

1 CONTEXTO GEOLÓGICO E ASSINATURA GEOQUÍMICA-ISOTÓPICA DE BASALTO DE ILHA OCEÂNICA.

1.1 Introdução

Um fator importante no condicionamento do magmatismo no Atlântico Sul encontra-se ligado ao arcabouço tectônico gerado pela abertura do mesmo durante o Mesozoico, onde a margem leste da Plataforma Sul-Americana foi afetada por eventos tectono-magmáticos agrupados sob as denominações de “Evento Sul-Atlântico” (SCHOBENHAUS et al., 1984) e “Reativação Wealdeniana” (ALMEIDA, 1967). Esses eventos são relacionados à evolução do Oceano Atlântico Sul, implantado após a quebra do supercontinente *Pangea*, no período Cretáceo.

Com a contínua abertura, ergueu-se uma dorsal meso-oceânica e, na região axial dessa cadeia, desenvolveu-se um sistema de riftes oceânicos com centros de espalhamento ativos que foi a fonte do magmatismo basáltico formador da nova crosta oceânica. Associada a este cenário tectônico e, formada a partir da divergência contínua das duas porções continentais (Brasileira e Africana), um sistema de fraturas foi instalado e pode ultrapassar 20 Km de largura total, como a que ocorre no Alto do Rio Grande, representando zonas de fraqueza da litosfera oceânica.

Quando a placa litosférica passa sobre um ponto quente (*hotspot*), essas faixas de fraqueza oceânica atuam como condutos para o magma formador de vulcões, que, quando emergem, formam as ilhas e quando não, os montes submarinos e *guyots*.

Diversos trabalhos publicados propõem a dinâmica de geração do magmatismo intraplaca e a associam, por vezes, a fontes termais anômalas provindas do manto, denominadas de *hotspots*.

1.2 As ilhas oceânicas brasileiras e sua relação com a tectônica do Atlântico Sul

Durante o processo de abertura do Atlântico Sul várias expressões estruturais podem ser observadas, como as zonas de fraturas oceânicas que refletem o movimento das placas litosféricas em torno de um pólo de rotação (BULLARD et al., 1965 e LE PICHON & RA-

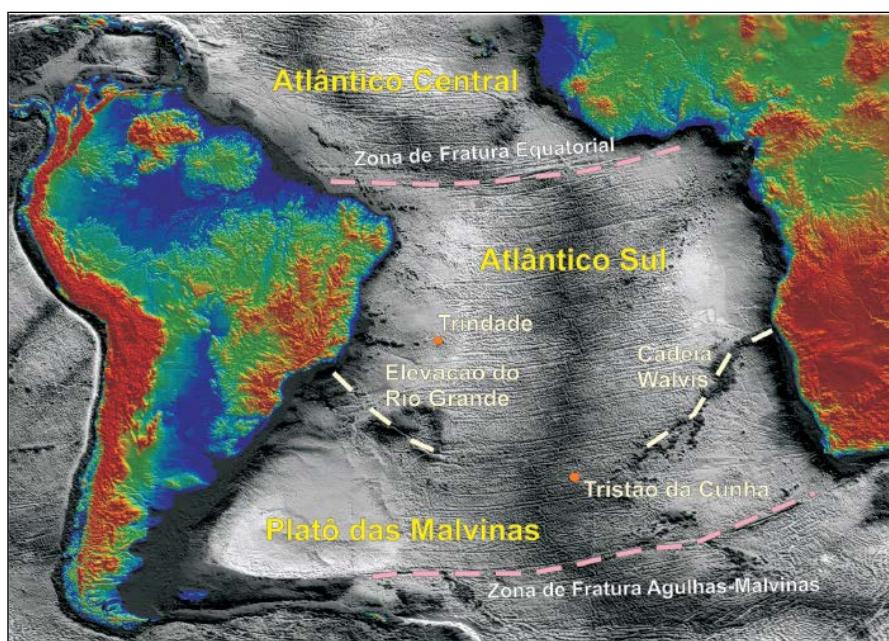
VES, 1971), e lineamentos continentais como os que ocorrem na região de Colatina (ES). A faixa de lineamentos denominada Alinhamento Vitória-Colatina (SILVA et al., 1987) ou Faixa Colatina (NOVAIS et al., 2005) constitui um conjunto de feições lineares de direção NNW-SSE, localizada na porção continental emersa adjacente à bacia do Espírito Santo, no Sudeste do Brasil. Esta feição, de idade Proterozóica (Ciclo Brasileiro), foi reativada no Cretáceo durante o evento de ruptura do supercontinente Gondwana e de abertura do oceano Atlântico.

A compartimentação da margem atlântica brasileira consta de três domínios tectônicos separados por duas principais faixas de fraturas: Zona de Fratura Equatorial e Zona de Fratura Agulhas-Malvinas (figura 5).

Uma vez considerada a zona de fraqueza caracterizada por falhas transformantes e seu papel como condutora de magma, pode-se destacar a presença de cinco ilhas e arquipélagos brasileiros no oceano Atlântico: Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atol das Rocas, Fernando de Noronha inseridos no contexto da margem equatorial; e as Ilhas da Trindade e Martin Vaz, inseridos no contexto tectônico da Pluma de Trindade (GIBSON et al., 1995, 1997, 1999).

Não nos deteremos aqui em exemplificar estas ilhas sul-atlânticas, uma vez que diversos trabalhos podem ser encontrados na literatura (ALMEIDA, 1955, 1961, 1967, 2006).

Figura 5 - Mapa topográfico e batimétrico gerado a partir de dados derivados de satélite



Legenda: A zona de fratura Equatorial e a zona de fratura Agulhas-Malvinas atuaram como os principais centros de dissipação de estresse pela deriva diferencial entre os continentes Sul-Americano e Africano.

Fonte: SMITH e SANDWELL, 1997.

1.3 Síntese dos modelos de geração das rochas alcalinas na Plataforma Sul-Americana e no Atlântico Sul.

Observando os corpos alcalinos na plataforma sul-americana podemos destacar as seguintes expressões e suas possíveis origens:

- a) **Província alcalina de Goiás** – Esta província é caracterizada pelo magmatismo máfico-ultramáfico alcalino, por rochas alcalinas sub-vulcânicas e vulcânicas. Almeida (1967) associou esta expressão continental à “reativação wealdeniana”, considerada como uma expressão continental da abertura do Atlântico Sul (ALMEIDA, 1983, 1986). Vandecar et al., (1995), através de evidências sísmicas para uma pluma mantélica fóssil sob a Placa Sul-Americana, associam este magmatismo cretácico à Pluma de Trindade da Cunha.

Há dois momentos de ocorrência de magmatismo durante o Cretáceo para esta área: um no Cretáceo Inferior e outro no Cretáceo Superior. Brod et al., (2002) relacionam o magmatismo kamafugítico durante o Cretáceo Superior como uma expressão da intensa atividade vulcânica gerada pela pluma durante o Cretáceo Inferior.

Dados recentes de sísmica para a região centro-oeste brasileira (VANDECAR et al., 1995) foram reinterpretados por Assumpção et al., (2002) e indicam a existência da Pluma de Trindade sob a região de Iporá (Goiás) no Cretáceo Superior, como proposto por Gibson et al., (1995a, 1997).

- b) **Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio (Província Ígnea Serra do Mar)** – idades radiométricas de K-Ar realizadas por diversos autores (RIBEIRO FILHO & CORDANI, 1966, AMARAL et al., 1967, CORDANI, 1970, SONOKI & GARDA, 1988) indicam idade decrescente em direção a Cabo Frio variando de $74,6 \pm 2,3$ Ma em Poços de Caldas até $52,3 \pm 1,6$ Ma em Cabo Frio (médias de idades radiométricas K-Ar contidas em THOMAZ-FILHO & RODRIGUES, 1999). Tais idades indicam a passagem da Placa Sul-Americana sobre a pluma de Trindade, ideia esta defendida por diversos autores (HERZ, 1977, CORDANI & TEIXEIRA, 1979, SADOWSKI & DIAS NETTO, 1981, FLETCHER & LITHERLAND, 1981,

FODOR et al., 1983, FODOR & VETER, 1984, THOMPSON et al., 1998 e THOMAZ-FILHO & RODRIGUES, 1999), e que gerou outras expressões alcalinas *offshore*, denominada por Cadeia Vitória-Trindade que compreende diversos montes submarinos e duas ilhas oceânicas, Trindade e Martin Vaz, um *track* de aproximadamente 1.300 Km na altura de Vitória (Estado do Espírito Santo). Como observado na figura 6, o deslocamento da placa da posição A para B é devido a uma rotação horária de 15°, segundo dados paleomagnéticos de Ernesto (1996) e Ernesto et al., (2002) baseado na observação de sucessivos pólos de rotação, que a placa sul-americana foi submetida, desde o cretáceo inferior até os tempos presentes. Dados gravimétricos baseados em mapas de anomalia *Bouguer*, mostraram um cinturão de *trends* de direção NE-SW na Bacia de Campos, que podem representar uma alteração na direção da deriva da placa (JAHNERT, 1987).

- c) **Cadeia Vitória-Trindade** – É uma cadeia composta por rochas alcalinas subsaturadas e representada por montes submarinos, *guyots*, e duas ilhas: Trindade e Martin Vaz. Encontram-se no paralelo de Vitória em torno de 20°S. A origem da cadeia - montes submarinos (Davis, Montague, Jaseur, Dogaressa, Columbia) e as ilhas supracitadas, baseia-se na passagem da Placa Sul-Americana sobre a pluma de Trindade, ou por vezes, encontra-se na literatura como de Martin Vaz (HERZ, 1977).

A fim de corroborar com a ideia deste magmatismo alcalino associado à *hotspot*, Fleitout e Moriceau (1990), através de um trabalho baseado na elaboração de mapas de anomalia do geoide, mostraram que a pluma de Trindade e outras plumas menores poderiam estar situadas debaixo da placa Sul-Americana durante o Cretáceo.

A Ilha da Trindade foi estudada por Almeida (1961) que elaborou um mapa geológico na escala de 1:10.000. Anos depois, Cordani (1970) obteve 37 resultados K-Ar para 27 amostras de Trindade e quatro resultados para duas amostras do Rochedo de Martin Vaz. Dados recentes deste presente trabalho revelaram idades de $2,89 \pm 0,14$ Ma para uma amostra de fonólito do Complexo Trindade, sendo este o conjunto mais antigo de expressões magmáticas in-

distinguíveis, e idade de $648,9 \pm 83,9$ Ka para uma amostra de dique fonolítico da ilha de Martin Vaz.

