

5.8 Síntese dos resultados

O propósito deste item é integrar os resultados apresentados anteriormente a partir do conhecimento acumulado sobre a área de estudo.

A tabela apresentada a seguir (Tabela 7) busca reunir informações sobre eventos associados à evolução tectono-geomorfológica da área de forma a permitir uma visualização com a tabela de dados termocronológicos. A tabela seguinte (Tabela 8) foi elaborada com o objetivo de integrar dados produzidos sobre margem continental do sudeste do Brasil com base na aplicação do método de Traços de Fissão em Apatita (TFA) e de (U-Th)/He de forma a oferecer uma melhor visualização dos períodos de ocorrência e características dos principais eventos térmicos registrados, os quais serão discutidos a seguir.

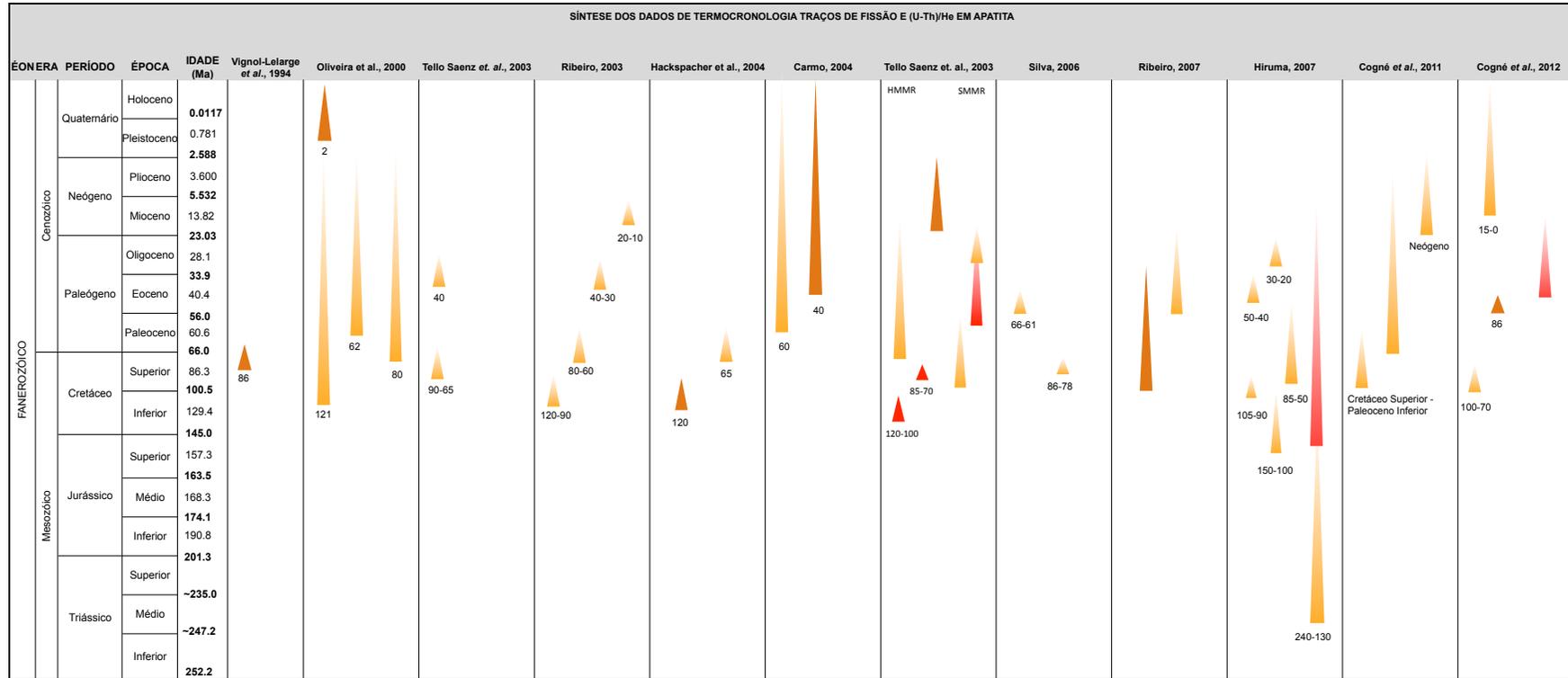
Tabela 7 - Integração de diferentes dados associados à importantes eventos para a evolução tectono-geomorfológica do Sudeste do Brasil.

| SÍNTESE CONTEXTO/EVENTOS IMPORTANTES NO SUDESTE DO BRASIL E OUTROS | | | | | Eventos Andes | | | | | | | | | |
|--|-----------|-------------|-------------|-----------|---|--|--|---|---|---|--|--|--|--|
| ÉON ERA | PERÍODO | ÉPOCA | IDADE (Ma) | Tectônico | | Estrutural | | Ígneo | | Sedimentar | | | | |
| | | | | | | | | | | Onshore | Offshore | Meisling et. al., 2001 | | |
| FANEROZÓICO | Cenozóico | Quaternário | Holoceno | 0.0117 | Extensão NW(WNW)-SE(ESE) (Holocene) | Deformação de depósitos fluviais - Rio Paraíba do Sul - Falhas normais | Pulso tectônico 2 Dextral transpression NE-ESE (Gontijo, 1999) | | | | | | | |
| | | | Pleistoceno | 0.781 | Dextral strike-slip (Pleistoceno Superior) (Riccomini, 1989) | Alto de Caçapava, Alto de Resende, Rearranjo de blocos (Riccomini, 1989) | | Soerguimento regional (Reorganização da paisagem, falhas normais, reativação, deformação) (Gontijo, 1999) | Transpressão e soerguimento da Serra do Mar (Meisling et. al., 2001) | ~10 Ma - Magmatismo alcalino (Mizusaki et al., 1998; Thomaz Filho, 2000) | | | | Quechua 25-0 Ma |
| | | Neógeno | Plioceno | 3.600 | ? | | | | | | | | | |
| | | | Mioceno | 13.82 | Sinistral strike-slip (Transpressão) (Mioceno?) (Riccomini, 1989) | Reorganização da drenagem - Tietê e Paraíba do Sul (Riccomini, 1989) | | | Hot Spot de Trindade hot spot passa pela crosta oceânica (Meisling et. al., 2001) | | | | | |
| | | Paleógeno | Oligoceno | | 28.1 | | | | | | | | | |
| | | | | | 33.9 | | | | | | | | | |
| | | | Eoceno | 40.4 | | | | | | | | | | |
| | | Paleoceno | | | 56.0 | | | | | | | | | |
| | | | | | 60.6 | Extensão NNW-SSE (Riccomini, 1989) | Vulcânicas do Grupo Taubaté (Riccomini, 1989) | | Formação das bacias de Resende e Volta Redonda | Soerguimento térmico & reativação das estruturas do rifte costeiro (Meisling et. al., 2001; Cobbold et al., 2001) | 48 Ma - Lavas Ankaramíticas -Bacia de Volta Redonda (Riccomini et al., 2004) | 80-55 Ma - Magmatismo alcalino (Thompson et al., 1998) | 80-60 Ma - Magmatismo alcalino (Heilbron et al., 1998) | Após 40 Ma - Soerguimento: - Novos padrões de sedimentação - Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) |
| | | | 66.0 | | | | | | | | | | | |
| | Mesozóico | Cretáceo | Superior | 86.3 | | | | | | | | | | |
| | | | Inferior | 100.5 | | | | | | | | | | |
| | | Jurássico | | 129.4 | | | | | | | | | | |
| | | | | 145.0 | | | | | | | | | | |
| | | | Superior | 157.3 | | | | | | | | | | |
| | | Triássico | Médio | 168.3 | | | | | | | | | | |
| | | | Inferior | 174.1 | | | | | | | | | | |
| | | Triássico | | 190.8 | | | | | | | | | | |
| | | | 201.3 | | | | | | | | | | | |
| Superior | ~235.0 | | | | | | | | | | | | | |
| Médio | ~247.2 | | | | | | | | | | | | | |
| | Inferior | 252.2 | | | | | | | | | | | | |

