

Marques et al., (1999) obtiveram idades TDM para as amostras da Ilha da Trindade em torno de 456 ± 116 Ma. As idades TDM (640-350 Ma) das amostras presentes na Cadeia Vitória-Trindade para os montes submarinos e para a ilha de Martin Vaz estão em concordância com o Ciclo Brasileiro (750-450 Ma) e a orogenia Herciniana (final do Devoniano e início do Triássico; SIEBEL et al., 2003; SCHULLMAN et al., 2014a,b,c), sugerindo que a litosfera continental pode ter desempenhado uma influência na geração deste magmatismo.

7.3 Fases Residuais

Minerais conhecidos a partir de xenólitos mantélicos metassomatizados são olivina, clinopiroxênio, anfibólio, flogopita, apatita, carbonato, ilmenita, rutilo e um número enorme de óxidos exóticos (LARSEN et al., 2003). Durante a fusão parcial, estes minerais fundirão preferencialmente, transferindo para o *melt* os elementos traços incompatíveis. As anomalias negativas observadas em diagramas multielementares são interpretadas como características da presença de minerais residuais na fonte ou a partir de fracionamento. Uma vez que há a presença de tais fases residuais, o manto não pode ser dito primitivo. Assim sendo, os diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo refletem a composição do manto parental e não a composição do manto primitivo peridotítico “normal” (MITCHELL, 1995).

Os minerais residuais durante a fusão parcial podem ser esboçados analisando atentamente as razões baixas de Ba/Nb. Diferente dos magmas cálcio-alcálicos (Ba/Nb >20), os OIBs apresentam razões menores (<10). Estes elementos apresentam graus de incompatibilidade diferentes. Como citado por Le Roex et al., (2010), *melts* gerados a partir do manto metassomatizado contendo flogopita ($D_{Ba} \gg 1$; $D_{Nb} < 1$; ADAM et al., 1993) e outras fases como clinopiroxênio e óxidos, podem resultar num valor baixo de Ba/Nb. Comparando com dados das províncias ígneas Alto Paranaíba, Poxoréu, Serra do Mar e dos sistemas assísmicos Shona e Discovery, cuja razão Ba/Nb ~10, com alguns valores em torno de ~12, as rochas dos montes submarinos apresentam valores muito baixos (~0,2). Os diagramas das figuras 48 e 50 mostram forte anomalia negativa de Ba e K e de K e Rb, respectivamente, indicando a presença de flogopita e anfibólio residual.

Flogopita fraciona de maneira mais eficiente o K do que o anfibólio, além de fracionar o Ba. A presença de forte anomalia negativa nas amostras dos montes submarinos indicam a presença de flogopita residual (figura 48). Anfibólio em xenólitos mantélicos metassomatizados é geralmente pargasítico. A presença de anomalias negativas de Rb e K nas lavas nefeliní-

ticas de Martin Vaz (figura 50) indicam a presença de anfibólio residual. O alto teor de Ba nos nefelinitos de Martin Vaz e a baixa concentração deste elemento nas lavas dos montes submarinos, reiteram o supracitado (tabela 21).

A retenção de anfibólio é reforçada ao se observar a figura 44 referente ao diagrama multielementar normalizado para o condrito (SUN & MCDONOUGH, 1989) dos fonolitos da ilha de Martin Vaz que mostra uma leve inflexão dos elementos terras raras intermediários (Eu, Gd, Tb) com concavidade voltada para cima (KAY & HUBBARD, 1978; KAY et al., 1989) e uma leve anomalia negativa de európio ($\sim 0,97$; tabela 21).

A presença de granada residual e a ausência de plagioclásio, corresponde, respectivamente, aos baixos teores de Yb e Lu e a ausência de anomalia negativa de Eu nos diagramas de terras-raras.

