redução de pressão ao tempo do alojamento da intrusão; 4) contaminação crustal (Santos e Clayton, 1995) e 5) atividades hidrotermais e deutéricas com a participação de água subterrânea. Estudos sistemáticos desenvolvidos em carbonatitos da Bacia do Paraná (p. ex., Censi *et al.*, 1989; Santos *et al.*, 1990; Santos e Clayton, 1995; Castorina *et al.*, 1996, 1997; Speziale *et al.*, 1997; Comin-Chiaromonti *et al.*, 2001, 2002, 2005c, 2007a, 2015; Gomes e Comin-Chiaromonti, 2017) demonstraram que muitas das ocorrências investigadas são isotopicamente

enriquecidas e possuem assinatura crustal negligível ou ausente. Adicionalmente, que processos de cristalização fracionada e de imiscibilidade de líquidos parecem ter exercido pouca influência na composição isotópica do carbono e oxigênio. Segundo Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaromonti *et al.* (2005c, 2007a), as principais variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ dos carbonatitos resultaram de mudanças isotópicas envolvendo a interação dessas rochas com fluidos ricos em $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, ocorrida em baixas temperaturas e com razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ compatíveis com um ambiente hidrotermal (ou seja, temperatura no intervalo de 400-80°C e fluidos com razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ de 0,8 a 1). Santos e Clayton (1995) sugeriram para essas variações valores de temperatura abaixo de 300°C e participação de fluidos com razões $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ elevadas. Assim, a tendência de enriquecimento isotópico estaria relacionada com o grau de alteração hidrotermal das rochas e, ainda, com o nível topográfico dos corpos carbonatíticos ao tempo de sua colocação, como sugerido por Deines e Gold (1973) e Censi *et al.* (1989), refletindo condições subvulcânicas (intrusões mais profundas ou próximas à superfície) e ambiente superficial (Deines e Gold, 1973). Castorina *et al.* (1997), pesquisando especificamente as ocorrências paraguaias das regiões de Amambay, Rio Apa e do Rifte de Assunção chamaram a atenção para as alterações provocadas pelo processo intempérico e por fluidos ligados à água subterrânea, assim como para o papel da água meteórica, que é responsável pela produção de amostras muito enriquecidas em carbono leve em razão da presença de contaminante biológico. Processos de contaminação crustal envolvendo rochas encaixantes pré-cambrianas de natureza carbonática pertencentes ao Grupo Açungui ($\delta^{18}\text{O}=+25,0$ a $+24,4\text{ ‰}$ e $\delta^{13}\text{C}=+3,5$ a $-8,6\text{ ‰}$) foram apontados por Santos e Clayton (1995) como possível explicação para o enriquecimento em isótopos pesados de amostras alteradas hidrotermalmente do complexo carbonatítico de Mato Preto ($\delta^{13}\text{C}=-6,9$ a $+0,8\text{ ‰}$). Essa interpretação, no entanto, é contestada por Speziale *et al.* (1997) e Comin-Chiaromonti *et al.* (2005c), tendo em vista que esses carbonatitos possuem valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares aos das rochas alcalinas silicáticas associadas, além do fato de que as amostras nas quais as assinaturas isotópicas em C-O foram modificadas por processos pós-magmáticos pela ação de fluidos hidrotermais ainda preservam suas características mantélicas.

