

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Contribuição ao Conhecimento de Processos Atuantes no
Rifteamento Continental, por Traços de Fissão em Zircões e
Apatitas, Aplicados no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil,
Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e
Circunvizinhanças

Daniele Tokunaga Genaro

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher
Co-orientador: Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geociências Área
de Concentração em Geologia Regional para
obtenção do título de Mestre em Geologia.

Rio Claro (SP)

2008

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher
(DPM/IGCE/UNESP-Rio Claro)

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos
(MN/UFRJ)

Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Saenz
(DFQB/UNESP-Presidente Prudente)

Daniele Tokunaga Genaro

Rio Claro, ___ de mês de 2008

Resultado _____

Agradecimentos

Agradeço primeiramente ao meu orientador Peter Christian Hackspacher, pelas discussões e apoio em todos os momentos, principalmente nos momentos de insegurança. Ao mesmo tempo quero lembrar também do meu co-orientador, Antonio Roberto Saad, a quem devo meu início como pesquisadora. Obrigada.

FAPESP e a Capes pelo apoio financeiro e por ter me ajudado e obrigado a estar sempre em busca de novos resultados.

Todos da salinha, grupo de datação por traços de fissão e isótopos, Alexandre, Carina, Carlos (Suzi), Carolina, Daniel, Fúlvia,IVALDO, Luiz Felipe (Montanha), Marcio, Wagner, Bruno, Andrew, Sidnei, Rafael e Fabio, além do pessoal mais novo, pelas discussões, congressos e reuniões. Especialmente gostaria de agradecer a Ana Olívia, praticamente minha segunda orientadora, tanto como pesquisadora mais também como amiga conselheira, a quem sempre recorri nas horas de maior dificuldade, não tenho palavras para agradecer a paciência e as ótimas discussões sobre traços de fissão.

Ao grupo da UNICAMP, por terem me recebido tão bem quando tinha que ir para Campinas. O pessoal de Presidente Prudente, que me receberam de braços abertos, foi ótimo o tempo em que estive lá. E as pessoas da UFRJ (Cláudio e Renato), por tornar os trabalhos, no Rio de Janeiro, mais rápidas e prazerosas. Valeu!!

As meninas de casa Renata, Carolina, Eloiza, Milena e Cristiane, pelo apoio e por serem grandes amigas, irmãs, psicólogas, professoras, nutricionistas etc. Vocês com certeza, e apesar de todos os problemas, sempre foram fundamentais para o meu crescimento pessoal e profissional.

Aos amigos Geisa, Lucas (Itajobi), Gabriel (Chuquinha), Davi, Anderson, Carlos (Cacau), Larissa, Fred, entre outros, a essas pessoas devo o entusiasmo para seguir em frente e principalmente os momentos de distração tão importantes para o desenvolvimento de qualquer trabalho. Gostaria de destacar a Carolina (Del Roveri) companheira de alegrias, revoltas, problemas e resoluções, e a quem recorro ultimamente para tudo um pouco, obrigada, estendo este agradecimento também ao Luciano.

Não poderia me esquecer de alguns professores com quem tive mais contato, mostrando-me alguns bons caminhos a serem seguidos, motivando-me a estudar mais e mostrando o quanto a nossa profissão é empolgante.

Aos técnicos que nos ajudam sempre que necessário, Adilson, Júnior, Laerte, Vladimir, Cláudio e Paco. A Neuzinha, pelas conversas e pelo chá, e o pessoal da secretaria Vânia e Nadia. A todos os demais funcionários da UNESP, segurança, limpeza, biblioteca etc.

A todos aquele que por algum motivo eu possa ter me esquecido.

Também quero destacar a importância e carinho que sempre recebi dos meus familiares, avós (Sadamu, Helena, Adelina e Arnaldo), tios (Edson, Beto, Akio e Paulo), tias (Dumara, Dalila, Débora, Doroti e Sonia) e primos (Fabio, Bruna, Marcela, Eduardo, Camila, Fernando e Beatriz), vocês são a minha base e quem eu sou hoje em dia.

E especialmente aos meus pais, Denise e Marcos, por acreditarem e me propiciarem tudo o que me foi necessário, educação, amor, dinheiro, amizade e atenção, muito obrigada. Eu amo muito vocês!!!