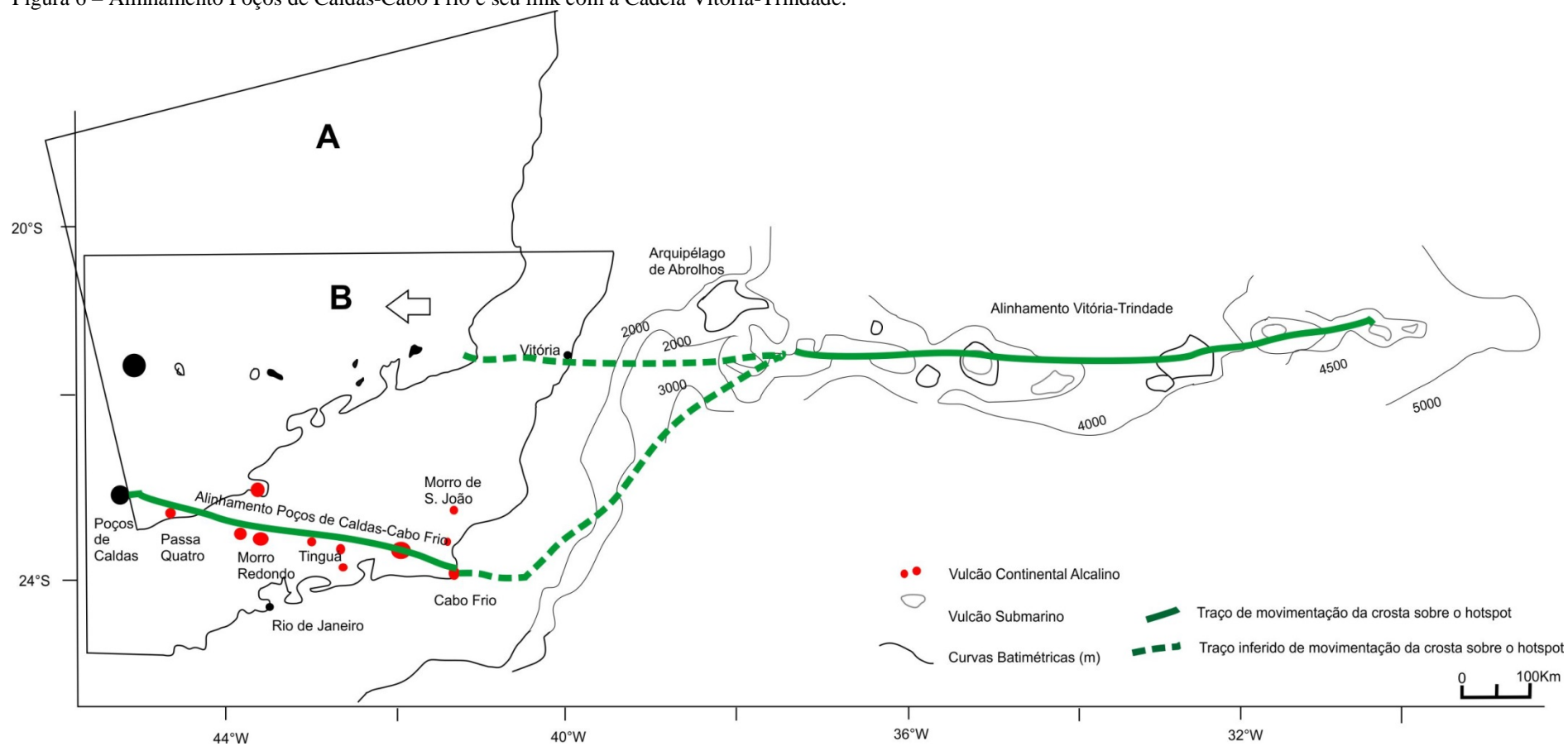
Trabalhos recentes de geoquímica isotópica procuraram definir uma fonte para este magmatismo e Marques et al., (1999, p.212, tradução nossa) definiram, baseados em dados isotópicos de Sr-Nd, uma mistura dominante em 70% de DMM ou N-MORB e um componente enriquecido em EMI.

Vandekar et al., (1995) abordam a existência do magmatismo inferior a aproximadamente 85 Ma, que une Trindade ao continente brasileiro, ou seja, os montes submarinos, como ilhas formadas ao longo de zonas de fraquezas de falhas transformantes, o que está de pleno acordo com os principais modelos geodinâmicos existentes que têm sido utilizados para explicar o magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Paleoceno:

- a) Reativação de falhas transformantes – continuidade para o continente. Derames ankaramíticos da Bacia de Volta Redonda (RICCOMINI & FRANCISCO, 1992) e cones vulcânicos na Bacia de Campos (MOHRIAK et al., 1990);
- b) Hotspot – (HERZ, 1977) idade decrescente para leste;
- c) Combinação dos dois anteriores – anomalia térmica mantélica associada à justaposição de zonas de fraqueza (FERRARI & RICOMINI, 1996; ALVES et al., 2006).

Ferrari e Ricomini (1999), baseados em uma releitura do trabalho de Almeida (1961) focando nas direções dos diques (uma vez que os diques são excelentes indicadores tectônicos) e fraturas, discutiram o papel dos esforços regionais no tectonismo associado ao magmatismo nos montes submarinos e na própria Ilha da Trindade, relacionados, provavelmente, à zona de fratura Vitória-Trindade associado com a pluma de Trindade (SZATMARI & MOHRIAK, 1995; CONCEIÇÃO et al., 1996; ALVES et al., 2006).

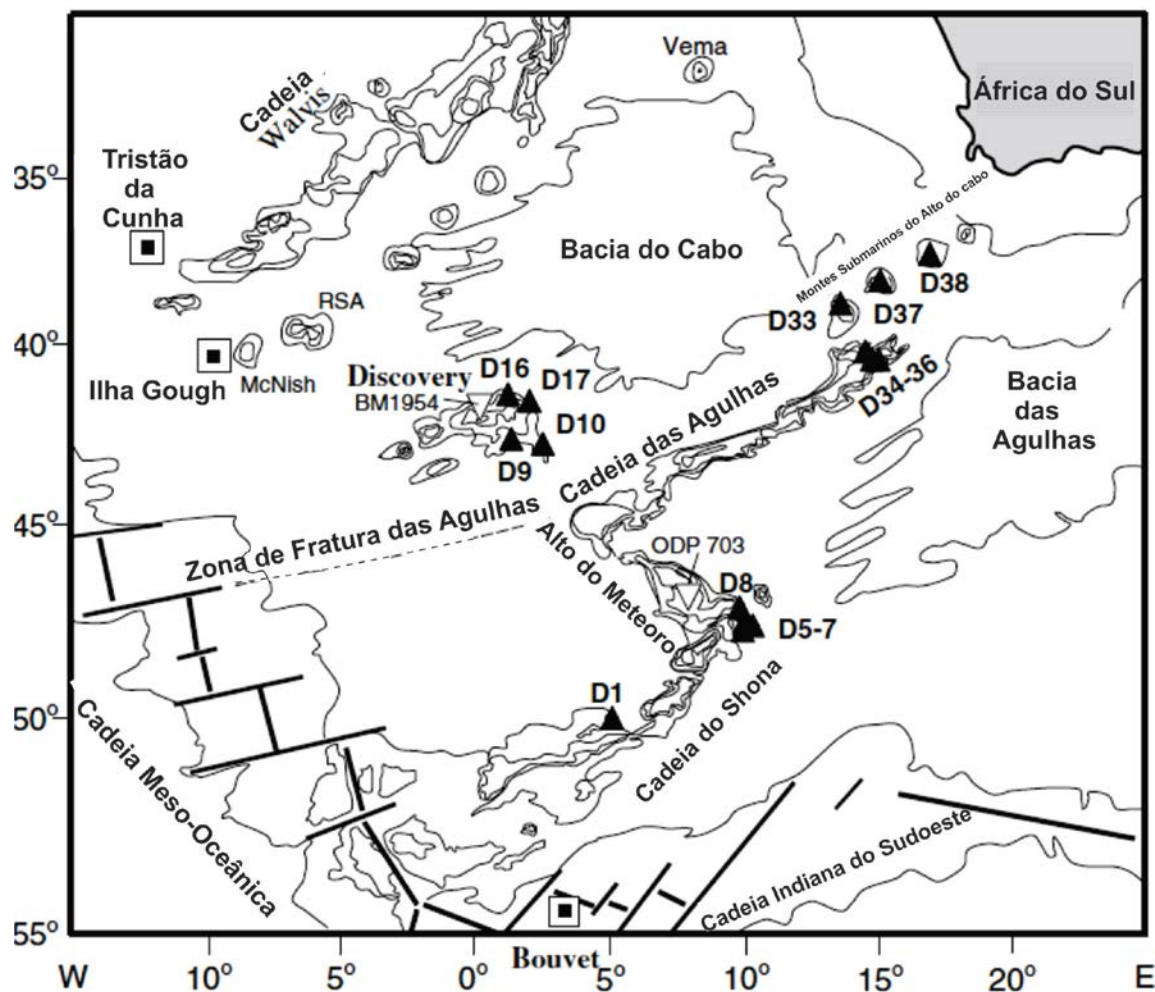
Figura 6 – Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e seu link com a Cadeia Vitória-Trindade.



Fonte: THOMAZ-FILHO & RODRIGUES, 1999.

- d) **Outros corpos alcalinos no Atlântico Sul** (figura 7) – Podem-se destacar diversas expressões magmáticas relacionadas a este sistema zona de fraqueza de falhas transformantes – magmatismo gerado por *hotspot* em diversas ilhas do Atlântico sul: Alto do Rio Grande, Tristão da Cunha (*hotspot* homônimo), Ilha Bouvet, Cadeia Shona (*hotspot* homônimo), Cadeia Walvis, Cadeia das Agulhas, Alto do Meteoro, Alto do Cabo, Ilha Gough, Ilha Ascensão, Ilha Santa Helena, Ilha Discovery, Ilhas Nightingale, Ilhas Inacessíveis, monte submarino Vema – todas do lado leste da cadeia Meso-Oceânica, nas intermediações entre ela e a porção sudoeste do Continente Africano. De maneira geral, são magmatismos alcalinos supersaturados, variando de álcali-basaltos a traquitos.

Figura 7 – Localização de algumas das ilhas, cadeias, altos e montes submarinos na porção sudeste do Atlântico Sul.



Legenda: E os locais de algumas dragagens (triângulos pretos) durante a viagem PS69 ANT XXIII/5 of the R.V. *Polarstern*.

Fonte: LE ROEX et al., 2010. Modificado pelo autor, 2016.

Outros representantes do magmatismo alcalino na porção sul do Atlântico são:

- a) **Fernando de Noronha** – Descrita por Almeida (1955, p. 364), e reescrita em uma publicação do mesmo autor em 2002, ele descreve as rochas do arquipélago como:

rochas vulcânicas de idades miocênica e pliocênica constituindo-se de um substrato de rochas piroclásticas penetradas por grande variedade de magmáticas alcalinas que depois de prolongado hiato foram recobertas por derrames de rochas ultrabásicas nefeliníticas (ankaratritos) e seus piroclastos. Como sedimentos, ocorrem nas ilhas reduzidos depósitos litorâneos, marinhos e eólicos, pertencentes ao ciclo atual e a outros, do Quaternário.