Carbonatitos gerados sob condições hidrotermais são encontrados nas ocorrências eocretáceas de Barra do Itapirapuã (Brasil), de Cerro Chiriguelo (Paraguai) e de Cerro Manomó (Bolívia). Apesar de assimilação crustal e imiscibilidade de líquidos terem exercido papel importante na origem dos carbonatitos e sienitos de Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002), os carbonatitos dessa ocorrência podem ser classificados, segundo o conceito de "estágio" de processos carbonatíticos (baseado nos constituintes minerais da rocha, ver Tabelas 7.19 e 7.20), como carbonatitos tardios, visto serem constituídos predominantemente por dolomita enriquecida em Fe, ou ankerita carbonatitos com barita, fluorita, quartzo e calcedônia. Conforme estudos geoquímicos e isotópicos de Ruberti *et al.* (2008), essas rochas encontram-se pervasivamente alteradas por eventos hidrotermais. Composições isotópicas de carbono e oxigênio obtidas por esses autores indicam reequilíbrio em condições hidrotermais sob temperaturas variando entre 375 e 80°C. Já o complexo de Cerro Chiriguelo é formado de calciocarbonatitos que se mostram cortados por veios de calciocarbonatitos ferruginosos na parte central da intrusão (Censi *et al.*, 1989; Comin-Chiaromonti *et al.*, 2014a). No Cerro Manomó, blocos de material carbonatítico foram descritos por Comin-Chiaromonti *et al.* (2005b, 2011) como compostos de carbonato siderítico-ankerítico alterado hidrotermalmente em associação com fluorocarbonatos de terras raras.

Dentre as unidades neocretáceas, o conteúdo de isótopos estáveis de Catalão I indica que a maior parte das rochas pertencentes à linha evolutiva B de Oliveira *et al.* (2017) é fortemente enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$ e, apesar de o conteúdo de $\delta^{13}\text{C}$ se situar no campo do carbono

mantélico, ele apresenta considerável variação ($\delta^{13}\text{C} = -3.55$ a -7.01‰). Oliveira *et al.* (2017) interpretaram, então, as assinaturas de Nd menos radiogênicas dessas amostras como resultado de interação *subsolidus* dos carbonatitos tardios com fluidos carbohidrotermais isotopicamente enriquecidos. Esses fluidos enriquecidos em CO_2 - H_2O podem ter se misturado a um componente representativo da antiga crosta continental e adquirido uma composição isotópica extremamente enriquecida em Nd, de modo a afetar os dolomita carbonatitos já cristalizados do complexo.

9.4. Fenitização e Autometassomatismo

Rochas alcalinas e carbonatitos tipicamente relacionam-se espacial e temporalmente a aureolas de fenitos, produtos da alteração a elevadas temperaturas das rochas encaixantes (Elliot *et al.*, 2018). Como fenitização entende-se um processo metassomático de caráter alcalino (sódico ou potássico) associado à atividade ígnea (Le Bas, 2008), que abrange mudanças tanto de caráter físico quanto químico da encaixante, até esta atingir equilíbrio com o corpo intrusivo (Morogan, 1994).

Evidências de fenitização são observadas em praticamente todas as ocorrências alcalinas e alcalino-carbonatíticas brasileiras (Gomes *et al.* 1990), afetando tanto suas encaixantes (sobretudo granitos e gnaisses proterozoicos) como também o interior das próprias unidades (autometassomatismo). Esse é o caso de ocorrências compostas por litotipos ultramáficos (p. ex., clinopiroxenitos, dunitos, peridotitos) em associação com carbonatitos. Segundo Gomes *et al.* (1990), fluidos enriquecidos em álcalis (possivelmente relacionados aos carbonatitos) são apontados como responsáveis por importantes mudanças compostionais ocorridas seja no contato entre os litotipos mencionados, seja na forma de veios cortando as rochas ultramáficas. Anfibolitização, flogopitização e feldspatização caracterizam importantes processos reacionais nesses sistemas, sendo que a assembleia primária das rochas ultramáficas (olivina e clinopiroxênio) encontra-se parcial ou completamente substituída por anfibólio alcalino ou flogopita.