7.4 Fugacidade de oxigênio

Markl et al., (2010) ao analisar as condições de REDOX guiadas por fluidos na geração de magmas peralcalinos ($Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$; $IAS < 1$) propuseram que fluidos sódicos reduzem as assembleias mantélicas através do empobrecimento do íon férrico em granadas para formar o componente aegerina em piroxênios e olivina, enquanto o metassomatismo potássico guiado por um estado oxidante do magma, favorece o surgimento de flogopita. Além disso, o estado de oxidação ou redução de um magma controla trocas iônicas que influenciarão na cristalização de uma determinada assembleia. O baixo grau de fusão parcial do manto pirolítico favorece a formação de *melts* alcalinos, ou a fusão de uma fonte metassomatizada gera magmas fortemente peralcalinos. Markl et al., (2010) citam que a formação de magmas alcalinos sódicos a partir de fontes não-metassomatizadas ocorrem a partir da baixa fusão parcial, ao passo que magmas potássicos podem envolver fases metassomatizadas como flogopita e anfibólio em uma fonte enriquecida e metassomatizada.

As amostras dos montes submarinos e da ilha de Martin Vaz, apresentam magmas sódicos ($K_2O/Na_2O < 1,0$; em proporções molares) metaluminosos ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$; $< Na_2O + K_2O + CaO$; $IAS > 1$; em proporções molares) em condições pouco redutoras, próximo ao limite do *buffer* FMQ e MH, para temperaturas de aproximadamente 1000 °C ($Log(f_{O_2}) = \sim -8,0$ nos fonolitos de Martin Vaz e $\sim -6,0$ nas lavas nefeliníticas de Martin Vaz e dos montes submarinos – Dogaressa apresenta o estado mais redutor $\sim -8,2$), com exceção dos montes Jaseur e Montague ($Log(f_{O_2}) = 0,1$) que apresentam magmas em estado oxidado.

Os diferentes estados de oxidação que um magma pode assumir em relação aos *melts* ricos em Na ou K refletirão a composição de seus piroxênios (MARKL et al., 2010), onde magmas mais redutores tenderão a cristalizar componentes que evoluirão do diopsídio para a aegerina, como o que ocorre nos fonolitos de Martin Vaz, haja vista a composição mais sódica nas bordas dos clinopiroxênios (tabela 15). Existe uma tendência do aumento do $Mg^{\#}$ com a oxidação do magma. As amostras dos montes de Columbia, Dogaressa, Jaseur e Montague apresentam valores de $Mg^{\#}$ maior que 60 e as amostras de melanefelinito de Martin Vaz valores em torno de 65 de $Mg^{\#}$, sugerindo uma tendência de estado de oxidação do magma, frente às amostras do monte Davis e dos fonolitos de Martin Vaz com valores aproximadamente abaixo de 40.