Legenda:

■ Período de ocorrência

Tabela 8 - Integração de dados de Traços de Fissão em Apatita (TFA) para a região Sudeste do Brasil. Informações sobre histórias térmicas obtidas por diferentes estudos e características dos eventos associados.



5.8.1 Termocronologia do Eocretáceo

A análise do grupo de idades referentes ao **Eocretáceo** (145 - 100,5 Ma), indica o registro de eventos térmicos mais antigos na área, vinculados ao processo de ruptura continental. As idades médias mais antigas foram obtidas na Serra da Mantiqueira (amostra RE-LM-28 - 109,7 Ma), numa altitude de 1362 metros e no rifte do Paraíba do Sul (amostra VR-LM-31 - 105,4 Ma), em altitude de 412 metros, e são concordantes com idades obtidas por outros autores no interior e em áreas elevadas das serras do Mar e Mantiqueira. Alguns cristais dessas amostras registraram idades ainda mais antigas mas que demandam uma análise cautelosa na medida em que podem estar relacionados aos problemas de dispersão e idades anômalas e que são intrínsecos ao método de (U-Th)/He. Os cristais com idades mais antigas da amostra RE-LM-28 e que não foram utilizados para o cálculo da média parecem indicar os efeitos de danos da radiação, com um aumento da retentividade do cristal que resultou em idades mais velhas.

A amostra VR-LM-31 registrou idades que variam entre 121 Ma a 97,8 Ma (idades selecionadas) e com relativa replicabilidade entre as alíquotas da amostra. A idade de 121 Ma representa a idade mais antiga no conjunto de dados que não foram excluídos para a definição de idades médias. O modelo HeFTy foi suportado pelo dado na modelagem da história térmica e indicou um padrão t-T simples, associado a um episódio de resfriamento rápido ocorrido entre 130 e 115 Ma (105-40°C).

Hiruma et al. (2010) apresentaram uma idade de traços de fissão que pode ser correlacionada com a da amostra VR-LM-31. A idade da amostra BOC-188, de $136,8 \pm 18,3$ Ma (32,4%) (idade central e % dispersão), coletada na base norte do Planalto da Bocaina, no vale do Rio Paraíba do Sul, e em altitude de 593 metros, é correspondente às idades mais antigas do Planalto da Bocaina analisadas pelo autor e também obtidas por outros autores (SILVA, 2006). A sua elevação, entretanto, é menor que as demais. O desnivelamento é atribuído a falhas normais ativas durante a instalação do sistema de riftes do sudeste. A idade obtida por Silva (2006), de $145,7 \pm 9,7$ Ma (idade zeta), no ponto culminante da Serra da Bocaina, foi associada a um soerguimento rápido e combinado às taxas de denudação baixas na área e representaria um testemunho da paleo-ZAP soerguida, em um contexto que antecede a abertura do Atlântico Sul.

A amostra VR-LM-31, apresentada nessa tese, assim como a BOC-188 (HIRUMA et al., 2010) indicam o contexto onde se situam, numa área que exhibe remanescentes importantes

de superfícies de erosão associadas à geração de áreas que foram rebaixadas tectonicamente. Essas amostras atestam uma evolução complexa, principalmente a partir do "desmantelamento" do relevo. Hiruma (2007) indicou a existência de um divisor constituído pela área da Bocaina e porções elevadas da Mantiqueira antes da ruptura continental e que parece ter deixado registros não apenas dos planaltos elevados mas também em áreas rebaixadas tectonicamente entre elas.

A avaliação das idades mais antigas e mais consistentes, em conjunto com as histórias térmicas, indicam associação com o contexto da evolução pré-rifte. A amostra RE-LM-28 parece representar um remanescente das bordas do rifte do Atlântico Sul e a VR-LM-31 o registro dessa evolução mais tardia situada no contexto do rifte do Paraíba do Sul. Essa última, mesmo inserida no contexto no qual existem registros de reativações posteriores, parece não ter sofrido perda de He. A perda do He não se vincula apenas ao aumento da temperatura, mas também ao intervalo de tempo a que a amostra é submetida a condições que podem levar à retenção ou à perda por difusão (WOLF et al., 1998).

As idades obtidas podem ser correlacionadas com os eventos magmáticos ocorridos na área. O magmatismo nessa fase, associada à ruptura continental, é caracterizado por: 1) diques toleíticos com idades acima de 147 Ma, associados a regimes distensivos que precederam a ruptura continental, e enxame de diques toleíticos com alto teor de TiO_2 e idades entre 138 e 132 Ma, correlacionados com os basaltos da Formação Serra Geral, ainda no contexto que precedeu a ruptura; 2) enxame de diques com baixo teor de TiO_2 e idades em torno de 127 Ma, registrados nos basaltos da bacia de Campos (GUEDES et al., 2005; GUEDES, 2007). A idade da fase rifte é definida como iniciada há 150 Ma, no Jurássico Superior. Já a fase posterior teria ocorrido entre 130-120 Ma, que marca o início da formação do assoalho oceânico no sul (NURNBURG e MULLER, 1991).