Os mais estudados exemplos brasileiros de processos de autometassomatismo são reconhecidos em ocorrências alcalino-carbonatíticas das províncias ígneas do Arco de Ponta Grossa e Alto Paranaíba. Nesta última, os complexos de Araxá, Tapira, Salitre e Catalão I são constituídos por bebedouritos e dunitos transformados, em diferentes graus, para flogopititos (Traversa *et al.*, 2001; Brod *et al.*, 2004, 2013; Barbosa *et al.*, 2012b; Cordeiro *et al.*, 2011a, 2011b; Oliveira *et al.*, 2017). A origem dessas rochas é relacionada, nesses trabalhos, ao metassomatismo dos litotipos ultramáficos preexistentes devido à ação de fluidos originados das intrusões carbonatíticas.

No entanto, o exemplo brasileiro clássico para processos de autometassomatismo é proporcionado pelo complexo de Jacupiranga, conforme enfatizado por Gomes *et al.* (1990). Nessa ocorrência, a zona de contato entre clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e carbonatitos é marcada pela presença de bandas concêntricas de reação formadas pela alternância de níveis silicáticos de composição diversa e carbonáticos, particularmente visíveis na área do Morro da Mina. Baseados em características químicas e compostionais, Morbidelli *et al.* (1986) definiram três tipos de bandas de reação, a partir do clinopiroxenito em direção ao carbonatito: banda rica em anfibólio, banda rica em flogopita e banda rica em olivina. Porções com composição carbonática são recorrentes nas três bandas, apesar de aparecerem de maneira particular em cada uma delas. Morbidelli *et al.* (1986) propuseram que os anfibólios e, posteriormente, as micas (flogopita) descritos nas bandas de reação derivaram da interação de fluidos carbonatíticos com o protólito clinopiroxenítico. Para os autores, esses eventos de anfibolitização e flogopitização são interpretados como produtos do processo de fenitização com forte atividade de elementos alcalinos (i.e., Na, K e Rb) e H_2O sobre os clinopiroxenitos. Uma vez que a atividade desses fluidos não foi fortemente pervasiva, a

sua ação limitou-se a uma área restrita. A presença de veios carbonatíticos é admitida como um evento de carbonatização atuando sobre as áreas fenitizadas. Em resumo, Morbidelli *et al.* (1986) consideraram que as transformações afetando os clinopiroxenitos desenvolveram-se em vários estágios, com a formação de uma paragênese complexa, sendo que a assembleia mineral do protólitico foi modificada tanto por voláteis quanto pelo magma carbonatítico propriamente dito.

9.5. Fontes Mantélicas

Diversos trabalhos, embasados em dados geoquímicos e nos sistemas isotópicos Sr-Nd-Pb, têm sugerido uma fonte mantélica heterogênea, composta por peridotito com flogopita metassomatizado por fluidos carbonatados, para diferentes domínios da Plataforma Brasileira (p. ex., Gibson *et al.*, 1995a, 1995b, 1999, 2005; Comin-Chiaromonti *et al.*, 1997, 2014a; Thompson *et al.*, 1998; Brotzu *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2013; Guarino *et al.*, 2017; Gomes e Comin-Chiaromonti, 2017). O caráter regional dessas heterogeneidades do manto acha-se evidenciado, com base na sistemática Nd-Hf (Figura 9.4), pelas distintas composições isotópicas das regiões fonte do magmatismo alcalino das províncias Alto Paranaíba e de Goiás, como salientam Guarino *et al.* (2017).

Para a ocorrência de Juquiá, modelos de fusão desenvolvidos por Azzone *et al.* (2013) demonstraram que uma fonte homogênea com pequena variação no grau de fusão parcial se mostra insuficiente para explicar as diversas composições obtidas para o líquido em equilíbrio com primocristais dos clinopiroxenitos. Segundo esses autores, os modelos parecem sugerir que tais diferenças geoquímicas resultam da 1) hibridização entre veios metassomáticos (carbonáticos) e lherzolitos e de 2) heterogeneidades modais na fonte mantélica residual do magma progenitor do complexo, com variações nas razões clinopiroxênio/granada. O mesmo cenário é proposto por Chmyz *et al.* (2017) para o magma progenitor da série moderadamente insaturada em sílica do complexo de Jacupiranga. Já para os magmas descritos no complexo de Lages, Gibson *et al.* (1999), baseados em evidências químicas e isotópicas, propuseram diferentes fontes mantélicas: enquanto os magmas máficos potássicos (minettes) seriam originados a partir da fusão do manto litosférico subcontinental, os magmas sódicos (melanefelinitos e melilititos) estariam relacionados a fontes mantélicas mais profundas.