As idades radiométricas K-Ar obtidas por Cordani (1970) para os diferentes litotipos da ilha variam de $1,81 \pm 0,13$ Ma em ankaratrito do derrame da Formação Quixaba até $21,9 \pm 0,8$ Ma em nefelina basanita do derrame da Formação São José, cuja idade, tida como anômala em meio a outras três idades da Formação São José, cuja média é em torno de $9 \pm 0,54$ Ma.

- b) **Arquipélago de Abrolhos** – Encontra-se na plataforma Sul-Americana e é constituído por cinco ilhas. Observa-se que, com exceção da Ilha Sueste e da Ilhota Guarita, as outras três ilhas – Santa Bárbara, Redonda e Sariba, são formadas por depósitos sedimentares que mergulham para NNW, e são recobertas por rochas basálticas concordantes. As idades radiométricas K-Ar obtidas para as cinco amostras do arquipélago, segundo o trabalho de Cordani (1970) oscilam em torno de $46,6 \pm 4,7$ Ma em diabásio da Ilha Sueste.

Neste trabalho supracitado, os autores evocam a diferença do que ocorreu em Fernando de Noronha (WEAVE, 1990, ULBRICH, 1994), Arquipélago de Abrolhos (MOHRIAK, 1989), Ilha da Trindade (MARQUES et al., 1999, SIEBEL et al., 2000) e Ilha de Cabo Frio (MOTOKI & SICHEL, 2008, SICHEL et al., 2008b, MOTOKI et al., 2008a), sendo estas geradas por rochas vulcânicas, diferente do que ocorreu em São Pedro e São Paulo, onde se observam rochas peridotíticas serpentinizadas do manto abissal, geradas a partir de mecanismos de margem hiperextendida, gerando exumação do manto (TILLEY, 1947, CAMPOS et al., 2003, SICHEL et al., 2008a).

A geração deste magmatismo intraplaca é remetida a anomalias térmicas dentro do interior da Terra ou a condutos gerados por zonas de fraquezas, seja suportado pela teoria das

falhas transformantes servindo de conduto para o magma, seja devido a *hotspots* ou combinação dos dois. Mas baseado em que teoria tem-se a geração de magmatismo alcalino e, especificamente, a geração destes basaltos/basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (OIBs)?

1.4 A origem do magma alcalino ultramáfico

1.4.1 Introdução

O magma alcalino é descrito nos principais textos da literatura como aquele que é enriquecido em elementos traços incompatíveis que contém álcalis (Na_2O e K_2O) e são ricos em voláteis (GILLSON, 1928). É proveniente de uma baixa fusão parcial de rochas ultramáficas (por exemplo, o peridotito) do manto superior. Um olhar menos estático sobre a proveniência do magma alcalino, se analisarmos os kimberlitos, podemos associar sua origem a zona de transição e, até mesmo, ao manto inferior, com as descobertas baseadas em estudos de xenólitos (RINGWOOD et al., 1992).

As rochas provenientes do resfriamento do magma alcalino apresentam um excesso de metais alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) definindo uma série insaturada em sílica. Le Bas et al., (1986) definiram um *trend* insaturado desde basanita (rocha menos evoluída) até fonolito (rocha evoluída). Rochas alcalinas são relativamente raras, e correspondem a menos de 1% do mundo ígneo. No entanto, elas apresentam variações significativas na mineralogia e, por conseguinte, compreendem um grande número de tipos de rochas. Apresentam minerais como feldspatoides, principalmente nefelina e leucita, feldspatos alcalinos, perovskita, clinopiroxênios, anfíbios sódicos (ex. kaersutita), e acessórios como apatita, rutilo, titanomagnetita, titanita, e por vezes zircão.

Alguns grupos de rochas alcalinas apresentam mineralogias específicas, como os lamproítos, e composição química diferente em relação a outras rochas ígneas, principalmente no que tange os elementos traços incompatíveis.

Rochas alcalinas são encontradas em uma ampla gama de ambientes tectônicos, mas são particularmente comuns em ilhas oceânicas (OIB, do inglês *Ocean Island Basalts*). A ocorrência, como de qualquer outra rocha ígnea, pode ser intrusiva ou extrusiva, onde esta corresponde a lavas e piroclastos formadas pelo acúmulo de material ejetado de erupções explosivas e, àquelas, as rochas alcalinas.

Magmas parentais alcalinos geralmente são originados pela baixa fusão parcial de rochas do manto ou em maior profundidade do que magmas subalcalinos, e são provenientes de diferentes reservatórios em proporções variadas.

1.4.2 Reservatórios mantélicos

Ao olhar atentamente as rochas ígneas manto derivadas no seu teor químico, seja ele litogeoquímico ou química isotópica, podem ser observados contrastes e, com isso, é possível subdividi-las e agrupá-las. A geodinâmica química, termo criado por Allègre (1982), visou atender ao estudo da evolução da Terra sólida e explicar a diversidade de reservatórios e, de uma vez por todas, de forma inequívoca, demonstrar a heterogeneidade do manto. Zindler e Hart (1986), em seu trabalho intitulado “geodinâmica química”, puderam, através da análise isotópica, definir componentes mantélicos (figura 8) cujas características químicas são repetidas e ordenadas, baseados em razões isotópicas de Sr, Nd e Pb, além das concentrações de litófilos de íon grande (LILE) e aqueles de alto campo de força (HFSE), incluindo os elementos terras-raras.

Um conceito teórico importante no que tange à geoquímica isotópica é que os isótopos não fracionam durante a fusão parcial ou durante o processo de cristalização fracionada, sendo assim, de fundamental importância para caracterizar o reservatório. Consequentemente, a composição isotópica de magmas que não sofreram contaminação (por exemplo, assimilação de crosta, água do mar, etc), apresenta a mesma razão da respectiva fonte mantélica.

Ao investigar a heterogeneidade do manto, dois tipos básicos de materiais são acessíveis e nos fornecem informações *sine qua non* ao estudarmos as rochas derivadas do manto: (i) xenólitos ultramáficos mantélicos inclusivos em rochas vulcânicas alcalinas e kimberlitos e (ii) rochas ultramáficas expostas tectonicamente como máficas e ultramáficas ofiolíticas e peridotitos.

As primeiras evidências para a identificação da variedade química do manto foram traçadas analisando MORBs e OIBs: MORBs são basaltos gerados em zonas divergentes cujas características químicas são o empobrecimento em elementos traços incompatíveis, geralmente toleíticos, contendo olivina e plagioclásio e, evidências de química, petrologia e de campo, sugerem uma proveniência mantélica, logo abaixo das zonas divergentes, e fundidos a partir do campo de estabilidade do plagioclásio/espínélio lherzolito/harzбургito. OIBs são

basaltos de ilhas oceânicas, gerados a partir de uma mistura de distintos componentes mantélicos e são enriquecidos em elementos traços incompatíveis, principalmente em terras-raras leves.

Como referenciado por Zindler e Hart (1986), diversos pesquisadores atentaram para o estudo dos basaltos oceânicos para descrever os diferentes sistemas isotópicos que eles apresentavam, corroborando para agrupar características e definir reservatórios mantélicos. Diagramas das razões isotópicas Sr, Nd e Pb definem campos do manto e auxiliam em interpretações sobre misturas de fontes (figuras 8 e 12).

Uma característica importante ao estudar os basaltos de ilha oceânica é que eles apresentam mínima ou nenhuma contaminação crustal, fornecendo assim, evidências incomparáveis da natureza do manto. A tabela 1 relaciona os isótopos mais comuns para a caracterização do manto.

Tabela 1 – Isótopos radiogênicos utilizados como traçadores da heterogeneidade mantélica.

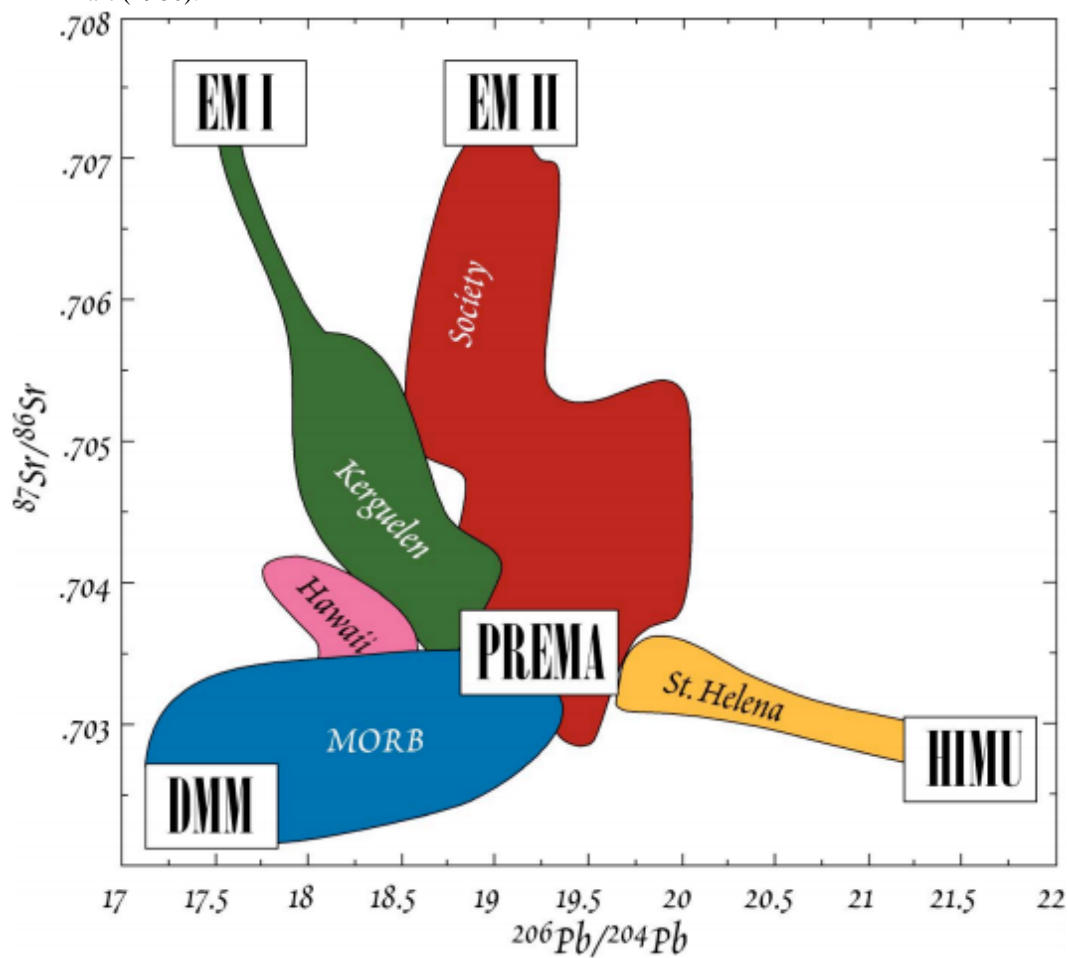
Nuclídeo Pai	Nuclídeo Filho	Razão do traçador (radiogênico/não-radiogênico)
^{87}Rb	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
^{147}Sm	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
^{235}U	^{207}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{238}U	^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{232}Th	^{208}Pb	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{40}K	^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
^{176}Lu	^{176}Hf	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
^{187}Re	^{187}Os	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$

Fonte: Isotopes: Principles and Applications, 3rd Edition. Gunter Faure, Teresa M. Mensing, pp. 928.