RESUMO

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil representa uma importante feição geológica, tanto por seu potencial econômico (areias, argilas, turfas e hidrocarbonetos), quanto para fins de estudos geológicos, pois trata-se de uma estrutura, de *graben* e *horts*, preservada e que não se encontra recoberto por águas, o que facilita suas pesquisas. Este estudo compreende a aplicação de análises termocronológicas por traços de fissão, em apatitas e zircões, com o intuito de verificar mudanças nos padrões térmicos que causaram alterações no ambiente, soerguimentos tectônicos, alçamento de isothermas e denudações. Utilizando para isto amostras coletadas em três bacias do segmento central (Taubaté, Resende e Volta Redonda). As idades obtidas remontam uma história complexa do ponto de vista evolutivo da região sudeste do Brasil, desde o Cretáceo Inferior, com o início do processo de quebramento do Continente Gondwana, passando por registros associados a intrusões alcalinas e um soerguimento regional, no início do Cretáceo Superior e finalmente entre o Paleoceno-Eoceno é resgatado o período em que ocorreu todo o processo de abertura do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e alterações em seu entorno. A disposição geral das idades por traços de fissão evidencia um envelhecimento em direção ao interior do continente, porém amostras muito próximas ao RCBS mostram um rejuvenescimento, possivelmente em função de um evento tectônico que culminou no surgimento das depressões que geraram as bacias deste *rift*. Cálculos de taxas de soerguimento e exumação mostram que os eventos foram intensificados durante o Cretáceo, aumentando consideravelmente os valores de soerguimento e exumação em períodos mais recentes. Com base nos resultados dos altos estruturais internos e entre as bacias corrobora-se com a teoria das bacias do RCBS seriam originalmente segmentados, em seu trecho central, contendo altos estruturais subdividindo o corpo principal do *rift*.

Palavras Chave: Traços de fissão, *Rift* Continental, evolução, tectônica e denudação.

ABSTRACT

The Continental Rift of southeastern Brazil is an important geological feature, both for its economic potential (sand, clay, turfs and oil), as for geological studies, because it is a structure of graben and horsts, preserved and which is not covered by water, which facilitates their resources. This study includes the application of analysis of fission tracks in apatites and zircons, for determine changes in thermal patterns that a caused change in the environment, tectonic's uplift, rises isotherms and denudations. Making use of samples collected in three basins of the central segment (Taubaté, Resende and Volta Redonda). The ages obtained a complex history dating back from the rolling region of southeastern Brazil, from the Lower Cretaceous, with the beginning of the Gondwana break, through records associated with alkaline intrusions and a strong uplift at the beginning of the Upper Cretaceous. Finally between Paleocene-Eocene is identified the time (interval) that happened all the process of opened the Brazilian Southern Continental Rift (RCSB) and changes around this structure. The general features of the age of fission shows an aging toward the interior of the continent, but samples near of RCBS shows a ages that have a rejuvenescence, possibly for apparition of basin of rift. Calculations of rates of exhumation and uplift show that the events have been intensified during the Cretaceous, increasing considerably the values in recent periods. Based on the results of high internal structural supports and between the basins, our agree of the theory that RCBS would originally disconnected in its central portion, containing high structural subdividing the main body of the rift.

Keywords: Fission track, *Rift* Continental, evolution, tectonic e denudation.

Sumário

1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	3
3. Localização.....	4
4. Evolução Mesozóico-Cenozóica e Ruptura Continental na região Sul-Sudeste brasileira ..	7
5. Geologia Regional	9
6. Geomorfologia (Superfícies de aplainamento).....	26
7. Tectônica (estrutural).....	30
8. Outras idades de traços de fissão próximas à área	37
9. Método Utilizado.....	40
10. Aplicações geológicas das análises de traços de fissão.....	61
11. Preparação das Amostras.....	67
12. Resultados.....	71
13. Discussões	91
14. Conclusões.....	107
15. Referências Bibliográficas.....	117

Índice

1.	Introdução	1
2.	Objetivos.....	3
3.	Localização.....	4
4.	Evolução Mesozóico-Cenozóica e Ruptura Continental na região Sul-Sudeste brasileira.....	7
5.	Geologia Regional.....	9
5.1.	Embasamento Cristalino.....	9
5.2.	Intrusões Alcalinas	12
5.2.1.	<i>Maciço Alcalino Itatiaia</i>	<i>15</i>
5.2.2.	<i>Maciço Alcalino Morro Redondo</i>	<i>15</i>
5.3.	O <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).....	16
5.4.	Bacia de Taubaté	17
5.4.1.	<i>Arcabouço Sedimentar.....</i>	<i>17</i>
5.5.	Bacia de Resende	19
5.5.1.	<i>Arcabouço Sedimentar.....</i>	<i>20</i>
5.6.	Bacia de Volta Redonda.....	23
5.6.1.	<i>Arcabouço Sedimentar.....</i>	<i>23</i>
6.	Geomorfologia (Superfícies de aplainamento).....	26
7.	Tectônica (estrutural).....	30
7.1.	Evolução Tectônica e Deformacional do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil	32
7.2.	Neotectônica observada nos registros sedimentares	35
8.	Outras idades de traços de fissão próximas à área.....	37
9.	Método Utilizado	40
9.1.	Traços de Fissão	40
9.2.	Annealing	41
9.3.	Algumas considerações sobre o método	44