Idades-modelo de Nd (T^{DM}) têm sido reportadas para diferentes litologias magmáticas da

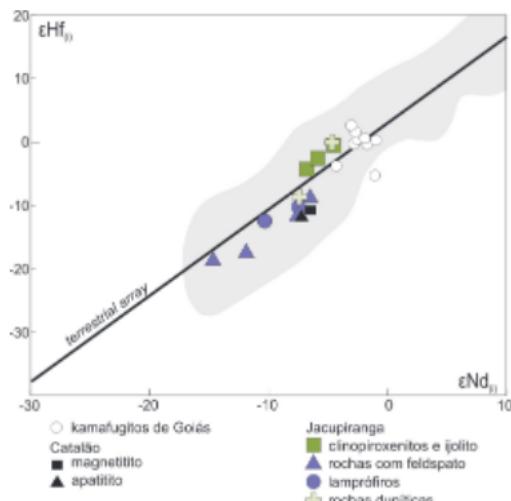


Figura 9.4. Diagrama ϵHf_i vs. ϵNd_i para as rochas de Jacupiranga e Catalão, e kamafugitos de Goiás. O campo em cinza representa os dados crustais e oceânicos usados para definir o *terrestrial array* de Vervoort *et al.* (1999). Modificada de Chmyz *et al.* (2019).

Bacia do Paraná (toleítos com alto e baixo Ti, alcalinas potássicas e sódicas, além de carbonatitos). Esses resultados são encontrados em grande número de trabalhos, como os de Comin-Chiaromonti *et al.* (1995, 1997, 2002, 2005c, 2007a, 2007b, 2007c, 2014a, 2015), Gibson *et al.* (1995b, 1997), Castorina *et al.* (1997), Comin-Chiaromonti e Gomes (2005), Antonini *et al.* (2005), Buzzi e Araújo (2005), Enrich *et al.* (2005), Gomes e Comin-Chiaromonti (2005), Ruberti *et al.* (2005), Scheibe *et al.* (2005), Carlson *et al.* (2007), Gomes *et al.* (2011a, 2011b), Guarino *et al.* (2017), Gomes e Comin-Chiaromonti (2017), entre outros.

Dados disponíveis para as lavas toleíticas da Bacia do Paraná indicam que essas rochas teriam se formado num pequeno intervalo de tempo (134-133 Ma, Thiede e Vasconcelos, 2010), contrariamente ao pensamento então predominante na literatura. Contudo, quando examinadas as idades-modelo dessas vulcânicas – que não refletem as idades verdadeiras das fontes, mas, sendo uma função do fracionamento Sr/Nd durante o processo de fusão e diferenciação magmática (Arndt e Goldstein, 1987), fornecem apenas informações sobre o tempo estimado da ocorrência de um evento metassomático –, nota-se que elas se caracterizam por grande variação. As lavas e diques de toleítos com alto Ti apresentam idades-modelo de 0,5 a 2,1 Ga, com um valor médio de $1,1 \pm 0,1$ Ga; já as de baixo Ti possuem idades no intervalo de 0,7 a 2,4 Ga, com um valor médio de $1,6 \pm 0,3$ Ga. Particularmente, junto às ocorrências paraguaias, as idades-modelo das rochas toleíticas parecem aumentar de N para S e de O para L (Comin-Chiaromonti *et al.*, 2007a). Segundo ainda esses autores, dados para todo o sistema Paraná-Angola-Namíbia (Etendeka) variam de 0,8 a 2,4 Ga e 0,8 a 2,7 Ga, respectivamente, para as rochas de alto e baixo Ti.