As estimativas de denudação para a amostra RE-LM-28, situada na Serra da Mantiqueira (1362 m), é de 1,8 km, concordante com alguns trabalhos (CARMO, 2004) e discrepante com relação a outros. Hackspacher et al. (2004) analisaram amostras da área do Planalto de Jundiá até a costa e obtiveram idades de traços de fissão corrigidas de 126 ± 11 Ma no domínio da "Mantiqueira Alta", as quais resultaram numa estimativa de superfície denudada na ordem de 2,756 metros. Os dados para o domínio da Serra do Mar apresentados pelos autores também são muito distintos dos que foram apresentados neste trabalho. Por outro lado, os resultados no Planalto Atlântico (2,6 km de denudação e idade de 79 ± 9 Ma) se aproxima do valor obtido na presente pesquisa para a amostra VR-LM-31 (2,8 km de denudação para idade inicial de 130 Ma), situada no Rifte do Paraíba do Sul.

O modelo HeFTy da amostra VR-LM-31 registra a melhor história térmica gerada pelos dados desse trabalho. A padrão t-T da amostra indica um resfriamento lento com residência no limite superior da zona de retenção parcial após o evento de resfriamento rápido (soerguimento?) entre 130-115 Ma. Embora esteja numa condição que pode estar associada aos danos de radiação influenciando nas idades, observa-se que cristais com concentrações eU mais baixas registram idades similares à de cristais com concentrações mais elevadas.

A espessura denudada foi estimada em 2,8 km para essa amostra, corroborando com os dados apresentados pelos autores já citados, assim como por outros (GALLAGHER et al., 1994). A elevação pré-rifte estimada para a região sul-africana é de, aproximadamente, 1200 metros (GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1990) e os dados sobre a espessura de sedimentos de mais de 4000 metros na margem leste brasileira (MOHRIAK, 2004). A análise em conjunto desses dados indica a consistência da estimativa de denudação gerada a partir dos dados de (U-Th)/He para essa amostra.

Hiruma (2007) apontou que na região da Serra da Bocaina a denudação variou entre 1,9-2,1 km, em áreas mais elevadas e situadas a noroeste da Zona de Cisalhamento de Cubatão, enquanto que as amostras situadas a sudeste e em altitudes mais baixas tiveram superfície denudada na ordem de 2,4 a 2,8 km. Os períodos de denudação mais acentuados estariam entre 180-120 Ma para as maiores altitudes e 120-60 e 60-0 para os níveis inferiores.

A revisão de idades e histórias térmicas apresentadas em diversos trabalhos indica a correlação com eventos que se seguiram à ruptura continental, principalmente em área mais interiores e, inclusive, na Serra da Mantiqueira (GALLAGHER et al., 1994; TELLO SAENZ et al., 2003; CARMO, 2004; HACKSPACHER et al., 2004 e 2005; SILVA, 2006; HIRUMA et al, 2010). A idade média da amostra RE-LM-28 ($109,7 \pm 5,8$ Ma), por exemplo, é similar à idade de traços de fissão em apatita de $109 \pm 8,1$ Ma, que foi obtida por Pinter (2011) na área de Formiga (MG), associada aos fenômenos de ruptura continental e ao soerguimento dos flancos de rifte.

Hackspacher et al. (2004) identificaram um período de estabilidade na região Sudeste da plataforma Sul-americana entre o Cambro-ordoviciano até o Mesozoico. Os autores obtiveram idades de 142 Ma (Eocretáceo) e idade de 120 Ma a partir de dados de traços de fissão em apatita na área definida como Serra da Mantiqueira Alta, que estaria relacionada à fase de rifteamento no Mesozoico e, portanto, ao processo inicial que culminou com a ruptura continental e separação da América do Sul e África.

5.8.2 Termocronologia do Neocretáceo

A predominância de idades do **Neocretáceo** (100,5 - 66 Ma), especialmente entre o Campaniano, Maastrichtiano e Santoniano (Figuras 69, 70 e 71), é fortemente suportada por dados obtidos por trabalhos anteriores na região sudeste e que utilizaram o método de termocronologia de traços de fissão em apatita (VIGNOL-LELARGE et al., 1994; GALLAGHER et al., 1994; RIBEIRO, 2003; FRANCO, 2006; SILVA, 2006; RIBEIRO, 2007), assim como pesquisas mais recentes baseadas no método (U-Th)/He (COGNÉ et al., 2011; COGNÉ et al., 2011). A análise das idades selecionadas, com exclusão das mais antigas e/ou jovens, mostra a ocorrência de 52 cristais no intervalo 100,5-66 Ma. Se considerado o intervalo de maior destaque, são 24, 11 e 4 registros de idades para os andares Campaniano, Maastrichtiano e Santoniano, respectivamente. Certamente, o evento ocorrido no Neocretáceo é fundamental para a interpretação da evolução da área.

Um soerguimento regional teria afetado uma área do Espírito Santo ao Rio Grande do Sul, acompanhado de magmatismo alcalino, no intervalo entre 82 e 52 Ma (ZALÁN, 2004). Esse soerguimento ocorreu de maneira maciça e uniforme, sem quebramentos, por alguns milhares de quilômetros e amplitude entre 2000-3000 metros (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) e estaria associado à formação de um megaplanalto no final do Cretáceo, o Planalto Atlântico (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). No modelo genético evolutivo apresentado para o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, Zalán e Oliveira (2005) associam esse soerguimento ao deslizamento da Placa Sul-Americana para oeste sobre uma anomalia térmica no "Neo-cretáceo". Um pulso inicial é atribuído ao período entre 89,5 Ma e 86 Ma, com clímax entre 85-65 Ma (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Cobbold et al. (2001) pontuaram que o soerguimento inicial teria ocorrido entre o período 90-80 Ma. Por sua vez, Modica e Brush (2004) restringiram o período de soerguimento e apontaram que teria ocorrido aproximadamente, entre 87-90 Ma.

Vignol-Lelarge et al. (1994), em trabalho pioneiro que aplicou o método de traços de fissão na margem passiva brasileira, no Arco de Ponta Grossa, obtiveram idades de 86 ± 4 Ma, associada ao soerguimento da Serra do Mar. Essa idade foi obtida em intervalo de 20 a 800 m de altitude. Na altitude de 1000 metros, a idade correspondente registrada foi de 110 Ma. O comprimento médio de traços é maior nas altitudes abaixo de 800 m, sugerindo uma situação de resfriamento rápido e soerguimento e erosão de 2,5 km para rochas do embasamento cristalino. Diversos cristais analisados nesta tese resultaram em idades no

intervalo 90-80 Ma e algumas muito próximas às obtidas por Vignol-Lelarge et al. (1994). Oliveira et al. (2000) e Tello Saenz et al. (2003), com base em traços de fissão em apatita, indicam que o setor da Serra do Mar iniciou o processo de soerguimento em 81,5 Ma, com resfriamento linear do Neocretáceo até o Paleoceno.