9.3.1.	<i>Ataque químico</i>	44
9.3.2.	<i>Fator Geometria</i>	46
9.3.3.	<i>Método de Detector Externo (EDM)</i>	47
9.4.	Calibração absoluta e Calibração Zeta.....	49
9.5.	Equação fundamental da idade.....	51
9.5.1.	<i>Idade corrigida</i>	55
9.6.	Interpretação de histogramas de comprimento dos traços confinado.....	58
10.	Aplicações geológicas das análises de traços de fissão	61
11.	Preparação das Amostras	67
11.1.	Coleta de Campo.....	68
11.2.	Concentração das amostras.....	69
12.	Resultados	71
12.1.	Apatitas.....	71
12.2.	Zircões.....	79
13.	Discussões	91
14.	Conclusões	107
15.	Referências Bibliográficas	117

Índice de Figuras

Figura 1: Localização das três bacias estudadas com segmento central do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil. Na figura central encontra-se todo o segmento central do <i>rift</i> continental, acima desta está a Bacia de Taubaté em detalhe e abaixo estão as bacias de Resende e Volta Redonda (modificado de Riccomini <i>et al.</i> 2004).....	5
Figura 2: Folhas que compreendem a área de estudo.	6
Figura 3: Principais vias de acesso à área de estudo (arquivo extraído de: http://www.maplink.com)..	6
Figura 4: Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira (modificado de Trouw <i>et al.</i> , 2000) e Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais (modificado de Heilbron <i>et al.</i> , 2004).....	11
Figura 5: Localização das principais intrusões alcalinas no sudeste brasileiro (Zalan e Oliveira, 2005). Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira.....	14
Figura 6: Coluna litoestratigráfica modificada de Riccomini (1989) para a Bacia de Taubaté e eventos tectônicos cenozóicos.....	18
Figura 7: Carta estratigráfica proposta por Ramos (2003) e fases tectônicas cenozóicas reconhecidas por Albuquerque (2004) na bacia de Resende.....	20
Figura 8: Coluna litoestratigráfica proposta por Sanson (2006) para a Bacia de Volta Redonda e eventos tectônicos cenozóicos.....	23
Figura 9: Estágios tensionais durante o processo de sedimentação, Riccomini (1989).	33
Figura 10: Modelo esquemático da formação das bacias por geração de romboedros escalonados, tipo <i>pull apart</i> (Macedo <i>et al.</i> , 1991).	34
Figura 11: Esquema do decaimento de um único átomo de urânio, gerando um traço espontâneo, traço de fissão (http://www.geotrack.com.au/afta-overview.htm).	41

Figura 12: Gráfico de relação encurtamento dos traços x temperatura em fluorapatitas de Durando no México (modificado de Green <i>et al.</i> , 1986)	42
Figura 13: Gráfico de redução de comprimentos medidos em traços confinados. Os símbolos pintados são os dados utilizados e os demais foram descartados (esp. – traços espontâneos e ind. – traços induzidos), modificado de Yamada <i>et al.</i> (1995a)	43
Figura 14: Figura esquemática mostrando as zonas de retenção tanto da apatita como do zircão e possibilidades análise em embasamento exumado ou sedimento correlato (modificado de Miller <i>et al.</i> , 1999)	44
Figura 15: Figura esquemática mostrando o alcance do ataque, causando o alargamento dos traços que cruzam a superfície, ou cortam outras feições que atingem a superfície.	45
Figura 16: Parâmetros necessários para a revelação dos traços. Velocidade de ataque do traço (V_t), velocidade geral de ataque da superfície do mineral (V_g), componente horizontal da velocidade de ataque do traço (V_{th}), componente normal da velocidade de ataque do traço (V_{tn}) e ângulo crítico (θ_c).....	46
Figura 17: Fator Geometria. Em A tem-se a representação de uma forma tridimensional (esfera), onde são gerados os traços de forma aleatória, em B foi representado o polimento até o meio do cristal, e em C há uma visão em planta, onde são contados os traços oblíquos ao polimento e medidos os traços paralelos, os traços confinados.	47
Figura 18: Detalhe da montagem da lâmina para contagem dos traços no método EDM (Doranti, 2006)	48
Figura 19: Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas: (a) Apatita Strontian Induzida, (b) Apatita Strontian Espontânea, (c) Apatita Renfrew Induzida, (d) Apatita Renfrew Espontânea, (e) Apatita Durango Induzida, (f) Apatita Durango Espontânea. (Guedes <i>et al.</i> , 2004).....	56
Figura 20: Representação dos valores adotados para o <i>annealing</i> , em apatitas e zircões.....	59
Figura 21: Exemplos de distribuição dos comprimentos dos traços, mostrando a mudança desta distribuição em função de variações térmicas. (A) Mista (B) Bimodal e (C) Unimodal. Gleadow <i>et al.</i> (1986).....	59