Durante a década de 1970, a nossa compreensão evoluiu ao pensar em termos de correlações lineares e mistura de dois componentes para sistemas de dois isótopos (por exemplo, a correlação isotópica Nd-Sr; DEPAOLO & WASSERBURG, 1977, O'NIONS et al., 1977, ALLÈGRE et al., 1979), para pensar em termos de pelo menos três componentes, que pode definir um plano aproximado de mistura ou matriz bidimensional em três, quatro, ou espaço de cinco dimensões (por exemplo, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; ZINDLER et al., 1982). Allègre & Turcotte (1986) e White (1985) propuseram que existem cinco tipos de fontes (figuras 8) de onde todos os basaltos oceânicos podem ser produzidos por proporções variáveis de mistura.

- a) O caráter isotópico empobrecido do tipo N-MORB (alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) requer a existência de um *end member* mantélico tipo MORB empobrecido (DMM), que é claramente identificado ao longo das cadeias meso-oceânicas.
- b) A razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito alta, como observada no Monte Santa Helena e Tubuaii, associado a baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a razão intermediária de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, sugerem um componente mantélico que é marcado pelo enriquecimento de U e Th em relação ao Pb (HIMU) sem um aumento associado da razão Rb/Sr.
- c) *Trends* para Walvis Ridge, Kerguelen, e Samoa, que se estendem além dos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presumidos para o *Bulk Silicate Earth* (BSE), requerem a existência de, pelo menos, dois componentes do manto "enriquecidos" (EM I e EM II).
- d) As altas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ que são encontradas no Islândia e no Havaí requerem o envolvimento de um manto relativamente *undegassed* ou de um manto que foi enriquecido, durante o Arqueano, por voláteis (CO_2 , H_2O). Embora este componente seja sempre referenciado como primitivo ou manto indiferenciado, as características isotópicas de Sr, Nd e Pb da Islândia e do Havaí não são consistentes com esta interpretação (figura 9).
- e) A alta frequência da composição isotópica de Nd e Sr em torno de 0,5130 e 0,7033 sugere que a existência de um componente mantélico, com esta característica isotópica, é mais provável do que constante mistura de *end members* mantélicos espacialmente distantes; Este componente é referido como "manto prevalente", do inglês *prevalent mantle* (PREMA).

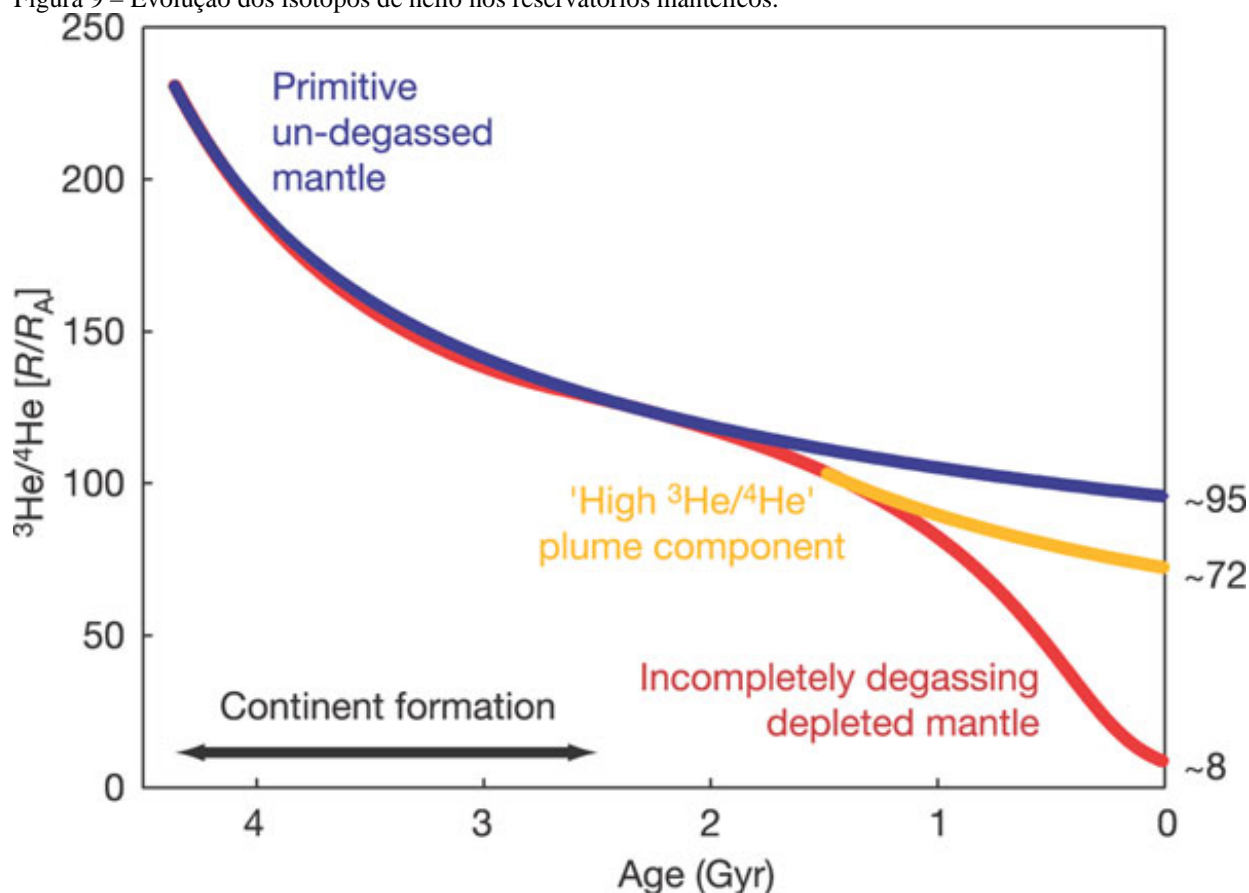
Figura 8 – Cinco tipos de reservatórios de White (1985) e cinco tipos de componentes mantélicos de Zindler & Hart (1986).



Fonte: Cornell University. Disponível em:

<<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/656notes03/656%2003Lecture18.pdf>>. Acesso em: 23/05/2016.

Figura 9 – Evolução dos isótopos de hélio nos reservatórios mantélicos.



Fonte: CLASS & GOLDSTEIN, 2005.

A tabela 2 sumariza as características isotópicas dos reservatórios mantélicos acima descritos.

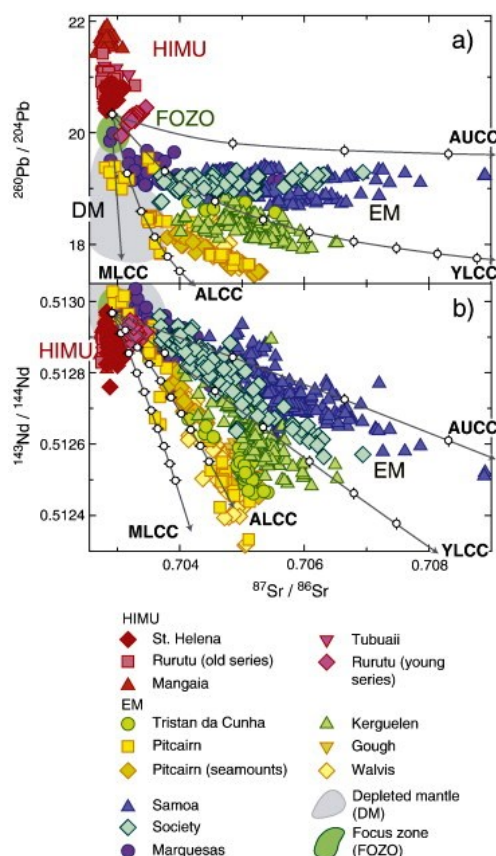
Tabela 2 – Descrição dos componentes mantélicos baseados nas razões isotópicas de Sr-Nd-Pb.

Componente	Nome	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
DMM	<i>Depleted-MORB mantle</i>	0,7026	0,51315	18,4
EM 1	<i>Enriched mantle 1</i>	0,7055	0,51235	17,6
EM 2	<i>Enriched mantle 2</i>	0,7075	0,51265	19,2
HIMU	<i>Fonte de magma contendo alto μ</i>	0,7028	0,51285	20,5-21,5
PREMA	<i>Prevalent mantle</i>	0,7033	0,513	18,5
BSE ou PUM	<i>Bulk Silicate Earth ou Primary Uniform Mantle</i>	0,7052	0,51265	17,5-18

Fonte: Isotopes: Principles and Applications, 3rd Edition. Gunter Faure, Teresa M. Mensing, pp. 928.