A amostra VR-LM-18, localizada na Serra da Carioca, no contexto da Serra do Mar (extremo do Planalto da Bocaina, a 759 metros de altitude), resultou numa média de $85,6 \pm 0,2$ Ma (2σ), com significativa consistência por não apresentar indicativos de anomalias. A idade dessa amostra é mais antiga que a idade de traços de fissão em apatita obtida por Hiruma (2007) e localizada nas adjacências e em altitude superior. No entanto, Hiruma (2007) observou uma grande variação nas idades TFA no Planalto da Bocaina, atribuída à complexidade da evolução térmica da área associada às reativações tectônicas e/ou eventos térmicos importantes. A área está situada no contexto dos desnivelamentos de blocos gerados pela tectônica que formou o sistema de riftes. Tal fato poderia justificar diferenças entre as idades desta tese e de Hiruma (2007). Por outro lado, a consistência dessa idade com o conjunto de dados da tese, assim com a idade obtida por Vignol-Lelarge et al. (1994) e atribuída ao contexto de soerguimento da Serra do Mar oferece maior segurança para a interpretação do resultado aqui apresentado como um registro desse evento de soerguimento importante na evolução da área.

O magmatismo que no primeiro grupo de idades (Eocretáceo) possui uma característica toleítica, a partir da individualização da placa Sul-americana (Neocretáceo) é alcalino, com idade de 82 Ma (dique de lamprófito) correlacionado ao período de atuação da pluma mantélica na área (GUEDES et al., 2005). Observa-se que as intrusões magmáticas nesse período estão associadas à área com litosfera fina e enfraquecida (Figura 52) que resultam em áreas com ondas P de baixa velocidade (ASSUMPÇÃO et al., 2004) e, portanto, o mecanismo térmico não pode ser desconsiderado na interpretação do soerguimento regional.

As histórias térmicas das amostras PA-LM-14 (localizada na borda da escarpa da Serra do Mar) e BA-LM-30 (Rifte do Paraíba) registram eventos de resfriamento rápido entre 100-90 Ma e 85-78 Ma, respectivamente. Esse resfriamento rápido pode ser atribuído à fase de soerguimento regional correlacionada à atuação da pluma mantélica, como apontado por Guedes et al. (2005). Esse evento de reativação no Neocretáceo também é um importante registro em dados de traços de fissão obtidos por outros autores (SILVA, 2006; RIBEIRO, 2007; FRANCO MAGALHÃES, 2009). Os registros do Neocretáceo também estão presentes em outros estudos termocronológicos produzidos através do método de traços de fissão em

apatita e de outros métodos (COGNÉ et al., 2011, 2012; FRANCO MAGALHÃES, 2009; OLIVEIRA et al., 2000; TELLO SAENZ et al., 2003).

É importante analisar a associação entre esses eventos de soerguimento e os registros de denudação. A amostra PA-LM-14 (110 metros de altitude) resultou em denudação total de 2,0 km quando considerado o gradiente geotérmico de 35°C/km, com 30 m/km de taxa de erosão para o mesmo gradiente. Estimativas obtidas por Ribeiro (2003) na área do Planalto da Bocaina, em altitude de 259 metros, indicam uma seção denudada de 2344 metros, com taxa de erosão de 26,5 m/km, a partir de gradiente geotérmico de 32°C. A diferença poderia ser justificada pela posição topográfica entre as amostras.

5.8.3 Termocronologia do Paleogeno

O grupo de idades do **Paleogeno** (66 - 56 Ma) é menos representativo no conjunto dos dados, entretanto as histórias térmicas das amostras PA-LM-14, RE-LM-23, PI-LM-33 registraram esse evento com importantes pulsos de resfriamento rápido nos padrões de tempo-temperatura que ocorrem entre 65-60 Ma, 62-59 Ma e 65 Ma, respectivamente, corroborando com os dados obtidos por outros autores (FRANCO MAGALHÃES, 2009; OLIVEIRA et al., 2000).

Considerando as idades selecionadas, 13 (treze) amostras estão incluídas no Paleogeno. Entretanto, na definição das idades médias, apenas duas amostras estão incluídas no Paleoceno, a PA-LM-07 (64,0±11,5 Ma) e RE-LM-25 (64,4±5,7 Ma). A primeira, localizada na borda da escarpa da Serra do Mar (57 metros de altitude) e, a segunda, na borda da escarpa da Serra da Mantiqueira (506 metros de altitude), associada à falha de borda da bacia de Resende.

A amostra PA-LM-07, com idade média de 64,0±11,5 Ma, está localizada na escarpa da Serra do Mar, na borda do Gráben da Guanabara, que registra idade de 65,6±0,05 Ma (hialoclastitos fonolíticos do Country Club, na Bacia do Macacu datados por Ferrari, 2001). A idade da amostra também apresenta correlação com a amostra TF-758 obtida por Ribeiro (2007) em área e altitude próximas, que registrou idade de 61±6 Ma (Figura 74).

Ferrari (2001), ao discutir a origem e a evolução do Gráben da Guanabara e a sua associação com as paleotensões locais e regionais, destacou o papel do soerguimento do Neocretáceo como possível desencadeador da formação do sistema de riftes no Paleoceno. As

paleotensões que atuaram na implantação de um binário sinistral E-W que controlou o magmatismo e a implantação do Gráben da Guanabara teriam sido desencadeadas pelo soerguimento que o precedeu e que, por sua vez, foram originadas e controladas por anomalias do manto. Os resultados obtidos no presente trabalho também registram a importância desse soerguimento na história térmica da área. A predominância de idades nesse intervalo e em trajetórias tempo-temperatura geradas pela modelagem inversa corroboram com a afirmação.

Oliveira et al. (2000) e Tello Saenz et al. (2003) também registraram eventos de reativação no Paleoceno e no Neogeno nas amostras da Serra do Mar, a qual teria causado soerguimento e erosão regional da ordem de 1.8 km. A denudação total obtida para essa área foi estimada a partir da amostra PA-LM-14 e resultou em denudação total de 2,0 km, como já apresentado.

Carmo (2004) estimou denudação >2,5 km nas áreas próximas à costa, com base em idades mais jovens de traços de fissão em apatita e resfriamento contínuo em $\sim 60 \pm 5$ Ma, com um novo evento há $\sim 45 \pm 5$ Ma. Já nas áreas distantes da costa, a denudação foi estimada entre 2 e 1,7 km com idades maiores que 95 Ma e resfriamento lento a partir de temperaturas na faixa de $\sim 80-90^\circ\text{C}$. O cálculo também se baseou no método de Raab et al. (2002), com gradiente geotérmico de $35^\circ\text{C}/\text{km}$. A diferença não parece ser significativa e diminui quando se observa o resultado estimado com gradiente geotérmico de 30°C .