Determinações radiométricas (principalmente K-Ar, Ar-Ar e U-Pb) têm possibilitado incluir as rochas alcalinas e carbonáticas associadas em diferentes cronogrupos (~ 241 Ma, ~ 139 Ma, ~ 130 Ma, ~ 126 Ma, ~ 118 Ma, 110-100 Ma, 90-80 Ma, ~ 58 Ma, cf. Gomes e Comin-Chiaromonti, 2017), que são discutidos em vários trabalhos (Herz, 1977; Ulbrich *et al.*, 1990; Comin-Chiaromonti *et al.*, 2007c; Gomes *et al.*, 2013, 2018a; Gomes e Comin-Chiaromonti, 2017), embora idades mais confiáveis e precisas ainda se façam necessárias para a melhor caracterização de alguns desses intervalos de idades. O magmatismo alcalino potássico do Eocretáceo inclui rochas pré- e pós-toleítos, sendo as primeiras reconhecidas apenas no Paraguai. Idades-modelo para as pré-toleíticas permitem distinguir dois picos distintos, um de 1,1 Ga (região de Valle-mí) e outro de 1,4 Ga (região de Amambay). O magmatismo sin e pós-toleítos, como exemplificado pelas intrusões eocretáceas da região central do Paraguai (Rifte de Assunção), apresenta idade T^{DM} média de 1,7 Ga (Comin-Chiaromonti *et al.*, 1995). Por outro lado, idades mais novas ($0,7 \pm 0,2$ Ga) tenham sido obtidas por Ruberti *et al.* (2005) para os carbonatitos de Barra do Itapirapuã e Jacupiranga, e ainda inferiores ($0,58 \pm 0,08$ Ga) para os neocretáceos de Mato Preto, todos eles localizados na região do Arco de Ponta Grossa.

Já as rochas alcalinas e os carbonatitos associados neocretáceos, representados principalmente pelos vários complexos do Alto Paranaíba, no Brasil, bem como pelas ocorrências vulcânicas sódicas do Eocretáceo tardio (Província de Misiones) e do Paleoceno (Província de Assunção), ambas no Paraguai, possuem idades variáveis de 0,6 a 1,0 Ga. Como realçado no histograma da inserção da figura 9.5, a idade-modelo para toda a população da província magmática do Alto Paranaíba é de $0,99 \pm 0,10$ Ga. Os dados demonstram ainda que os valores menores de T^{DM} estão relacionados com as lavas terciárias de Assunção. Como característica geral, tem-se que a idade do magmatismo sódico, representado pelas vulcânicas de Misiones e Assunção e pela grande diversidade litológica da província permotriássica do Alto Paraguai (T^{DM} de 0,9 Ga, cf. Antonini *et al.*, 2005), às margens do rio Paraguai na divisa do Brasil e Paraguai, é similar à do magmatismo potássico da

província ígnea do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1999, 0,8-1,0 Ga, $0,99 \pm 0,10$ Ga, cf. Figura 9.5).

Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) interpretaram essa grande variação nas idades-modelo do magmatismo alcalino e toleítico como resultado de processos metassomáticos que afetaram o manto sublitosférico continental desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico. Dois principais episódios de enriquecimento mantélico teriam ocorrido entre 2,0-1,4 Ga e 1,0-0,5 Ga, caracterizados por marcantes diferenças químicas nas concentrações dos incompatíveis Ti, LILE (elementos litófilos de grande raio iônico) e HFSE (elementos com alto campo de força).