7.5 Modelo de evolução da câmara magmática

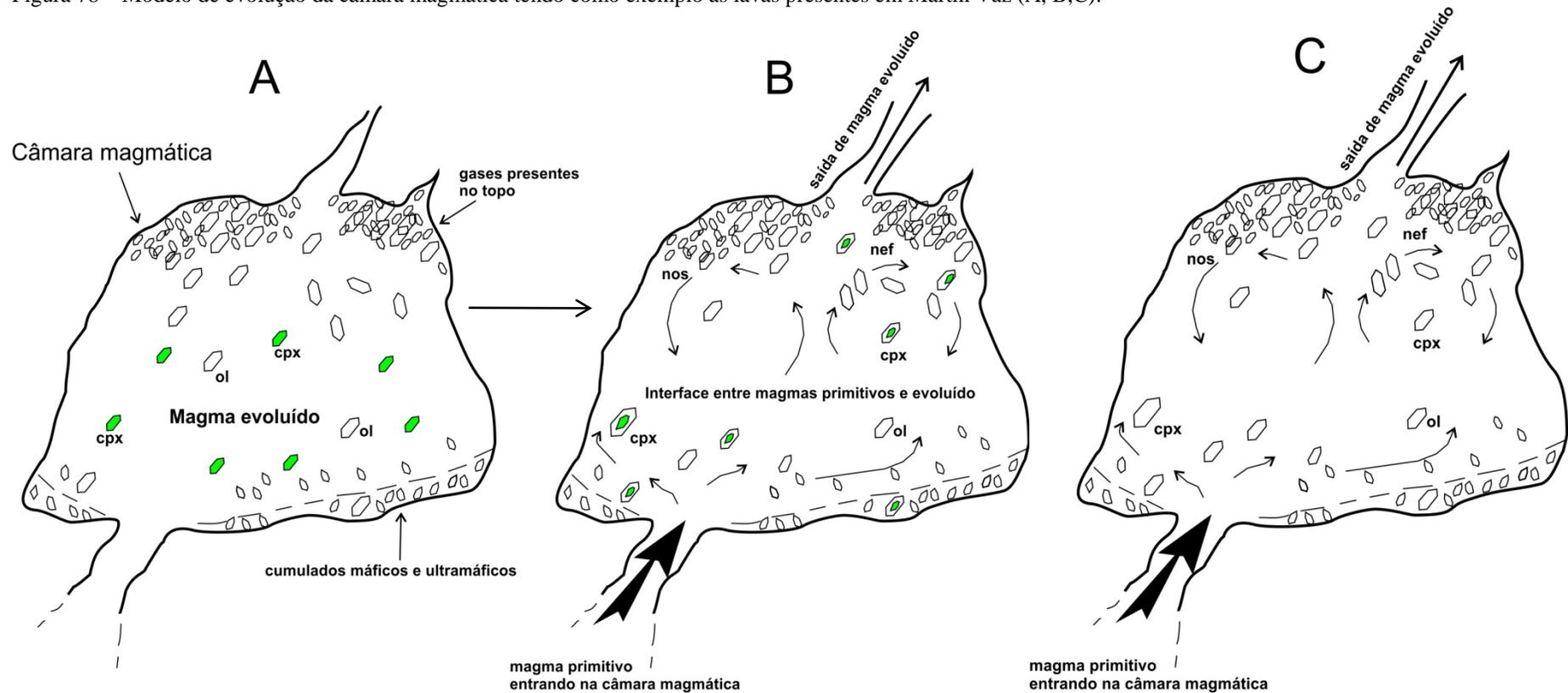
Conforme observações petrográficas e químicas das lavas presentes em Martin Vaz e nos montes submarinos, duas situações são observadas:

- a) As lavas presentes nos montes Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa e Columbia são pouco evoluídas ($Mg^{\#}$ ~65; Davis ~45) e apresentam uma mineralogia constituída basicamente de olivina e clinopiroxênio como fenocristais; Davis apresenta K-feldspato como fenocristal predominante. Os clinopiroxênios aparentam ter mais de uma geração de cristalização e apresentam uma leve distinção óptica de seus núcleos e bordas, com um pleocroísmo levemente verde amarronzado. As olivinas apresentam distintos tamanhos, as menos evoluídas estão representadas pelos fenocristais e as mais evoluídas pelos cristais presentes na matriz (microfenocristais) reiterando uma característica normal de evolução magmática (figuras 32-37);
 - b) As lavas presentes em Martin Vaz constituem dois *end-members* da suíte alcalina: uma lava primitiva, nefelinítica e, outra evoluída, fonolítica. O primeiro é caracterizado por fenocristais de olivina e clinopiroxênios com características peculiares quanto ao zoneamento do mineral. As olivinas apresentam composições química distintas em relação a variabilidade de tamanho (micro, feno e macrofenocristais – figuras 32-37) além de apresentarem, por vezes, corrosão
-

magmática, indicando instabilidade dos mesmos por não estarem em equilíbrio com o líquido. Os clinopiroxênios apresentam núcleos anédricos poiquilíticos, com pleocroísmo verde e, às vezes, verde amarronzado. Apresentam bordas euédricas, pleocroísmo amarronzado e manteados por opacos. Apresentam distinção química com núcleos fassaíticos mais evoluídos que as bordas menos evoluídas (figura 38; tabela 18).

Um modelo que pode ser inferido a partir destas observações é a cristalização, a partir de um magma primitivo, das lavas que deram origem aos montes submarinos, com exceção do monte Davis que representa um processo evolutivo magmático gerando uma lava básica. A partir da análise dos núcleos de piroxênios das lavas de Martin Vaz é possível traçar um histórico em múltiplo estágio de reposição magmática na câmara, onde, a partir de um magma menos evoluído, originaram-se os núcleos verdes em desequilíbrio com o líquido primitivo que adentrou na câmara, gerando forte absorção das bordas e, posteriormente, favorecendo a cristalização das bordas dos mesmos, cuja composição é similar a dos piroxênios presentes na matriz (Figura 78).