A amostra RE-LM-25 forneceu as idades mais jovens deste trabalho (49,7 Ma e 43,5 Ma) e que correspondem ao Eoceno (56-33,9 Ma). Essas idades não foram utilizadas no cálculo das idades médias das respectivas amostras, podendo estar associadas aos eventos térmicos mais recentes vinculados à reativação tectônica que resultou na reativação de blocos, à movimentação vertical diferencial destes e à efusão de lavas alcalinas durante o Paleogeno (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Segundo Guedes et al. (2005), nesse período a margem continental registrou magmatismo félsico, com os plutons de sienito de 70 Ma e que ocorrem nas bacias de Resende e Volta Redonda, além de diques de fonolito e traquito no gráben da Guanabara (Ferrari, 2001), com idade de 65 Ma. O último evento registrado é representado pelas lavas ankaramíticas da bacia de Volta Redonda, com idades K-Ar de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5$ Ma (RICCOMINI et al., 1983) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma (RICCOMINI et al., 2004).

Os resultados das amostras RE-LM-28 (109,7 Ma), situada no alto da Mantiqueira (1362 metros de altitude), e RE-LM-25 (64,4 Ma), na borda da escarpa (506 metros de altitude), podem tentativamente ser relacionados com os resultados da modelagem matemática executada por Moreira (2008) na Bacia de Resende. Apesar da amostra RE-LM-28 não se localizar na área coberta pela modelagem (Geomorphic/Orogenic Landscape Evolution Model - GOLEM), situa-se em área muito próxima e, portanto, num contexto associado com a evolução da borda de falha da bacia de Resende. O autor aplicou o método na borda norte da Bacia de Resende, utilizando informações sobre processos superficiais, isostáticos e tectônicos, obtendo dados que apontam a influência das respostas flexurais isostáticas ao deslocamento de material na época de maior estiramento crustal. Os resultados de Moreira (2008), considerando o segundo melhor cenário modelado, numa situação há 65 Ma, indicam uma diferença na evolução entre o nível da escarpa e o nível de base, que teria uma taxa de propagação maior. Os modelos obtidos sugerem que as reativações mais recentes, como aquelas identificadas por Riccomini (1989), não influenciaram na evolução da escarpa do bloco alto na borda norte da bacia de Resende, sendo as reativações mais antigas, associadas à fase rifte, as principais definidoras na evolução do escarpamento.

As idades mais jovens, atribuídas a esse contexto de reativação, justificam a fraca correlação idade x distância da costa, assim como anomalias no perfil idade x elevação (Figura 68). Essa variação de idades é resultante dos eventos de reativações mais recentes que elevaram as temperaturas e resultaram na perda do He nessas amostras, mascarando os registros de eventos térmicos anteriores. Diversas amostras da pesquisa mostram resultados que rompem com esse padrão.

A partir de estudo realizado em escala regional no centro leste brasileiro no qual integraram dados de traços de fissão em apatita compilados de dados publicados, Grohmann e Riccomini (2012) observaram que o aumento de idades em direção ao interior na região sudeste é sutil e associado a uma grande dispersão de idades, embora a tendência de aumento para interior tenha sido observada em alguns trabalhos. No estudo realizado na área da Serra da Bocaina, por exemplo, Hiruma (2007) observou que ocorrem variações nas idades em altitudes semelhantes em área de um mesmo planalto isolado, assim como idades semelhantes numa variação altimétrica contrastante, o que sugere, segundo o autor, uma evolução tectonotermal complexa, que estaria associada às reativações tectônicas e/ou eventos térmicos importantes, como a tectônica cenozóica que gerou o Rifte Continental do Sudeste do Brasil. Cogné et al. (2011) também observaram o mesmo padrão de aumento da idade com o aumento da altitude e em direção ao interior do continente, similarmente ao que ocorre com

as idades de TFA. Porém, idades jovens não estariam restritas a baixas elevações. Uma outra ruptura nesse padrão ocorre quando são consideradas as amostras do maciço de Poços de Caldas, relacionadas às intrusões mais recentes e, portanto, com idades mais jovens.

5.8.4 Relação entre a margem continental e as bacias marginais

Os principais eventos que atuaram na margem deixaram registros sedimentares nas áreas adjacentes e que podem ser analisados sob a perspectiva da relação entre tectônica e sedimentação. Eventos tectônicos que reativaram estruturas pretéritas são apontados como os responsáveis pela intensificação dos processos de denudação em determinados períodos, fornecendo consideráveis volumes de sedimentos para as bacias marginais, assim como também são apontados como responsáveis pela preservação de superfícies de aplainamento geradas em períodos de estabilidade tectônica (ALMEIDA, 1976).

As idades dos cristais de apatita e as histórias térmicas apresentadas nessa pesquisa podem ser correlacionadas com os registros das bacias marginais e, portanto, com os registros de reativações associadas à instabilização e soerguimentos da margem continental emersa (MODICA e BRUSH, 2004; PEREIRA e FEIJÓ, 1994; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Na carta estratigráfica da bacia de Santos (Figura 94) estão indicados os principais registros identificados nas amostras de apatita, assim como os registros das histórias térmicas modeladas. As histórias térmicas das amostras marcam eventos de resfriamento rápido que estão representados nos padrões t-T modelados. As idades, analisadas de maneira isolada e, portanto, independentemente da modelagem das histórias térmicas, corroboram com os resultados da modelagem das histórias térmicas, ou seja, com os principais eventos registrados nas rochas da região.