Figura 22: Comparação da distribuição do comprimento médio e idade em diferentes margens passivas (Gallagher <i>et al.</i> , 1998)	63
Figura 23: Distribuição das idades traços de fissão em função da distância da linha de costa, as linhas cinzas indicam a idade aproximada da abertura continental que deu origem a respectiva margem (Gallagher <i>et al.</i> , 1998).	64
Figura 24: Modelos de margens passivas proposto por Gallagher <i>et al.</i> (1998).....	65
Figura 25: Fluxograma com a síntese da preparação das amostras	67
Figura 26: Histogramas das idades grão a grão, em apatitas, das amostras apresentadas neste trabalho.	73
Figura 27: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-967.....	75
Figura 28: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-968.....	76
Figura 29: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-969.....	77
Figura 30: Histogramas com a frequência dos valores medidos de comprimento dos traços confinados.....	78
Figura 31 - Histograma mostrando a distribuição de idades nas bacias de São Paulo e Taubaté, obtidas por Tello (relatório interno) e Osório <i>et al.</i> (2008).	80
Figura 32: Histogramas de comprimento de traços confinados, para análises do grau de “ <i>annealing</i> ”	81
Figura 33: Modelo de <i>lag-time</i> , de Bernet e Garver (2005), para uma amostra em que o tempo de resfriamento está adicionado a uma superfície exumada e o tempo de deposição em uma bacia vizinha ao embasamento.	83
Figura 34: Modelo do processo pelo qual passa amostra durante o tempo de trajetória calculado como <i>lag time</i>	84
Figura 35: Idades de sedimentação de diversos autores, utilizadas como base para o cálculo de <i>lag time</i> . <i>OBS:</i> coluna estratigráfica apresentada baseia-se naquela definida por IUGS/ICS (2004). 84	

Figura 36: Gráficos da variação térmica <i>versus</i> tempo, aplicados nos resultados de traços de fissão em zircões em apatitas.	87
Figura 37: Histórias térmicas da Serra da Mantiqueira, ressaltando as histórias que registram um aquecimento iniciado em 60- 80 Ma.	89
Figura 38: Modelo de evolução para a Serra da Mantiqueira, utilizando as idades traços de fissão em zircões e apatitas e histórias térmicas compiladas por comprimentos de traços em apatitas.	90
Figura 39: Gráfico <i>boomerang</i> , evidenciando um forte resfriamento na região, entre os dois <i>rifts</i> , aonde concentram-se os maiores comprimentos de traços e as idades mais jovens.....	93
Figura 40: Mapa de distribuição estatística dos comprimentos médios dos traços confinados, na área de estudo. As linhas vermelhas são a localização aproximada das bacias do segmento central do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil.....	94
Figura 41: Gráfico idades x altitudes, mostrando o comportamento geral das idades das amostras, a sombra amarela indica a disposição preferencial do gráfico.....	95
Figura 42: Gráficos idades x altitudes, mostrando mudança de comportamento próximo ao <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil, a sombra amarela indica a disposição preferencial do gráfico.	96
Figura 43: Evolução proposta por Hackspacher <i>et al.</i> (2004), Guedes <i>et al.</i> (2000) e Ribeiro (2003), baseados em estudos de traços de fissão em zonas de falhas na Serra da Mantiqueira (Modificado de Genaro, 2005).....	96
Figura 44: Esquema de denudação em blocos escalonados	97
Figura 45: Localização e esquema da relação das idades com os planos de falhas em <i>gráben</i> da margem oeste do Mar Vermelho (Ghebreab <i>et al.</i> , 2002).....	98
Figura 46: Localização dos altos estruturais de Arujá e Queluz, entre as bacias de São Paulo, Taubaté e Resende.	99
Figura 47: Localização do Alto Estrutural de Aparecida (modificado de Hasui e Ponçano, 1978)	99
Figura 48: Modelo evolutivo para a Serra da Mantiqueira, com os momentos dos cálculos de taxas realizados neste trabalho.	101
Figura 49: Compilação das colunas litoestratigráficas das três bacias em uma mesma escala de tempo.	102