Figura 78 – Modelo de evolução da câmara magmática tendo como exemplo as lavas presentes em Martin Vaz (A, B,C).



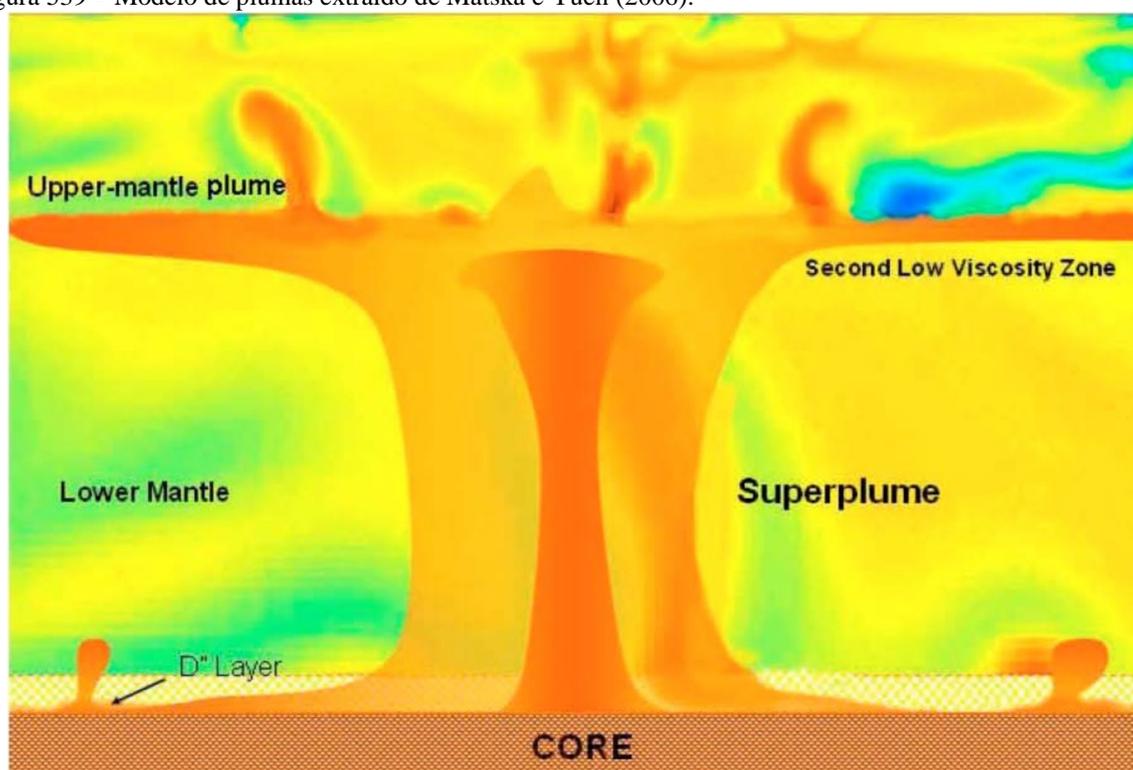
Legenda: A figura A representa o estágio inicial de cristalização dos núcleos verdes de clinopiroxênio a partir de um magma evoluído. A figura B mostra a entrada de magma primitivo que originou a cristalização das bordas dos piroxênios e, possivelmente, de outras fases a partir da cristalização fracionada, até obter a composição química e mineralógica do magma fonolítico. A figura C representa um modelo simplificado da câmara magmática que gerou as lavas presentes nos montes submarinos. Os montes Montague, Jaseur, Dogarassa e Columbia apresentam uma evolução parecida de suas câmaras magmáticas, ejetando magmas primitivos compostos por olivina e clinopiroxênio. Com exceção do monte Davis onde o magma inicial fracionou feldspato gerando um magma de composição básica (tefrito). Modificado de Fodor et al., (1993).

Fonte: O autor, 2016.