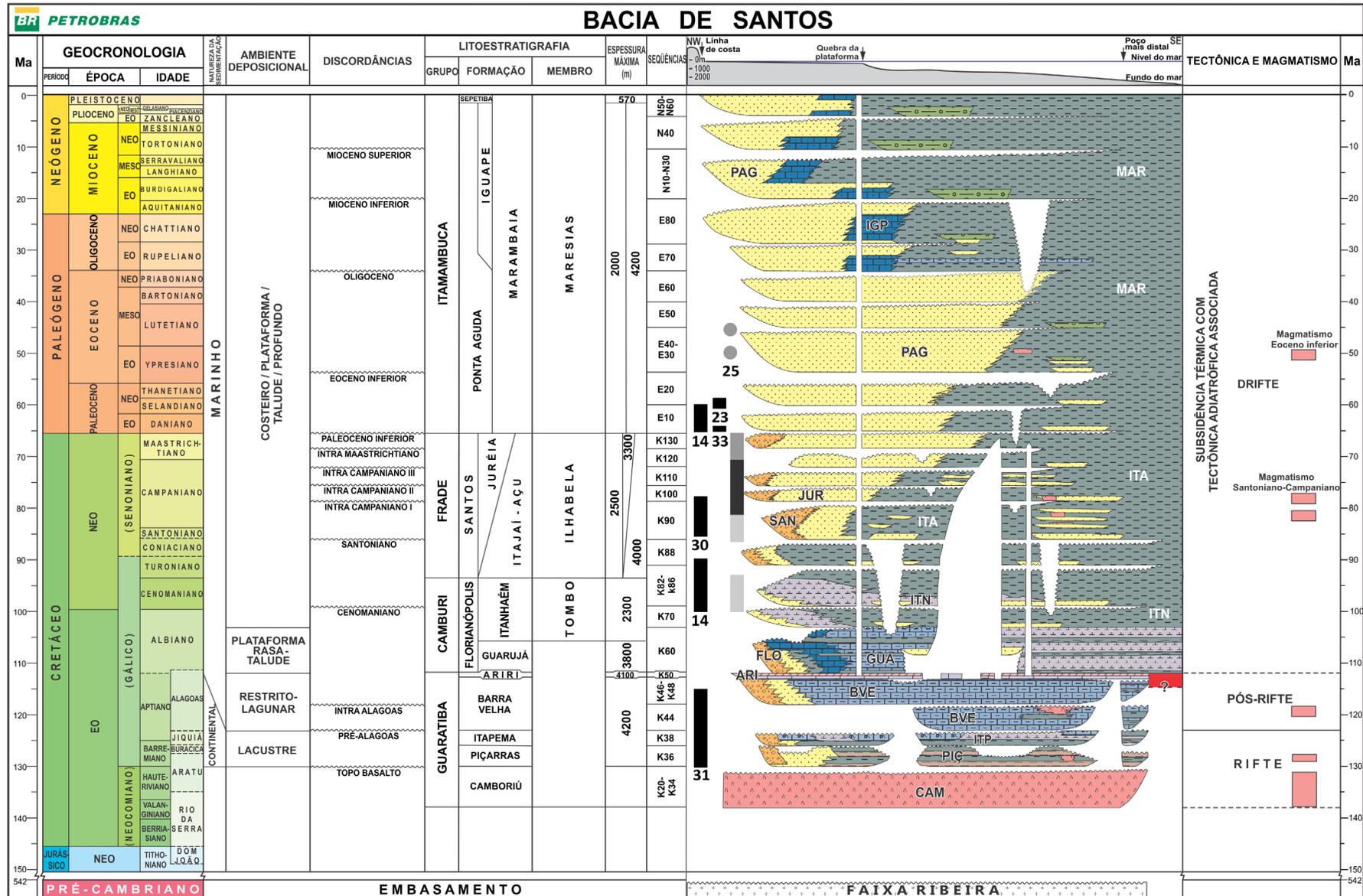
Almeida (1976) destacou que o período entre o Cenoniano e o Paleoceno foi de grande atividade tectônica na Serra do Mar, que estava sendo soerguida, e marca também o final da sedimentação na bacia do Paraná e o início da acumulação do Grupo Bauru. A acumulação de sedimentos continentais e marinhos na Bacia de Santos é iniciada no Neocretáceo, segundo o autor. A superfície Japi (ALMEIDA, 1964, 1976; ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; ASMUS e FERRARI, 1978; DE MARTONNE, 1944; RICCOMINI, 1989; RUELLAN, 1944) representaria o marco final de um longo processo erosivo na margem continental, denominado Ciclo Erosivo Sul-Americano (KING, 1956).

As histórias térmicas das amostras podem ser associadas a discordâncias no registro sedimentar da bacia de Santos. Todas as histórias térmicas registraram eventos de resfriamento rápido que podem ser interpretados como pulsos de soerguimento da margem continental. Os registros das amostras RE-LM-28 e VR-LM-31, com episódios de resfriamento mais antigos, parecem marcar a transição da fase rifte para a fase pós-rifte e possuem idades que estão associadas à Sequência K36, composta pelos derrames basálticos eocretáceos (Fm. Camboriú) registrado no preenchimento de praticamente toda a bacia (MOREIRA et al., 2007; PEREIRA e FEIJÓ, 1994).

A história térmica da amostra PA-LM-14 registra um evento de resfriamento entre 100-90 Ma, com início no limite marcado pela discordância entre o Eocretáceo e o Neocretáceo. A sequência vinculada a esse evento registra depósitos conglomeráticos de origem continental (Formação Florianópolis e Formação Santos), segundo Moreira et al. (2007), que podem ser o registro de reativação da área fonte. A fase final deste evento de resfriamento rápido (90 Ma) marca a formação de um platô que, na análise da carta estratigráfica da bacia, se associa a uma outra discordância (intraturoniana), que envolve depósitos da formação Santos, Juréia, Itajaí-Açu e Membro Ilhabela. A formação desse tipo de platô nas histórias térmicas é atribuída a um período de quiescência tectônica com intensificação da denudação associada à formação de superfícies de erosão (GUNNEL, 2000). Após esse período de "quiescência", a amostra BA-LM-30 registra um evento de resfriamento rápido e expressivo entre 85 a 78 Ma, com variação de temperatura entre 90-55°C, que pode ser associado à discordância que marca o principal evento erosivo na bacia de Santos (em 85,8 Ma), marcado por intenso vulcanismo extrusivo intercalado aos depósitos da Formação Juréia. Esse vulcanismo (Santoniano) associa-se à fase de aumento da subsidência da bacia e, no continente, ao surgimento da Serra do Mar (MOREIRA et al., 2007).

Além da análise da história térmica, que mostra associação direta com esse pulso de soerguimento, a análise do conjunto de dados mostra a predominância de idades no intervalo entre o Santoniano e o Maastrichtiano (39 cristais), quando são considerados apenas as idades selecionadas. O registro de idades mais significativo está compreendido no Andar Campaniano (24 cristais), seguido do Maastrichtiano (11 cristais) e do Santoniano (4 cristais). A predominância de idades no Campaniano e Maastrichtiano parece corroborar com a história térmica registrada na amostra BA-LM-30, com a continuidade desse soerguimento em associação com os eventos denudacionais. Pereira e Feijó (1994) indicam o aumento da espessura de sedimentos na bacia nos períodos entre 80-60 Ma.

Figura 94 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos com integração dos dados apresentados nesse trabalho. O conjunto predominante de idades está destacado em tons de cinza de acordo com a importância (cinza escuro representa o grupo predominante - Andar Campaniano). Os círculos (cinza claro) representam as idades mais jovens registradas em alíquotas da amostra RE-LM-25. Os eventos de resfriamento rápido registrados nos modelos HeFTy estão destacados nas barras pretas. Amostras identificadas de forma simplificada apenas com o número na parte inferior da barra (amostras PA-LM-14, RE-LM-23, BA-LM-30, VR-LM-31, PI-LM-33).



Fonte: Modificado de Moreira et al. (2007).