Para a fonte mantélica da série moderadamente insaturada em sílica do complexo de Jacu-

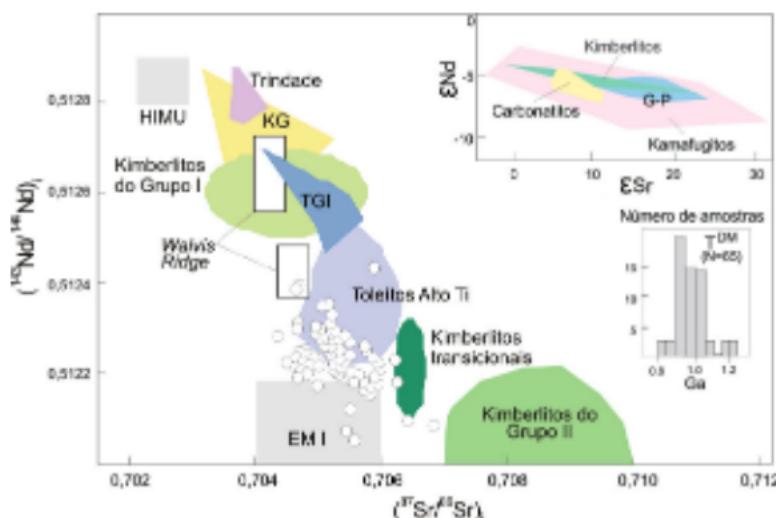


Figura 9.5. Razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para diferentes tipos de rochas da província do Alto Paranaíba (modificada de Gomes *et al.*, 2018a; os dados estão disponíveis em Speziale *et al.*, no prelo-202?). *Fontes de dados e abreviações:* KG, kimberlitos Gibeon (Davies *et al.*, 2001); Kimberlitos (Smith, 1983; Clark *et al.*, 1991); TGI, ilhas oceânicas de Tristão da Cunha-Inaccessible-Gough (Le Roex, 1985; Le Roex *et al.*, 1990); Ilha de Trindade (Marques *et al.*, 1999; Siebel *et al.*, 2000). Outras fontes de dados: Bellieni *et al.* (1990); Buzzi *et al.* (1991, 1995); Meyer *et al.* (1994); Gibson *et al.* (1995a, 1995b);- Toyoda *et al.* (1995); Carlson *et al.* (1996). *Inserções:* diagrama de correlação reunindo ϵSr vs. ϵNd e histogramas de idades-modelo T^{DM} (valores calculados em relação a reservatório empobrecido: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$ (cf. Faure, 1986) para rochas alcalinas e carbonatitos do Alto Paranaíba.

piranga, assinaturas de elementos maiores e traços (elevadas razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e La/Zr , e baixa Ti/Eu) dos lamprófiros e de líquidos calculados em equilíbrio com primocristais *cumulus* dos clinopiroxenitos indicam um manto litosférico metassomatizado por fluidos carbonatíticos (Chmyz *et al.*, 2017). A contribuição de um componente metassomático de composição carbonatítica é igualmente proposta para as demais ocorrências relacionadas ao Arco de Ponta Grossa (Gibson *et al.*, 1999; Ruberti *et al.*, 2005, 2012; Gomes *et al.*, 2011a; Azzone *et al.*, 2013). O momento de atuação do metassomatismo carbonatítico sobre a fonte mantélica do complexo de Jacupiranga é discutido por Chmyz *et al.* (2019), a partir das assinaturas isotópicas de Nd e Hf das rochas silicáticas da ocorrência. Segundo esses autores, uma vez que os valores de ϵNd_i e ϵHf_i obtidos situam-se no interior do campo definido para o *terrestrial array* (Figura 9.4), presume-se que a introdução do fluido carbonatítico no manto deva ter ocorrido pouco antes da geração dos magmas progenitores da intrusão. No entanto, idades-modelo T^{DM} Hf e T^{DM} Nd preponderantemente neoproterozoicas (0,7-3,0 Ga e 0,8-1,4 Ga, respectivamente) obtidas para essas mesmas amostras indicam que um processo de enriquecimento mais antigo também afetou a fonte mantélica. Com base nessas evidências, Chmyz *et al.* (2019) propuseram então para o distrito de Jacupiranga uma origem a partir de manto litosférico subcontinental com uma evolução complexa en-