Figura 50: Histórias térmicas compiladas por Genaro (2005), Ribeiro (2007) e Tello <i>et al.</i> , (2005).	104
Figura 51: Carta estratigráfica da Bacia de Santos, ressaltando um pequeno intervalo de retração no processo de sedimentação entre o Eoceno e o Oligoceno (Boletim de Geociências da Petrobras, 1994).	110
Figura 52: Esquema da evolução da região do RCSB, baseado em correlações com os dados de traços de fissão.	111
Figura 53: Modelos de perfis evolutivos para a região da área de estudo, sendo o primeiro perfil proposto por Almeida (1976) e os demais baseados também por análises de traços de fissão (Hiruma, 2007 e Silva, 2006).	113
Figura 54: Esquema evolutivo ao longo do RCBS.	115

Índice de Tabelas

Tabela 1: Datações de maciços alcalinos utilizados para balizar a idade da Superfície Japi. .	27
Tabela 2 : Distribuição esquemática das superfícies de erosão no Brasil, segundo diversos autores (Almeida e Ponçano, 1993).....	28
Tabela 3: Amostras da bibliografia disponível e seus respectivos parâmetros.....	39
Tabela 4: Especificações de vidros dopados em U utilizados para dosimetria de nêutrons térmicos na datação por Traços de Fissão. *Hurford & Green (1983); **Hurford (1990); ***De Corte <i>et al.</i> (1998); **** Iunes (1999).....	49
Tabela 5: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes <i>et al.</i> (2004).....	57
Tabela 6: Amostras coletadas, em destaque estão as amostras em que foram obtidos grãos de apatitas para análises dos traços de fissão.	68
Tabela 7: Localização e litologia das amostras de apatitas, em destaque as amostras obtidas neste trabalho.....	71
Tabela 8: Parâmetros/resultados do método traço de fissão: número de grãos (N), número de traços fósseis contados (N_s), número de traços induzidos contados (N_I), teste do qui quadrado (χ^2), comprimento médio dos traços confinados (l).	72
Tabela 9: Idades obtidas por Tello (relatório interno) para amostras de zircão, no embasamento, sendo SM referente a Serra da Mantiqueira, SMAR é Serra do Mar, N_s é o número de traços espontâneos contados, N_I é o número de traços induzidos contados e $P(\chi^2)$ é o teste do qui-quadrado. (*) Idades não corrigidas (#) Idades aparentes calculadas por Tello (relatório interno) e Osório <i>et al.</i> (2008).	80
Tabela 10: Dados das amostras de Tello (relatório interno), para as Bacias de São Paulo e Taubaté, bem como os valores obtidos para a relação l/l_0	82
Tabela 11: Valores de profundidade de início de retenção dos traços de fissão em apatitas para cada grau geotérmico adotado.	83
Tabela 12: Resultados dos cálculos de <i>lag time</i> . (*) valores obtidos na tabela 11.....	85

Tabela 13: Cálculos para distância, baseados na variação de temperatura de retenção da apatita e do zircão, para cada grau geotérmico adotado.	87
Tabela 14: Taxas de soerguimento obtidas através de dois geotermômetros (apatita e zircão).....	88

1. Introdução

Pequenos *grábens* (*rifts*) em áreas continentais, são comuns em margens distensivas e por acreditar que as suas evoluções ao longo do tempo geológico ocorreram associados à abertura de oceanos e de forma similares, propõe-se o estudo da evolução de *rifts* por traços de fissão, a exemplo do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - Riccomini, 1989), trabalhando não só na estrutura principal do *rift* (a parte recoberta por sedimentos), mas também as estruturas associadas (ombreiras), suas encaixantes, altos estruturais próximos e internos e intrusões magmáticas que ocorrem junto ao *rift*.

As análises de traços de fissão são aplicados em minerais como a apatita, o zircão, a titanita, o epidoto entre outros, pois estes são minerais que possuem em sua composição alguns ppm do isótopo de Urânio, tal isótopo ao decair naturalmente gera uma sucessão de defeitos cristalinos, através dos quais é possível calcular e verificar a variação temporal dos últimos eventos térmicos ocorridos na área, ressaltando que a temperatura de retenção varia de mineral para mineral, possibilitando curvas de resfriamento e comparações com processos geológicos conhecidos, caracterizando novas informações temporais para tais eventos (formações dos *rifts* e demais eventos evolucionais da paisagem).