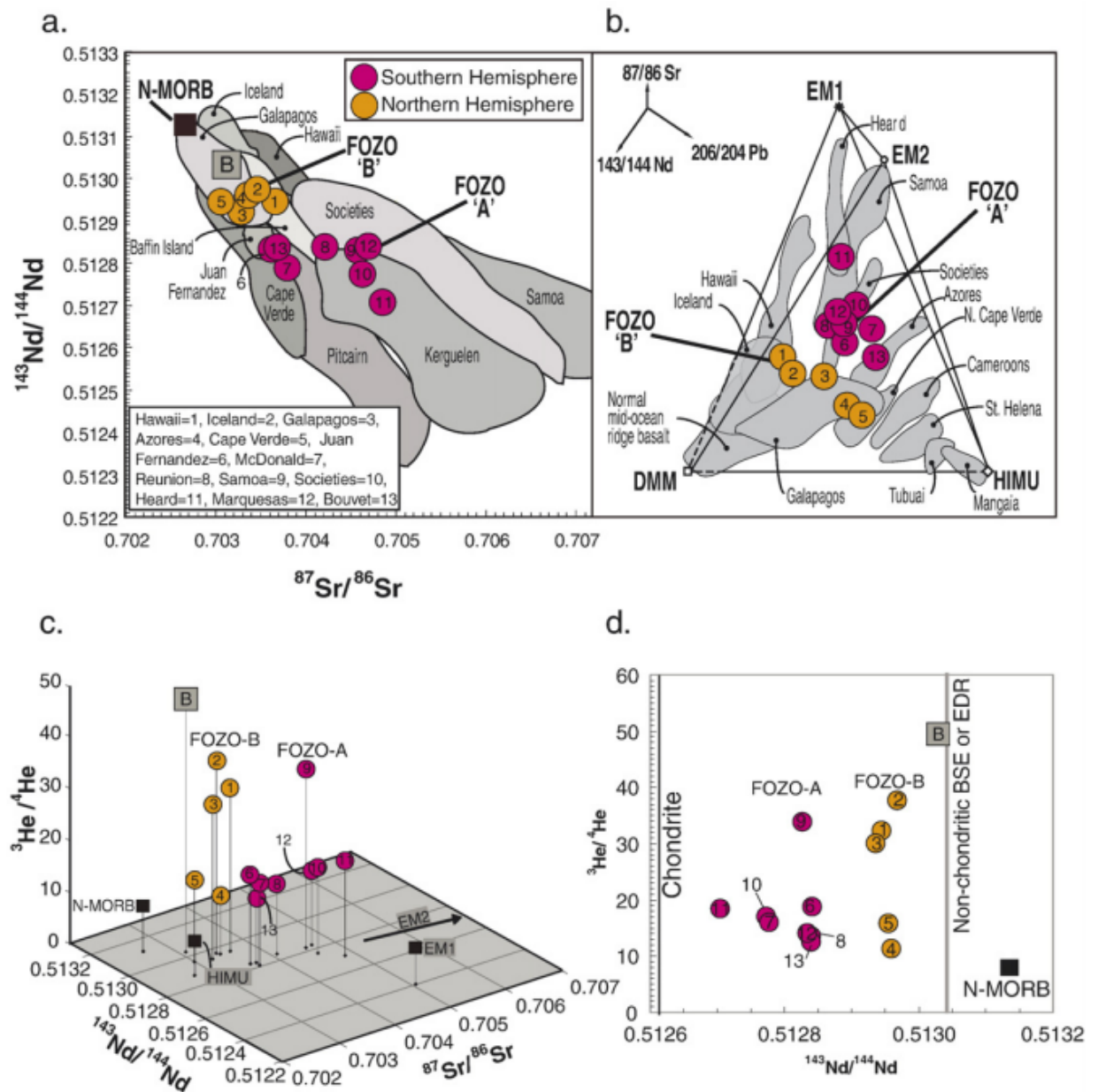
Na década de 1990, estudos mostraram outros reservatórios mantélicos baseados na composição isotópica de Sr-Nd-Pb-He (HART et al., 1992; HAURI et al., 1994; FARLEY et al., 1992). Estes componentes mantélicos foram definidos dentro dos cinco reservatórios supracitados na tabela 2. Estes reservatórios são: C (*common mantle*), FOZO (*focus zone*) e PHEM (*primitive helium mantle*). FOZO (FOZO-A e FOZO-B, respectivamente, FOZO-*australlis* e FOZO-*boreallis*) e PHEM foram definidos baseados em dados de OIB, enquanto o C foi definido baseado em MORB. Segundo Hanan e Graham, (1996) apresentam características isotópicas similares, porventura, representam o mesmo componente mantélico. Na década de 2000, Willbord e Stracke, (2010) publicaram uma compilação de dados de basaltos de ilha oceânica. As figuras 10 e 11 mostram o campo do FOZO em termos de variação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Figura 10 – Diagrama de (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em basaltos de ilha do Oceânica (OIB).



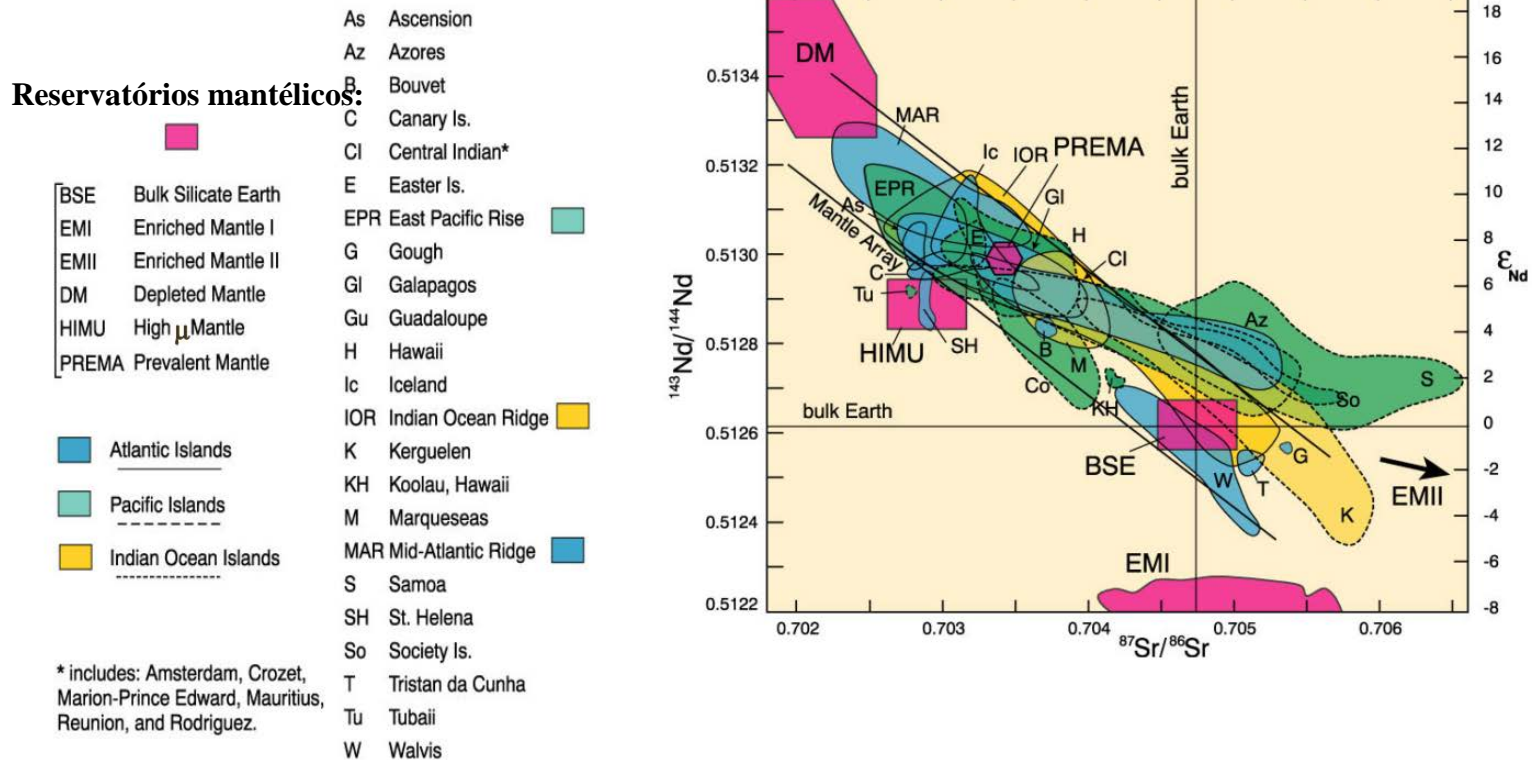
Legenda: Os dados são tomadas a partir da compilação de STRACKE et al., 2003 e SALTERS & SACHIKOCHER, 2010. O campo cinza descreve dados para amostras de MORB (DM = manto empobrecido) dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e no campo verde claro mostra o componente FOZO (= *Focus Zone*; STRACKE et al., 2003). Os *trends* calculados são misturas entre FOZO-DM e diferentes tipos de crosta continental. AUCC = média da crosta continental superior; ALCC = média da crosta continental inferior; YLCC = crosta continental inferior "jovem"; MLCC = crosta continental inferior "madura" (ver complementar conjunto de dados no texto de WILLBOLD & STRACKE, 2010). Composições modeladas foram calculadas assumindo que os parâmetros do modelo descrito em WILLBOLD & STRACKE, 2006. Marcas de escala indicam porções de 0,2% de material continental nas origens. Fonte: WILLBOLD; STRACKE, 2006.

Figura 11 – As lavas com concentrações altas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ dos *hotspots* do hemisfério norte (FOZO-B) separadas das amostras com altas razões de $^3\text{He}/^4\text{He}$ dos *hotspots* do hemisfério sul (FOZO-A).



Fonte: JACKSON et al., 2007.

Figura 12 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagrama de variação para suítes de basalto oceânicos.



Legenda: Componentes mantêlicos propostos são mostrados como caixas transversais-oclodidas e as gotas marcadas: DMM (A e B), HIMU, PREMA, BSE ou PUM, EM I, e EM II. Linhas de mistura entre DMM (A e B), HIMU, e BSE ou PUM, com marcas de escala indicando percentagens de um *end member*, são construídos utilizando as seguintes composições de origem para Sr e Nd, respectivamente (em ppm): DMM (1): 6; 0,33; DMM (2): 12; 0,65; HIMU: 120; 6,5; BSE: 18,4; 1,0. A Composição HIMU assume uma origem magmática para esse componente; se tivéssemos assumido que ele seja um peridotito high- μ (onde $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), com menores concentrações de Sr e Nd, mas um proporção de Nd/Sr semelhante, as formas das curvas de mistura não iriam alterar, apenas as posições das marcas de escala. Os dois valores consignados para DMM delimitam o possível intervalo de concentração para esse componente e resultado em dois conjuntos de marcas de escala em cada linha de mistura que vai para DMM A ou DMM B. Note-se que nenhuma das linhas de mistura são altamente curvadas por causa da semelhança em proporções Sr/Nd em todos os componentes.

Fonte: ZINDLER & HART, 1986. Modificado pelo autor, 2016. [Dados fontes podem ser encontrados em ZINDLER et al., (1982), HART (1984b), e WHITE (1985)].

1.5 O magma alcalino

Em 1928, em seu texto intitulado “*on the origin of the alkaline rocks*”, Joseph L. Gillson levantou as ideias vigentes naquela época quanto à problemática da gênese das rochas alcalinas. A dualidade entre a formação destes magmas por assimilação de calcário, enquanto que outros pesquisadores supunham que o processo era mais simples, um processo de diferenciação comum. Rochas ígneas alcalinas são aquelas definidas pela alta concentração de álcalis, mais alta para ser acomodada somente no feldspato, e o excesso aparece sobre a forma de outras fases minerais como feldspatoides e piroxênio e anfibólios sódicos, além de outras fases ricas em álcalis.