Modica e Brush (2004) observaram que os fluxos clásticos durante o Campaniano Inferior e médio foram relativamente dispersos e dominados por sistemas deltaicos arenosos sobre a plataforma carbonática que indicam condições lamosas na parte sul da bacia de Santos durante aquele período. Tais fluxos clásticos estariam associados ao soerguimento da Serra do Mar, iniciado entre 87 e 90 Ma. As condições apresentadas indicariam o mais novo estágio de organização dos padrões de drenagem na região costeira nos arredores das Serras do Mar e da Mantiqueira ou o estágio inicial da evolução do ancestral sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul. A reorganização da rede de drenagem e os padrões de dispersão de sedimentos ao redor das serras do Mar e da Mantiqueira foram modificados regionalmente no Campaniano Superior (Figura 95).

A rede de drenagem é um importante indicador das manifestações tectônicas e, por sua vez, pode ser utilizada na análise de “equilíbrio”, já que está diretamente associada ao estágio de evolução (dissecação) e por serem altamente sensíveis à transmissão dos *inputs* desencadeadores de mudanças da paisagem (THOMAS e ALLISON, 1993). A geração de feições indicadoras de perturbações nas condições de equilíbrio são fundamentais para compreender a evolução geomorfológica da área. O médio curso do rio Paraíba do Sul se desenvolve numa depressão associada às estruturas pré-cambrianas do Planalto Atlântico na Zona de Transtensão de Volta Redonda (VALERIANO e HEILBRON, 1993) e a organização espacial dos segmentos dos riftes, estruturas, feições morfotectônicas observadas no continente, assim como a análise estratigráfica das bacias sedimentares de Santos e Campos sugerem a reorganização dessa rede de drenagem, influenciando tanto a evolução dessas bacias como a evolução continental.

As estimativas de denudação obtidas nesse trabalho, corroboradas por dados de outros autores, oferecem dados sobre a dimensão do volume de sedimentos remobilizados. A evolução da drenagem do rio Paraíba do Sul teve um papel importante nesse processo que foi impulsionado pelos eventos de reativação reconhecidos na evolução geodinâmica da área.

Os eventos de resfriamento rápido registrados pelas amostras PA-LM-14 (65-60), RE-LM-23 (62-59) e PI-LM-33 (65 Ma) podem ser analisados de forma integrada. Observa-se que para a amostra PA-LM-14 esse é o segundo evento registrado na trajetória t-T modelada (Figuras 84, 85 e 91).

O evento de resfriamento registrado entre 65-59 marca a passagem do Cretáceo para o Paleoceno e está associado a uma sequência sedimentar que tem como limite superior a discordância do Eoceno inferior (60,2 Ma), vinculada a um importante rebaixamento relativo do nível do mar, quando se desenvolvem expressivos cânions e são depositados arenitos

resultantes de fluxos turbidíticos densos e fortemente canalizados (MOREIRA et al., 2007). As análises de termocronologia (U-Th)/He sugerem um soerguimento da área continental nesse período, o que é corroborado por estudos baseados no método de traços de fissão em apatita (TFA) (OLIVEIRA et al., 2000; TELLO SAENZ et al., 2003; SILVA, 2006), assim como outros dados mais recentes que integram TFA e (U-Th)/He (COGNÉ et al., 2011; 2012). A discordância que ocorre em 65 Ma também pode ser vinculada à idade mínima da Superfície Japi datada por Ferrari (2001) no segmento do Gráben da Guanabara com a presença dos fonolitos. As histórias térmicas das amostras PA-LM-14 (65-60 Ma) e RE-LM-23 (62-59 Ma) registrariam, portanto, a fase de reativação associada à deformação dessa superfície com a formação do sistema de riftes (ALMEIDA, 1976; RICCOMINI, 1989; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Alguns estudos mostram padrões de aquecimento entre o Eoceno e Mioceno, principalmente ao redor de bacias de sedimentação do Paleogeno/Neogeno, como apresentado recentemente por Cogné et al. (2012) para a bacia de Taubaté. A amostra RE-LM-23 parece ter uma história térmica complexa e respondeu positivamente quando se requereu aquecimento no processo de modelagem. No entanto, os cristais disponíveis para serem incluídos na análise não eram os mais adequados quando se observa a correlação idade-eU. Seria necessário analisar mais cristais com a finalidade de se obter uma melhor correlação idade-eU para então se testar a hipótese de aquecimento nessa área.

5.8.5 Reativações recentes?

O resultado da termocronologia (U-Th)/He em apatita apresentado nessa pesquisa, a partir de uma amostragem numa área adjacente, pode representar uma estratégia eficiente para obtenção de registros sobre a reativação de áreas com brechas silicificadas. Parece ser fundamental que a amostragem seja realizada numa distância de poucos metros da brecha para que ocorra o registro do evento térmico associado à geração e/ou reativação da falha e brecha e seja possível a obtenção dos minerais necessários e em condições adequadas.

Um dos objetivos desta tese foi identificar eventos de reativação mais recentes na área, considerando a sensibilidade do método para registrar manifestações tectônicas na crosta superior. As discussões sobre a reativação de falhas NW-SE que são marcantes na área de estudos (VALERIANO e HEILBRON, 1993) e que têm continuidade na área *offshore*

(COBBOLD et al., 2001; MEISLING et al., 2001; MILANI, 1989; MODICA e BRUSH, 2004; MOHRIAK, 2004; ZALÁN, 1986) motivaram a definição dessa proposta de pesquisa. As falhas transversais às estruturas pré-cambrianas apresentam indicação de reativação neotectônica na área *offshore* (SOUZA et al., 2007; SOUZA, 2008). Franco Magalhães (2009), por exemplo, identificou o período de reativação de falhas NW e NE na região do Arco de Ponta Grossa com o uso do método de termocronologia por traços de fissão em apatita e zircão e o associou à reativação de zonas de transferência no Neocretáceo e no Mioceno na Bacia de Santos.

Outros estudos indicam reativação mais recente (neotectônica) de áreas na margem continental do sudeste do Brasil (MELO et al., 1985; RICCOMINI, 1989; MELLO et al., 1989; HASUI, 1990ab; SAADI, 1990; SAADI e VALADÃO, 1990; SAADI, 1991; MELLO, 1992; SAADI, 1993; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; SANTOS, 1999; GONTIJO, 1999, FERRARI, 2001; HIRUMA et al., 2001; entre outros). Salvador e Riccomini (1995), por exemplo, associam tais reativações à atuação de esforços na crosta, influenciados por fatores locais, como a proximidade com a margem continental e a carga de sedimentos acumulada, além da reativação de descontinuidades preexistentes.