Esse trabalho abrange três das principais bacias pertencentes ao RCSB, a Bacia de Taubaté, em São Paulo, e as bacias de Resende e Volta Redonda, no Rio de Janeiro, além de amostras coletadas no interior das bacias foram analisadas amostras do embasamento nos seus entornos.

O início das sedimentações no RCSB remete a época Eoceno-Oligoceno (Riccomini, 1989), porém os mecanismos que levaram a instalação deste *rift* tiveram início ainda no Mesozóico, com uma grande intumescência e um afinamento crustal (Almeida, 1976). Dados de traços de fissão no embasamento próximo ao *rift* têm indicado diversos pulsos térmicos (Hackspacher *et al.*, 2004b; Tello *et al.*, 2003; Ribeiro, 2007), que estariam ligados a esse mesmo evento meso-cenozóico e que teria dado origem ao quebraamento do Gondwana, instalação do Oceano Atlântico, formado as serras da Mantiqueira e do Mar (com a configuração atual), além do RCSB propriamente dito com suas subseqüentes deformações, rotações, tectônicas rúpteis (alçamentos de altos estruturais) etc.

A utilização das análises de traços de fissão em dois geotermômetros diferentes (apatita e zircão) busca a identificação de alguns dos processos térmicos responsáveis pela formação dos *riffts*, modificação da “paisagem”, determinação de taxas de soerguimento associando eventos a velocidade de atuação dos mesmos, enfim a determinação da evolução geocronológica de parte da região sudeste. Tais geotermômetros foram escolhidos por serem ou minerais abundantes na região (zircões) ou por possuírem um registro térmico raso, mais recente (apatita), a comparação entre os resultados (idades) fornecidos por esses minerais amarrados as condições atuais de temperatura e cronologia possibilita as interpretações quanto a evolução das amostras.

2. Objetivos

O objetivo central é detalhar alguns eventos térmicos/geológicos (principalmente soerguimentos e epirogênese), relacionados aos dados de traços de fissão, ocorridos em associação à abertura tanto do Atlântico Sul (no Mesozóico Inferior) quanto do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, em seu segmento central, estabelecendo uma correlação da tectônica no embasamento próximo, a estrutura do RCSB, e os depósitos presentes nas bacias de Taubaté, Resende e Volta Redonda.

Outra proposta é a quantificação dos eventos erosivos e determinação cronológica de alçamentos tectônicos, que podem ter desconfigurado o segmento central do RCSB, ocorridos no estágio sin ou pós-deposicional deste conjunto de bacias.

Com este fim optou-se pela aplicação de análises de traços de fissão em apatitas (que registra eventos térmicos ocorridos entre 60 - 120°C) e zircões (entre ~ 240 – 310°C), melhor explicados no capítulo 9, e que permitem através dos cálculos de idades, compilação de histogramas de comprimento de traços confinados, taxas de alçamento tectônico e denudação, ajudar a compreender os processos envolvidos na dinâmica da formação destas bacias e seu entorno.

3. Localização

A Bacia de Taubaté situa-se na porção oriental do Estado de São Paulo, e as bacias de Resende e Volta Redonda encontram-se na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, ambas entre as serras do Mar e Mantiqueira. Tratam-se de depressões tectônicas estreitas e alongadas de direção principal ENE, acompanhando o *trend* da linha de costa dos dois estados.

O maior registro sedimentar do RCBS é a Bacia de Taubaté, com cerca de 150 km de comprimento por 20 km de largura, perfazendo uma área com aproximadamente 2.400 km². A Bacia de Resende possui 43 km de comprimento e largura média de 4,5 km, perfazendo uma área de 230 km², e a Bacia de Volta Redonda, apesar de formada por registros descontínuos, possui seu maior acúmulo sedimentar no *Gráben* Casa de Pedra com de 9,2 km de comprimento por 2,5 km de largura, inteirando cerca de 22 km² (figura 1).