Algumas considerações devem ser postuladas sobre o magmatismo alcalino: (i) as rochas alcalinas são subordinadas, em volume, comparadas com outros tipos de rochas, mas sua diversificação é tão grande que conta com cerca de metade de todas as rochas ígneas (FITTON & UPTON, 1987); (ii) são, geralmente, associadas com outras sequências plutônicas de rochas subalcalinas, representam a última das séries a serem intrudidas e cristalizadas e são formadas em diversos ambientes tectônicos; (iii) durante a sua cristalização são extremamente enriquecidas em constituintes voláteis, e os mineralizadores (a fonte) foram, de alguma forma, responsáveis ou ajudaram a produzir seu caráter peculiar.

O que é importante ressaltar sobre a gênese dos magmas alcalinos é que o enriquecimento por voláteis, como levantado por Smythe (1913) e por Shand (1922), demonstra uma maior concentração de lítio, berílio, elementos terras-raras e de halogêneos, além de álcalis.

Uma argumentação importante do magmatismo alcalino levantada por Bowen (1915), é que o magma residual é enriquecido em sódio e alumínio, ratificando a albitização encontrada em diversos plútons graníticos. Após a cristalização, a rocha é invadida por emanções ricas em álcalis, gerando mineralizações pobres em sílica como cancrinita, riebeckita, aegerina, nefelina e outros.

As observações supracitadas dos autores sobre a evolução magmática através do processo de cristalização fracionada e diferenciação, levantadas pelas observações de campo, parecem plausíveis para explicar a origem do magma alcalino, mas não fechou a ideia sobre os processos que ocorrem ou podem ocorrer na fonte magmática. Seria esta diferenciação a única maneira de geração de magma alcalino?

Como bem colocado por Fitton e Upton (1987), a origem do magma alcalino é intrigante pelo fato destas rochas terem duas características incompatíveis: (i) serem enriquecidas em LILE e (ii) apresentarem evidências isotópicas que sugerem que os magmas parentais tive-

ram uma fonte empobrecida nestes elementos durante muito tempo. Contudo, rochas alcalinas podem prover informações sobre o enriquecimento e/ou processos de fusão no manto. Além disto, muitos xenólitos contidos em rochas alcalinas máficas (haja vista a presença de xenólitos em rochas alcalinas félsicas como fonolitos, exemplo da Ilha da Trindade) tem sua origem referida à proveniência mantélica. Estes xenólitos são enriquecidos em LILE quando comparados com a concentração esperada para material mantélico condrítico e, algumas vezes, contêm minerais hidratados como anfibólios e micas, de origem metassomática. Tais evidências, aliada ao fato de extração de magmas ricos em LILE de manto pobre em LILE, conduziu a hipóteses envolvendo manto metassomático como um precursor do magmatismo alcalino.

Segundo Fitton e Upton, (1987), se a maioria dos magmas alcalinos foram gerados por fontes provenientes da astenosfera, então há uma forte correlação com outros tipos de rochas derivadas da astenosfera, como os basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB). As inconsistências litogeoquímicas e isotópicas requerem uma heterogeneidade da astenosfera.

Magmas ricos em LILE derivados da astenosfera, cuja química é fortemente empobrecida nestes elementos, requerem um grau muito baixo de fusão parcial ou forte cristalização fracionada, o que modelos termodinâmicos explicam, baseados em fusão em baixa pressão (<1%), ser possível, exceto para aquelas rochas alcalinas dotadas de xenólitos mantélicos.

McKenzie (1985) provou que fusão abaixo de 0,2% é tão possível quanto necessária para gerar um *melt* cuja viscosidade é baixa, como tem sido provado ser para o magma alcalino, desde que a fração de massa do *melt* no resíduo seja maior que o valor crítico (Φ) para a separação do *melt*, caso contrário, não há extração de líquido da matriz (ZOU, 2007). Diversas evidências sugerem que voláteis compõem o magma alcalino, a começar pelo magmatismo explosivo e a abundante presença de clorita, fluorita e zonas de metassomatismo nas rochas encaixantes (fenita). Tais voláteis certamente desempenham um papel importante na evolução do magma alcalino.

1.6 Fonte do basalto de ilha oceânica (OIB)

Nos oceanos, tanto rochas pertencentes às séries magmáticas alcalina e sub-alcalina são reconhecidas. A série magmática sub-alcalina se subdivide em cálcio-alcalina e toleítica. Os basaltos de ilha oceânica ou OIB são representados por duas séries magmáticas principais, uma toleítica (dominante) e outra alcalina. A série alcalina é subdividida em duas sub-séries:

uma insaturada em sílica e outra levemente saturada em sílica, sendo esta menos comum. Os basaltos toleíticos ou MORB são dominantes no assoalho oceânico e apresentam algumas diferenças químicas e mineralógicas quando comparados aos basaltos alcalinos indicando derivação de diferentes fontes mantélicas. Os OIB são enriquecidos em elementos incompatíveis quando comparados com o manto primitivo ($\text{La/Sm}_{\text{fonte OIB}} > \text{La/Sm}_{\text{manto primitivo}}$) (SUN & MCDONOUGH, 1989) além de serem mais enriquecidos em elementos progressivamente mais incompatíveis.

Niu et al., (2012) destacam observações litogeoquímicas a fim de caracterizar uma fonte de geração destes magmas OIB. É sabido do alto teor de concentração de potássio e elementos terras-raras leves neste tipo de basaltos, correspondendo à origem da pluma mantélica relativa a fontes profundas do manto primordial no manto inferior, ao passo que os basaltos associados à cadeia meso-oceânica são originados a partir de um extravasamento através das fraturas existentes do manto astenosférico, contendo baixo potássio e baixo teor de elementos terras-raras leve por causa de eventos anteriores de episódios de retrabalhamento referentes ao espalhamento do fundo oceânico (MORGAN, 1972).

A origem de OIBs é uma questão incompleta, porém estudos intensos têm sido realizados ao longo dos anos com a finalidade de avançar neste aspecto. Uma observação importante quanto ao caráter geoquímico de basaltos do tipo OIB e do tipo MORB, é que os últimos são mais empobrecidos em elementos incompatíveis e em isótopos radiogênicos no que tange a evolução da razão pai/filho. Os OIBs são mais enriquecidos que o próprio manto primitivo, geoquimicamente e isotopicamente (SUN & MCDONOUGH, 1989). A variabilidade geoquímica e isotópica dos basaltos de ilha oceânica é enorme e varia de ilha para ilha.

Se partirmos do princípio de que o manto por si só apresenta heterogeneidade como consequência das placas tectônicas, premissa assumida como verdadeira, podemos entender melhor essa variação composicional dos OIBs.

Alguns trabalhos importantes citam a reciclagem da crosta oceânica nas zonas de subdução como fonte deste enriquecimento em elementos incompatíveis deste tipo de basalto (HOFFMAN & WHITE, 1982). A crosta retorna ao manto e torna-se instável no limite núcleo-manto e, devido à anomalia térmica, emergem sob a forma de diápiros que são ditos como fonte destes OIBs e de qualquer outro vulcanismo do tipo *hotspot*.

White e Duncan (1996) e Hofmann (1997) acreditam que sedimentos terrígenos provenientes da crosta continental superior são os responsáveis pelo enriquecimento tanto do componente geoquímico, quanto isotópico. Outra corrente defendida por uma maioria considera o metassomatismo do manto como fonte de OIB's (SUN & MCDONOUGH, 1989,

MCKENZIE & O'NIONS, 1995, HALLIDAY et al., 1995, NIU et al., 1996, 1999, 2002, 2003, 2011, NIU & O'HARA, 2003, DONNELLY et al., 2004, WORKMAN et al., 2004, PILET et al., 2005, 2008, 2011, NIU 2008, NIU e O'HARA, 2009, HUMPHREYS & NIU, 2009, NIU et al., 2012).

Kamber e Collinson (1999), a partir de dados isotópicos de Pb e He, consideram como fonte uma mistura de reservatórios: manto inferior e a parte superior do manto superior.

1.6.1 Manto metassomático como fonte de magma alcalino ultramáfico

Kay (1977), Carter et al., (1978), Menzies e Murthy (1980), Kogarko (2005), Pilet et al., (2008) e Niu et al., (2012) sugeriram que a origem do magmatismo alcalino se dá através de eventos de enriquecimento do manto anterior ou sincrônico ao magmatismo, e foi baseada no estudo petrográfico de espinélio e granada-lherzolito do manto sub-continental e sub-oceânico que proveram informações sobre este enriquecimento, contaminação e metassomatismo.

O metassomatismo é definido como um processo do qual a composição química da rocha ou parte dela é modificada de uma maneira intensa. Tal modificação pode estar associada à inserção de componentes químicos ou à remoção deles, e é o resultado da interação da rocha com fluidos. Durante o evento metassomático, a rocha permanece em estado sólido. Estes fluidos podem ser definidos como líquidos enriquecidos em voláteis que podem conter solutos dissolvidos (óxidos, sulfatos, carbonatos, nitratos ou halóides). Estes fluidos não necessariamente são referentes à base aquosa (H_2O), podem ser líquidos silicáticos (SiO_2) e/ou líquidos carbonatíticos (CO_2).

Uma vez que os teores de K, Rb, Sr são muito baixos no manto anidro – baseado na análise de nódulos lherzolíticos, e tais teores são incompatíveis aos encontrados em magma alcalino, procurou-se entender qual processo estaria envolvido em tal enriquecimento. Este enriquecimento gerado por fluidos migratórios mudam radicalmente a constituição química e mineralógica do manto anidro, produzindo um manto modificado, muitas vezes denominado de “álcali peridotito”.

Antes do processo metassomático, este manto peridotítico, anidro, apresenta concentrações de elementos maiores compatíveis com o pirolito (Ringwood, 1975), mas carece de elementos traços compatíveis com aqueles presentes no magma alcalino.

Griffin (1973) e Francis (1976) demonstraram evidências petrográficas para o metasomatismo mantélico. A formação de pargasita é anterior à incorporação de nódulos de basanitos, cuja presença instabiliza o mineral, que é substituído por olivina + diopsídio + espinélio + vidro rico em alumínio. Em altas temperaturas (~1025°C), a pargasita reage para formar olivina + diopsídio + líquido. A tabela 3 mostra a abundância de K, Rb, Sr (em ppm) do manto anidro e hidratado.

Tabela 3 - Abundância de K, Rb e Sr para o manto anidro e hidratado

	K (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)
Manto anidro¹			
Baja California ^a	26,31	0,40	1,47
Beni Bouchera ^b	5,39	0,01	15,74
Manto hidratado²			
Nunivak ^c	286,4-547	0,254-0,47	49,71-90
Ataq I ^c	227,70-425	0,463-0,88	126,28-197

¹ manto anidro calculado utilizando uma razão de lherzolito com: olivina 75: clinopiroxênio 10: enstatita 15

² manto hidratado calculado utilizando uma razão de lherzolito com: olivina 75: pargasita 5: diopsídio 5: enstatita 15

^a Basu & Murthy, 1977b

^b Menzies & Murthy, 1978a

^c Menzies & Murthy, 1980

Fonte: MENZIES & MURTHY, 1980. Modificado pelo autor, 2016.