Os resultados apresentados nessa pesquisa não indicam reativação das falhas transversais (NW-SE) em período neotectônico. As reativações mais recentes identificadas parecem estar restritas à borda de falha da bacia de Resende, como demonstrado pela análise baseada em termocronologia (U-Th)/He em apatita da amostra RE-LM-25, com registro de $43,5 \pm 1,9$ Ma (2σ) e $49,7 \pm 1,7$ Ma (2σ), e que sugerem associação com a reativação nessa área do sistema de riftes. A possibilidade de influência das falhas transversais nos registros dessas idades mais jovens não deve ser descartada, principalmente quando interceptam as falhas normais; essa associação entre as falhas NW-SE e SW-NE é citada como responsável por reativação de zonas de falha nas bacias marginais e em áreas continentais (ALMEIDA, 1991; OREIRO et al., 2008). A amostra RE-LM-25 situa-se exatamente na interseção de um variado arranjo de falhas na borda da bacia de Resende.

Almeida et al. (1996) observaram a ocorrência de um importante evento vulcânico no Neopaleoceno/Eoceno na região do Alto de Cabo Frio, correlacionando-o ao da área continental emersa em São Paulo e no Rio de Janeiro. As idades K/Ar para esse evento estão entre 40 e 50 Ma e representariam o último evento magmático no sul-sudeste do Brasil. Na área de estudo esse evento está registrado na ocorrência de lavas ankaramíticas na bacia de Volta Redonda, com idades K-Ar de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma e idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma (RICCOMINI et al. 1983, 2004).

Uma primeira interpretação para essas idades AHe mais jovens (43,5 Ma e 49,7 Ma) seria a correspondência direta com as idades dos ankaramitos, indicando a perda total de He e, portanto, o apagamento completo de registros de eventos anteriores no cristal de 43,5 Ma e uma perda parcial do He por difusão no caso do cristal de 49,7 Ma, quando as temperaturas foram elevadas devido à reativação da área. Embora a ocorrência das lavas ankaramíticas tenha sido mapeada numa área com distância de, aproximadamente, 40 km em relação à localização da amostra, a partir da observação do mapa da bacia de Volta Redonda (RICCOMINI et al., 2004) observa-se que os centros vulcânicos, na região continental, estão localizados dentro dos riftes ou nas montanhas nas bordas das bacias (MOHRIAK, 2004). O controle do magmatismo pelas descontinuidades crustais também é observado, principalmente ao longo das zonas de falhas, que configuravam as bordas das bacias sedimentares. Desse modo, pode ser considerada uma possível influência desse evento no ponto amostrado, com algum duto associado a esse magmatismo e que pode ter sido responsável pelo apagamento total e/ou parcial daqueles cristais, registrando esse evento de reativação.

O contraste entre as idades da amostra RE-LM-28, no alto da Serra da Mantiqueira e da amostra RE-LM-25 é marcante. Uma segunda interpretação possível fundamenta-se na localização da amostra no contexto de uma importante falha da escarpa da Serra da Mantiqueira/bacia de Resende, próxima a uma área com presença de brecha silicificada. Ring et al. (1999) observam que falhamentos de caráter normal são associados a rupturas abruptas no padrão de resfriamento associados à exumação das rochas com idades mais jovens na base da escarpa da falha normal. Numa situação contrastante, a variação nas idades de resfriamento é menor quando o processo de exumação é apenas erosivo.

Na etapa de coleta de amostras para a pesquisa foram selecionadas amostras de brechas silicificadas com o objetivo de avaliar a possibilidade de identificar eventos de reativação mas não foram encontrados cristais de apatita em nenhuma das quatro amostras coletadas (PI-LM-20, PA-LM-21, RE-LM-22, RE-LM-24). No entanto, a amostra RE-LM-25 está situada numa área muito próxima da amostra RE-LM-24, numa distância de apenas poucos metros, podendo ter registrado o evento de reativação da falha e geração dessa brecha no contexto evolutivo como proposto por Zalán e Oliveira (2005), ou seja, com um padrão de falhas retilíneas delimitadoras de grandes depressões tectônicas subparalelas à costa, com posterior quebra e colapso gravitacional.

Ferrari (2001) realizou um estudo detalhado sobre as brechas silicificadas no Gráben da Guanabara e destacou que essas brechas representam um evento regional tardio ao magmatismo com corpos intrusivos no Gráben da Guanabara, que tem idade do limite

Neocretáceo-Paleogeno. A exceção é de uma mineralização de fluorita com idade K-Ar de 50 Ma, compatível com a idade do vulcanismo tardio registrado pelas lavas ankaramíticas que são contemporâneas do magmatismo alcalino do Alto de Cabo Frio (MOHRIAK e BARROS, 1990). Aquele autor observa a ausência de controle geocronológico para essas brechas.

Uma segunda interpretação alternativa sobre essas idades mais jovens não exclui a influência do magmatismo e considera que o evento de reativação foi contemporâneo ao magmatismo, como registrado nas bacias sedimentares continentais e marginais.

Meisling et al. (2001) e Cobbold et al. (2001) reconheceram a ocorrência de soerguimento térmico e a reativação de estruturas do rifte costeiro a partir do Eoceno/Oligoceno. O soerguimento após 40 Ma reflete-se no estabelecimento de novos padrões de sedimentação no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). A idade eocênica também é atribuída para o setor central do RCSB (RICCOMINI et al., 1983, 2004). Segundo Almeida (1983), o derrame de lavas ankaramíticas datada do Neoeoceno e que ocorre intercalado em sedimentos que já preenchiam o rifte do Paraíba do Sul na Bacia de Volta Redonda comprova o processo de formação das bacias tafrogênicas e, além disso, estabelece um limite mínimo para o desenvolvimento da Superfície Japi.

Existem vários registros de eventos de resfriamento nesse período nas histórias térmicas modeladas por diferentes autores (TELLO SAENZ et al., 2003; RIBEIRO, 2003, CARMO 2004; HIRUMA, 2007) e que podem ser visualizados na tabela 8.

Esse evento de reativação no Eoceno também está registrado nas bacias marginais, com ocorrência de significativo vulcanismo extrusivo de caráter basáltico-alcalino na sequência entre 54 Ma e 45 Ma da Bacia de Santos, além da ocorrência de arenitos associados à fluxos turbidíticos densos fortemente canalizados nas duas sequências, entre 54 e 40,4 Ma (MOREIRA et al. 2007). Mohriak e Barros (1990) observaram que houve um grande aporte de corpos arenosos na parte central da Bacia de Campos no Eoceno, após uma fase caracterizada por ausência de registros de sedimentação que se estendeu do Turoniano ao Eoceno, e que estaria associado a uma fase de grande atividade tectônica na bacia ou no continente a partir do Eoceno Inferior.

Na área continental, a reativação das falhas com orientação NE está registrada na borda das bacias de Taubaté, Resende e Volta Redonda, que indicam similaridade na evolução tectono-sedimentar, é confirmada pela idade dos depósitos da Formação Caçapava (Bacia de Taubaté) e Formação Resende (bacias de Resende e Volta Redonda) (MELO et al., 1985).