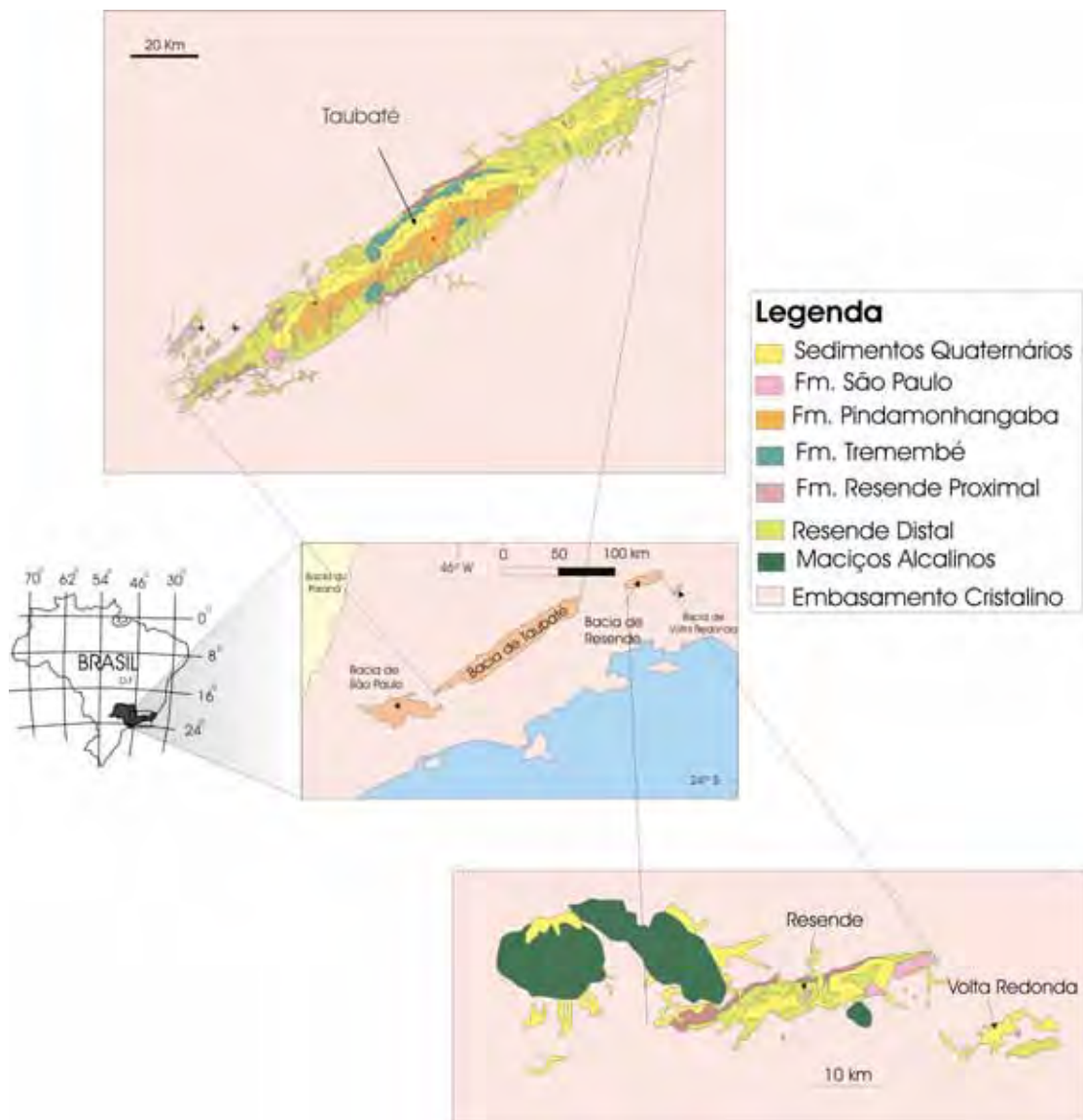


Figura 1: Localização das três bacias estudadas com segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Na figura central encontra-se todo o segmento central do *rift* continental, acima desta está a Bacia de Taubaté em detalhe e abaixo estão as bacias de Resende e Volta Redonda (modificado de Riccomini *et al.* 2004).

A área de estudo é coberta pelas folhas (1:250.000) de Santos (SF 23 Y D), Guaratinguetá (SF 23 Y B) e Volta Redonda (SF 23 Z A). No âmbito geográfico encontra-se entre os meridianos 22°00' e 24°00' de latitude e 46°30' e 43°30' de longitude, como mostra o esboço a seguir (figura 2).



Figura 2: Folhas que compreendem a área de estudo.

O acesso à área é feito principalmente através da rodovia Presidente Dutra (BR-116) a partir de São Paulo e a partir do Rio de Janeiro (figura 3). Em grande parte, a Bacia de Taubaté, é cortada pelas rodovias Presidente Dutra, Carvalho Pinto (SP-70) e Ayrton Senna (SP-70), além da Estrada de Ferro Central do Brasil (EFCB). Para acesso à região de Quatis na Bacia de Resende pode ser utilizada a estrada estadual RJ-143, ou ainda a Ferrovia do Aço e da EFCB. A Bacia de Volta Redonda ainda é cortada pela BR-393 (que liga a Dutra à Rio - Bahia) e rodovias estaduais (RJ-153 e RJ-494).