7.6 O Modelo da pluma mantélica

Matska e Yuen (2006), através de modelos numéricos de convecção do manto, demonstraram a existência da migração de superplumas provenientes do manto superior em múltiplas plumas secundárias influenciadas pela viscosidade do manto, expansibilidade térmica dependente da profundidade e fases transicionárias como perovskita. Este mecanismo é conduzido tanto pela condutividade térmica radioativa na base do manto inferior quanto uma diminuição abrupta da expansibilidade termal da perovskita no manto inferior, induzindo a uma convecção em camadas sob a zona de transição, e, assim, produzindo plumas secundárias, menores e com gradiente térmico mais baixo (figura 79).

Figura 539 – Modelo de plumas extraído de Matska e Yuen (2006).



Legenda: mostrando a natureza multiescalar das plumas mantélicas, envolvendo a criação de superplumas provenientes da camada D'' e a geração de plumas secundárias no manto superior.

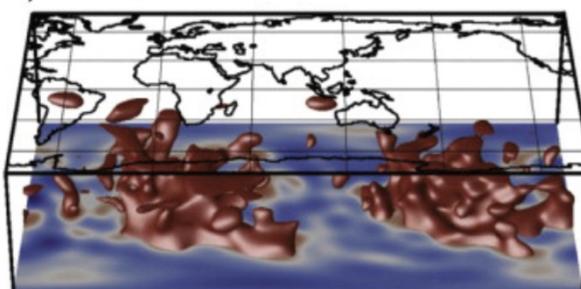
Fonte: MATSKA & YUEN, 2006.

Tackley (2012) através das análises dos efeitos da fusão parcial, da presença de fases, da composição química e do gradiente geotérmico do manto, analisou a evolução e a dinâmica do manto inferior na geração das plumas mantélicas (figura 80). O impacto da cabeça da pluma na litosfera gera magmas de alto teor de MgO como picritos, komatiitos e komatiitos basálticos devido ao alto gradiente geotérmico desta porção central da pluma. Magmas nefeliní-

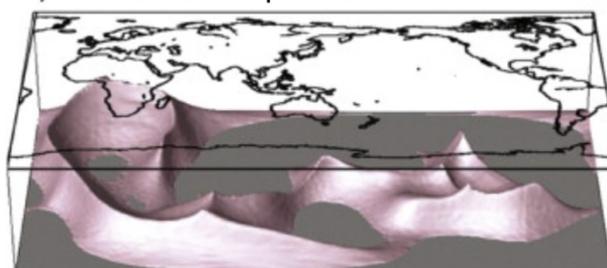
ticos e basaníticos que são formados por baixo grau de fusão parcial, são gerados a partir das zonas periféricas da pluma onde a temperatura é mais baixa. A geração destes magmas insaturados em sílica ocorre em uma camada cujos limites são químicos e térmicos, como uma zona de transição entre a parte rígida da litosfera e a parte convectiva da astenosfera (WILSON et al., 1995; DUNWORTH e WILSON, 1998).

Figura 80 – Comparação entre os modelos geodinâmicos.

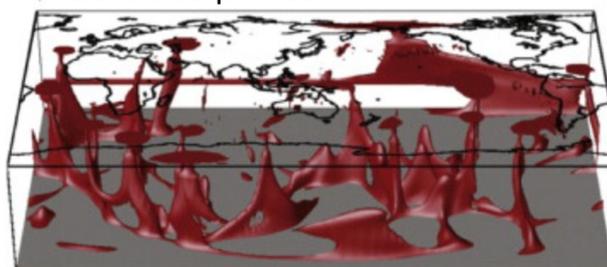
a) Tomografia shear-wave



b) Pulsos termoquímicos



c) Zonas de plumas



Legenda: (a) anomalias de baixa velocidade; (b) pulsos termoquímicos através de cálculos dinâmicos e termoquímicos e (c) zonas de plumas a partir de uma análise puramente termo-dinâmica.

Fonte: Referências em TACKLEY (2012).