A adição de elementos incompatíveis anterior à fusão parcial elimina a necessidade de uma fusão muito baixa (<1%) para produzir magma alcalino. Valores altos de fusão (5-20%) podem ser considerados, após 10% de contaminação do manto anidro por fluidos metassomáticos. A tabela 4 mostra os valores de fusão parcial e as abundâncias de K, Rb e Sr gerados a partir da fusão do manto anidro e hidratado (figura 13).

Tabela 4 - Abundâncias de K, Rb e Sr na fusão parcial do manto anidro e hidratado.

Amostra	Grau de fusão parcial	K (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)
Manto anidro¹				
Beni Bouchera ^b	5	99	0,25	264
	15	33	0,09	99
	25	20	0,05	61
Baja California ^a	5	569	0,82	26
	15	190	0,27	10
	25	114	0,16	6
Manto hidratado (metassomatizado)²				
Nunivak ^c	5	4089-7814	4,2-7,9	768-1389
	15	1705-3259	1,6-2,9	304-551
	25	1077-2059	0,9-1,8	190-343
Ataq I ^c	5	3250-6076	7,8-14,8	1951-3087
	15	1355-2534	2,5-5,5	773-1212
	25	856-1601	1,8-3,4	482-756

Legenda: ^{1,2,a,b,c} referências na tabela anterior.

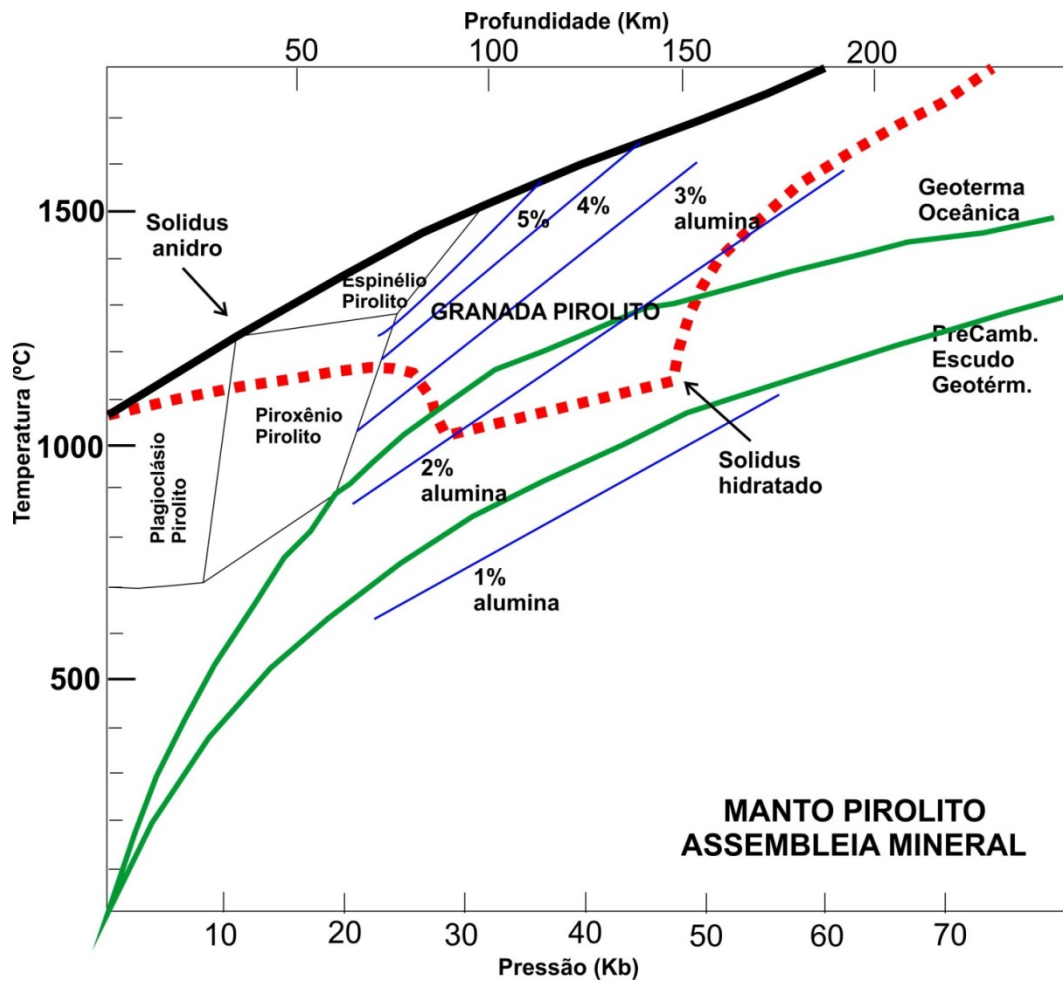
Fonte: MENZIES & MURTHY, 1980. Modificado pelo autor, 2016.

Estas modificações químicas e mineralógicas fazem parte de uma série de eventos de enriquecimento ulterior ou sincrônico ao magmatismo, através da migração de fluidos resultantes da reação com as rochas encaixantes. A existência de anfibólio, micas, apatita e outros, reitera a intensa modificação química do manto anidro, sugerindo um intenso metassomatismo.

Menzies e Murthy (1980) reiteram as observações químicas como forte indicador de metassomatismo, uma vez que a análise de diversos dados publicados de análises de terras-raras e elementos traços de inúmeras lavas máficas, revelaram uma correlação positiva em P_2O_5 e as razões Ce/Yb e Sm/Nd. Da mesma maneira, Frey et al., (1978), reportaram uma certa correlação entre P_2O_5 e Sr, Ba, Zr, Hf, Th e U em rochas vulcânicas da Austrália, cujos autores sugerem a presença de apatita, fase conhecida por entrar no sistema através do metassomatismo, na região fonte do manto, onde esta fase pode prover uma importante fonte de P_2O_5 , elementos terras-raras e outros.

Os constituintes químicos dominantes do manto sub-oceânico (e, talvez, do manto subcontinental), parecem ser peridotitos empobrecidos em elementos terras-raras, mas que contêm quantidades suficientes de elementos maiores para satisfazer as exigências dos magmas basálticos e alcalinos. Anterior ou durante a erupção da lava, acontecem influxos de fluidos metassomáticos, fornecendo quantidades suficientes de alguns elementos traços litófilos.

Figura 13 - Resumo da relação de fases no pirolito referente às condições do manto superior. *Solidus* hidratado para pequena quantidade de quebra da hornblenda.



Legenda: Note que apenas a geoterma oceânica intersecta a *solidus* hidratada (modificado de GREEN e RINGWOOD, 1967).

Fonte: GREEN & RINGWOOD, 1967.

Segundo Pilet et al., (2008), as características isotópicas e de elementos traços de basaltos alcalinos (nefelina e nefelina normativa) de ilhas oceânicas e continentais sugerem a presença de componentes enriquecidos no manto. Por vezes, estes componentes são interpretados como oriundos de crosta oceânica reciclada com ou sem sedimento (HOFFMANN, 1997). Um modelo alternativo é que este enriquecimento é oriundo do manto metassomatizado e reciclado. Embora estas teorias sejam plausíveis ao explicar a variação de elementos traços e incompatíveis, não são capazes de explicar as características dos elementos maiores e menores nos basaltos alcalinos, como: (i) o manto primitivo é muito deficiente em TiO_2 para explicar os altos teores deste óxido nos basaltos alcalinos; (ii) o mesmo se aplica para tentar explicar as concentrações de K_2O .

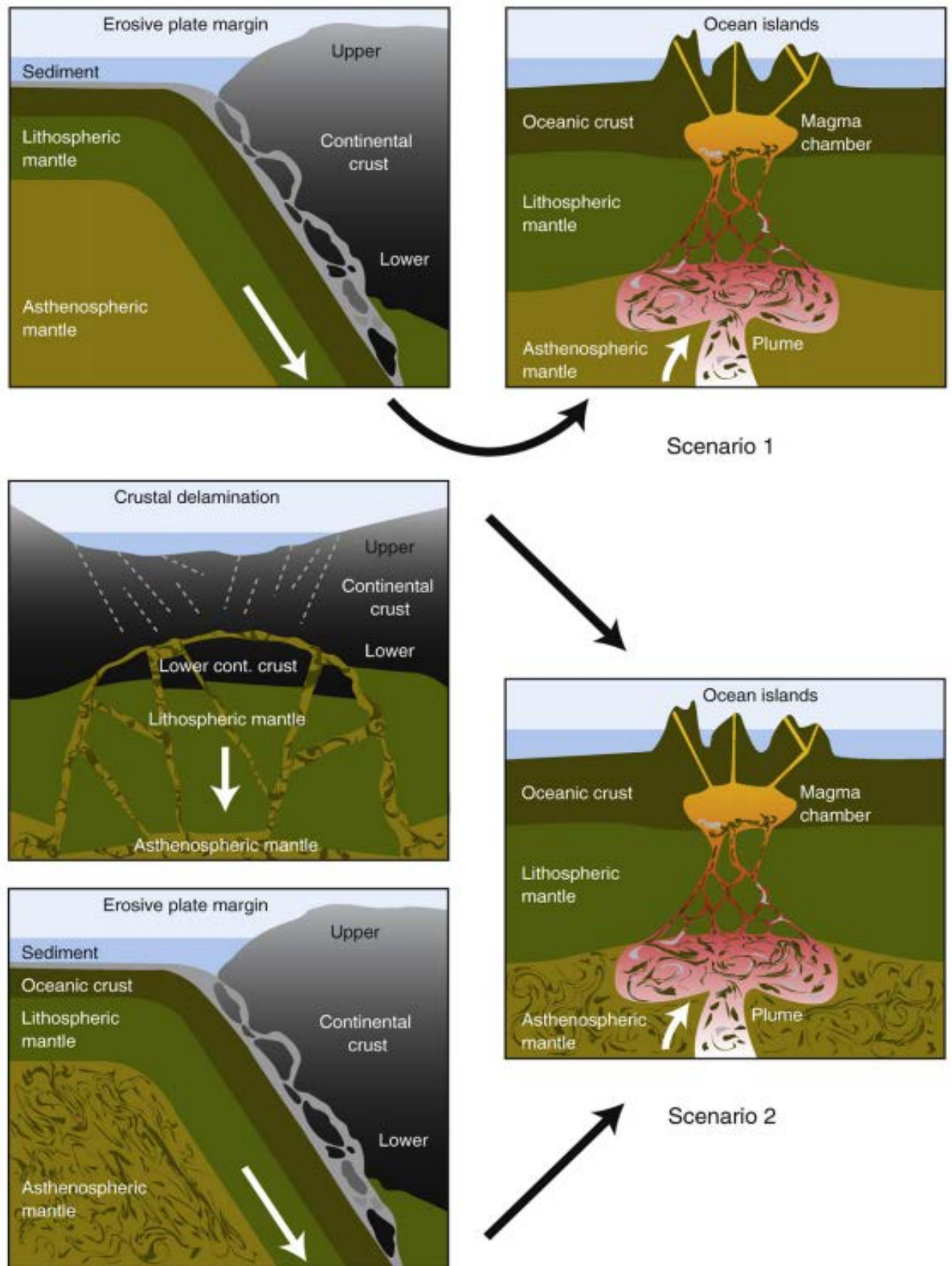
Pilet et al., (2008) reiteram que “embora líquidos básicos e ultrabásicos contendo nefelina normativa podem ser produzidos pela fusão parcial baixa do granada lherzolito, nenhum experimento de alta-pressão no peridotito anidro produziu líquidos com composições plausíveis àqueles dos magmas parentais dos basaltos alcalinos de ilha oceânica (OIBs). A adição de CO₂ ao peridotito modifica substancialmente as composições do líquido: *melts* próximos do *solidus* são carbonatíticos, mas com o aumento da temperatura, os *melts* gerados pela baixa fusão parcial são pobres em sílica e ricos em CaO e CO₂. Tais evidências sugerem que magmas contendo nefelina normativa, similares aos basaltos alcalinos que ocorrem naturalmente, podem ser produzidos pela baixa fusão (2-5%) de fontes do manto primitivo, contendo de 0,1 a 0,25 wt.% de CO₂. Porém, o manto primitivo é muito pobre em TiO₂ e não explica a alta concentração no basalto alcalino. Experimentos de fusão parcial de alta pressão de quartzo eclogito e coesita eclogito (média da crosta oceânica em alta pressão) em crosta oceânica reciclada produzem líquidos contendo hiperstênio normativo, diferente da composição normativa do basalto alcalino”.