volvendo multiestágio. Pelo menos dois eventos metassomáticos acham-se bem caracterizados: 1) um primeiro, de idade neoproterozoica, formado a partir de fluidos relacionados a processos de subducção, que possivelmente se correlacionam à aglutinação do Gondwana e 2) um segundo episódio de composição carbonatítica e idade mesozoica, presumidamente de origem sub-litosférica. Os magmas progenitores silicáticos teriam sido, assim, derivados da fusão parcial de diferentes gerações de veios metassomáticos que sofreram hibridização com as encaixantes peridotíticas (Figura 9.6). Similarmente, Gibson *et al.* (1995b) sugeriram uma evolução multiestágio para as fontes mantélicas das rochas potássicas máficas da região do Alto Paranaíba.

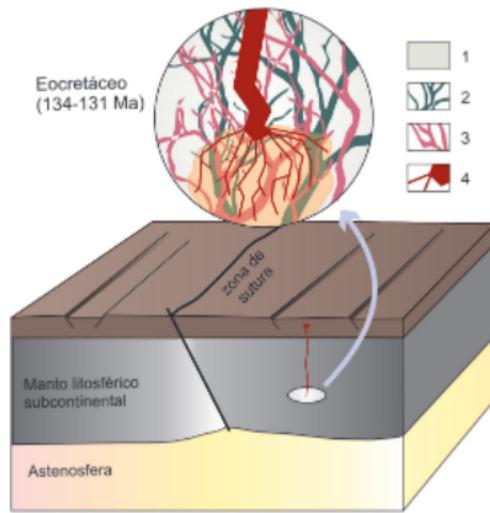


Figura 9.6. Modelo simplificado representativo do manto litosférico subcontinental e da origem dos magmas silicáticos do complexo de Jacupiranga (modificada de Chmyz *et al.*, 2019). A fusão parcial de diferentes gerações de veios metassomáticos junto à encaixante peridotítica (conforme o mecanismo de fusão de veio+rocha encaixante de Foley, 1992) produz os magmas progenitores silicáticos do complexo. Legenda: 1, granada peridotito; 2, veios metassomáticos derivados de fluidos relacionados a processos de subducção (Neoproterozoico); 3, veios metassomáticos relacionados a fluidos carbonatíticos (Mesozoico); 4, magma progenitor.

9.6. Contexto Geodinâmico

Diferentes modelos têm sido propostos para explicar o contexto geodinâmico do magmatismo alcalino e carbonatítico cretácico da Plataforma Brasileira. Gibson *et al.* (1995a, 1995b, 1999), Thompson *et al.* (1998) e Natali *et al.* (2018) sugeriram que tanto o magmatismo alcalino quanto o toleítico têm suas origens associadas a fundidos relacionados com plumas mantélicas (p. ex., Trindade e Tristão da Cunha, respectivamente), com alguma contribuição de fundidos derivados do manto litosférico subcontinental metassomatizado. Natali *et al.* (2018) advogaram um modelo no qual a pluma mantélica teria causado a formação concomitante de magmas toleíticos de alto MgO e alcalinos, a partir de fontes astenosféricas e em razão de perturbações térmicas havidas no manto litosférico, respectivamente. Em contrapartida, Comin-Chiaromonti *et al.* (1997, 1999, 2002, 2005c, 2007a, 2007b, 2007c), Castorina *et al.* (1997), Alberti *et al.* (1999), Ernesto *et al.* (2002) e Riccomini *et al.* (2005) propuseram, para os eventos alcalino-carbonatíticos do sistema Paraná-Angola-Namíbia, uma origem relacionada a fontes mantélicas litosféricas metassomatizadas sem qualquer contribuição de componentes associados a plumas. Nesse caso, os magmas progenitores seriam gerados por baixo grau de fusão parcial de manto litosférico devido à reativação de antigas zonas de falhas (Gomes e Comin-Chiaromonti, 2017).