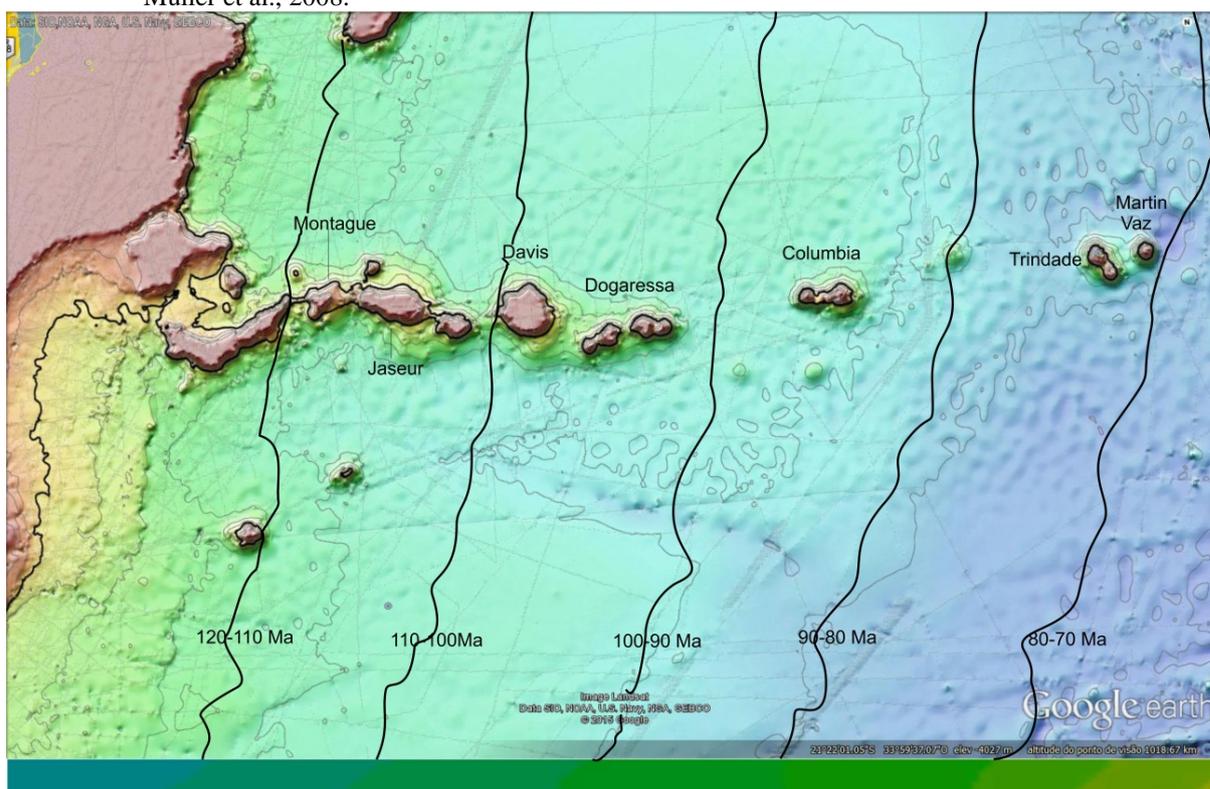
Um ponto relevante quanto a influência de uma pluma mantélica é o gradiente geotérmico anômalo gerado no manto. Este gradiente varia entre 200-300°C, comparado com a temperatura ambiente do manto, que em algumas regiões varia entre 1280-1570°C (JUNG et al., 2006, KLEIN & LANGMUIR, 1987, MCKENZIE & O'NIONS, 1991, PUTIRKA et al., 2006 HERSBERG et al., 2007).

Para tal determinação do potencial térmico de um manto ambiente e seu gradiente anômolo (ΔT_p) condizente com o modelo de pluma, faz-se necessário um estudo detalhado através de mecanismos matemáticos para se obter a composição do magma primário para as lavas dos montes submarinos e, a partir disto, determinar, dentre as margens de erros aceitáveis, as temperaturas potenciais do manto para este ambiente.

7.7 Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e a evidência da Pluma de Trindade

A Cadeia Vitória-Trindade encontra-se situada no paralelo de Vitória distribuída na direção W-E, a partir dos montes submarinos de Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa, Columbia e das ilhas da Trindade e Martin Vaz, em crosta oceânica de idades e espessuras variadas (figura 81) (MÜLLER et al., 2008).

Figura 81 – Imagem do *Google™ Earth Pro®* com composição do mapa batimétrico do TOPEX e isócronas de Müller et al., 2008.