Willbord e Stracke (2010) sugerem a participação da crosta inferior ($Eu/Eu^* > 1,0$) reciclada através de zonas de subdução ou delaminação (Figura 14) na geração de componentes mantélicos enriquecidos, fonte da geração do magma alcalino.

Pilet et al., (2008) demonstraram que dois cenários são possíveis para a geração do magma alcalino: “(i) logo após ou durante o metassomatismo, a litosfera experimenta uma perturbação termal ou descompressão e, em consequência disto, funde *in situ* sem reciclagem no manto mais profundo (figura 14) ou (ii) a litosfera metassomatizada é reciclada dentro da zona de convecção mantélica através da subdução ou delaminação (figura 14), e funde durante um soerguimento tardio (exemplo: pluma)”.

Segundo Pilet et al., (2008), minerais hidratados e enriquecimento em elementos incompatíveis em xenólitos mantélicos demonstram que o metassomatismo ocorre no manto litosférico (LLOYD & BAILEY, 1975).

Figura 14 - Modelo esquemático de dois cenários para a inserção da crosta inferior no manto.



Fonte: WILLBORD & STRACKE, 2010.

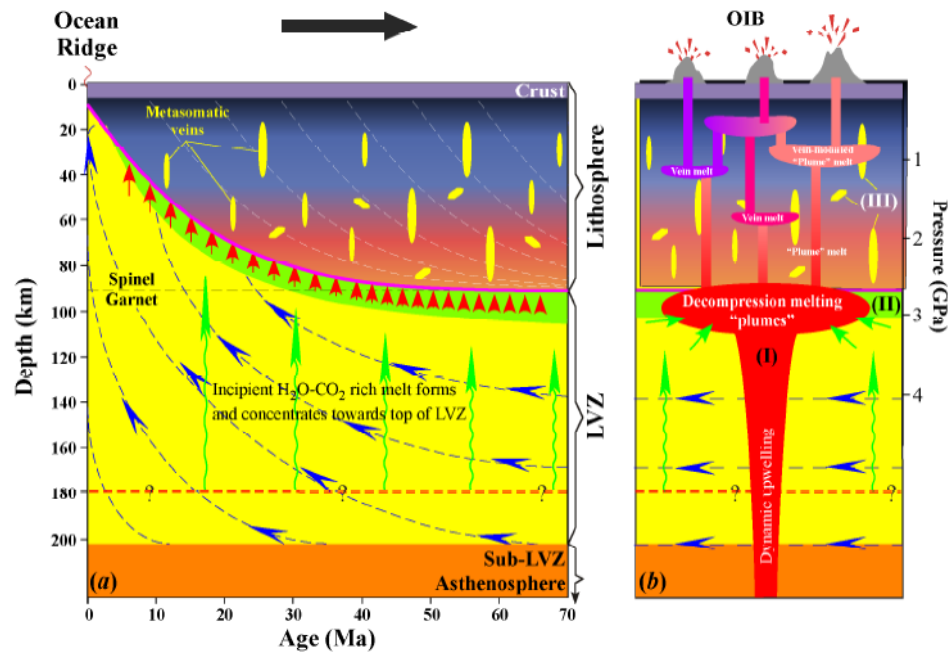
1.7 Metassomatismo do manto como fator do enriquecimento geoquímico e isotópico dos basaltos de ilha oceânica.

Os basaltos de ilha oceânica são enriquecidos em elementos incompatíveis, e para que isso seja possível é necessário que tais rochas tenham sido submetidas a processos anteriores ou cogenéticos de infiltração de *melt* de baixo-grau, termo referido como metassomatismo do manto (SUN & HANSON, 1975, LLOYD & BAILEY, 1975, O'REILLY & GRIFFIN, 1988, PILET et al., 2005 in NIU et al., 2012).

Como citado em Niu et al., (2012), a fonte do material pré-metassomatismo pode ser o manto primitivo ou qualquer outro resíduo empobrecido em elementos incompatíveis e, o metassomatismo como processo, se dá a partir da infiltração de um *melt* de baixo-grau (*low-F*) rico em voláteis (H₂O; CO₂) e elementos incompatíveis.

As contribuições pioneiras de Peter John Wyllie (1984, 1985, 1987a, 1987b, 1987c, 1988a, 1988b) para a compreensão do metassomatismo mantélico através de petrologia experimental e sua aplicação para a tectônica global e a diferenciação química da Terra, pode ser resumizada na figura 15 a partir de um modelo para a petrogênese de magmas do tipo altamente enriquecido, como os basanitos e nefelinitos (figura 16) em crosta oceânica a partir do espessamento da mesma com o passar do tempo, pela acreção de material proveniente da zona de baixa velocidade (LVZ – *low velocity zone*).

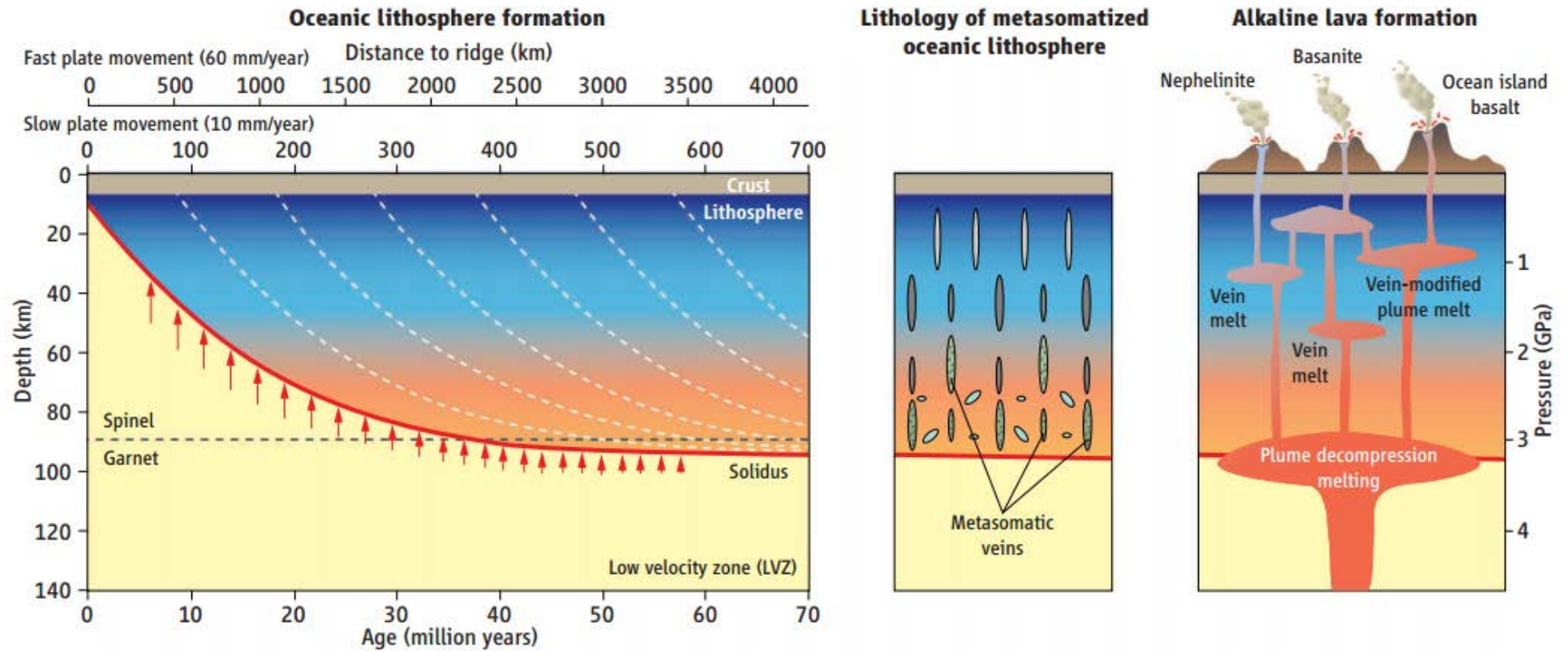
Figura 15 - Modelo para geração de magma mantélico enriquecido



Legenda: (a) espessamento da crosta oceânica com o tempo pela acreção de material da zona de baixa velocidade (LVZ - setas verdes). (b) uma parcela de material mantélico ascende por decompressão (pluma mantélica?).

Fonte: NIU & O'HARA 2003; 2009; HUMPHREYS & NIU, 2009 e NIU et al., 2012. Modificado pelo autor, 2016.

Figura 16 - Da litosfera sub-oceânica à formação do magma alcalino.



Legenda: A linha vermelha representa a interface Litosfera-LVZ no tempo presente. As linhas em branco representam esta interface retornando até 70 Ma, tempo necessário para a litosfera oceânica apresentar a espessura que ela tem hoje (~120 Km). Veios metassomatizados de granada peridotito, hornblenda piroxenito e de hornblendito no peridotito circundante. Quando a litosfera oceânica é reaquescida pela pluma, estes veios metassomatizados fundem gerando líquidos de composição alcalina. O grau de mistura determina qual o tipo de magma alcalino será gerado.

Fonte: NIU & PILET, 2008.