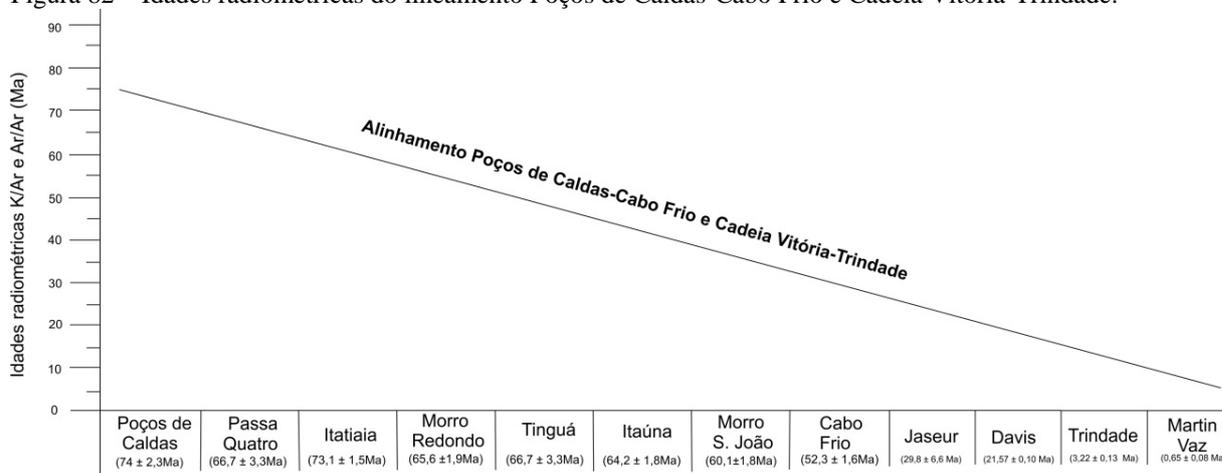


Legenda: Os montes submarinos são: Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa, Columbia e as ilhas da Trindade e Martin Vaz.

Fonte: O autor, 2016, modificado de MÜLLER et al., 2008.

As idades radiométricas obtidas pelo método U-Pb (SKOLOTONEV et al., 2011) através de datação U-Pb em zircão do monte submarino Jaseur obteve idade de $29,8 \pm 6,6$ Ma, O monte Davis apresenta idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $21,57 \pm 0,10$ Ma. Fodor e Hannan (2000), a partir da taxa de espalhamento do Atlântico Sul, determinaram uma idade aproximada de 10 Ma para o Monte Columbia. A Ilha da Trindade apresenta idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $3,22 \pm 0,13$ Ma para uma amostra de fonólito do Complexo Trindade, sendo este o conjunto mais antigo de expressões magmáticas indistinguíveis, e idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 254 ± 198 Ka para um derrame ankaramítico do Vulcão do Paredão. Martin Vaz possui idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em torno de 0,7 Ma para o derrame nefelinítico (basanita) e idade de $0,65 \pm 0,08$ Ma para as intrusivas fonolíticas. Thomaz-Filho et al., (2005) propuseram a migração da placa Sul-Americana pela Pluma de Trindade com uma rotação de 15° no sentido horário, baseados em evidências de eventos magmáticos, idades radiométricas, tectônica e sedimentar. Baseado neste modelo, os lineamentos Poços de Caldas-Cabo Frio e Vitória-Trindade evidenciado pelos mapas gravimétricos, magnetométricos e batimétricos e, as novas idades radiométricas obtidas para este trabalho, além das idades decrescentes de oeste para leste, refletem a passagem da placa Sul-Americana sobre a Pluma de Trindade desde o Cretáceo até o Plio-Pleistoceno (figura 82).

Figura 82 – Idades radiométricas do lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio e Cadeia Vitória-Trindade.



Legenda: As idades de Poços de Caldas até Cabo Frio foram compiladas de Ribeiro Filho e Cordani, (1966); Amaral et al., (1967); Cordani, (1970); Sonoki e Garda, (1988) e obtidas através do método K/Ar. A idade U-Pb de Jaseur obtida de Skolotonev et al., (2011), Davis, Trindade e Martin Vaz, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do presente trabalho. As idades da ilha da Trindade não estão publicadas.

Fonte: O autor, 2016, modificado de A.T. FILHO et al., (2005).