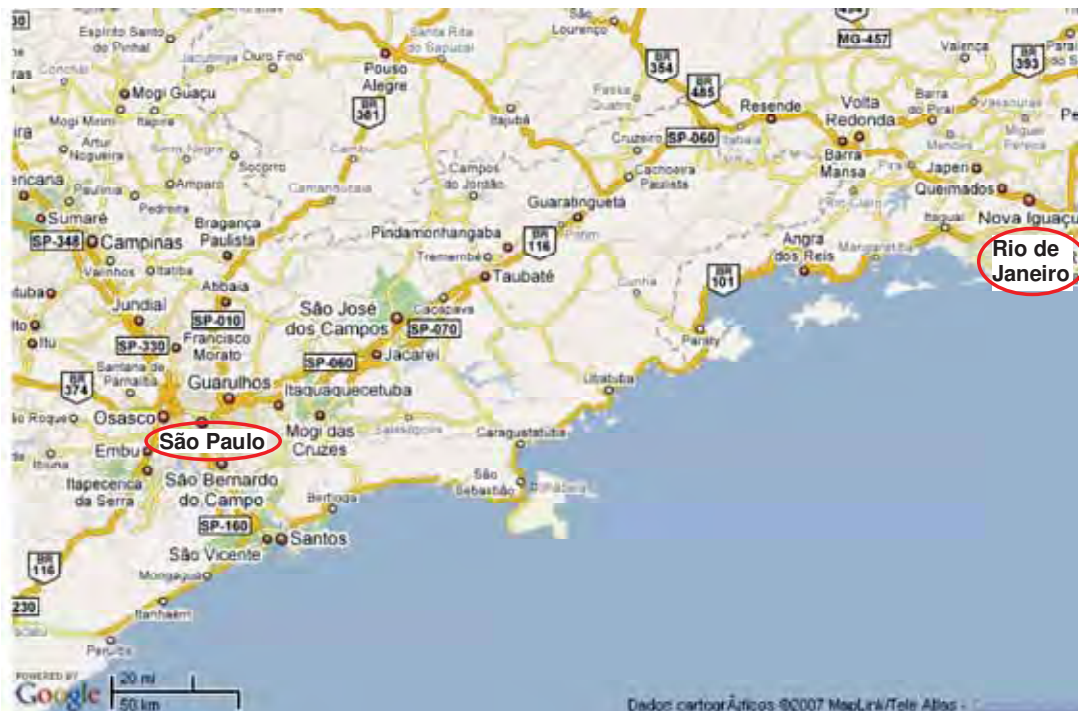


Figura 3: Principais vias de acesso à área de estudo (arquivo extraído de: <http://www.maplink.com>).

4. Evolução Mesozóico-Cenozóica e Ruptura Continental na região Sul-Sudeste brasileira

Em uma breve síntese descreve-se aqui alguns dos principais eventos tectônicos e térmicos ocorridos, a partir do Mesozóico, na região sul e sudeste do Brasil:

Durante o Triássico-Jurássico a região Sul-Sudeste sofreu um arqueamento evidenciado em atividades tectônicas ao longo do arco de Ponta Grossa e por altos que dividiram os sedimentos da Bacia do Paraná, denominados como Formação Pirambóia ao norte e Grupo Rosário do Sul ao sul (Zalán *et al.*, 1990; Melo *et al.*, 1985). Tal soerguimento antecedeu os processos de ruptura continental e formação do Oceano Atlântico Sul, na região Sudeste.

Para Almeida *et al.* (2000) os primeiros indícios da tafrogênese do Atlântico Sul ocorrem no período Triássico, culminando no Cretáceo Inferior (120-130 Ma), sendo então denominado por “reativação Wealdeana” (Almeida, 1967) e posteriormente de “ativação Mesozóica” (Almeida, 1972).

As primeiras manifestações concretas da ruptura ocorreram no Cretáceo Inferior ($129,9 \pm 0,1$ Ma e $131,9 \pm 0,4$ Ma, segundo Ernesto *et al.* 1999, obtido por Ar/Ar), sendo precedentemente marcadas por um grande magmatismo basáltico (Formação Serra Geral, na bacia do Paraná, e diversos enxames de diques), instalado conjuntamente à fraturas de distensão ao longo dos eixos do arqueamento (Asmus, 1978; Melo *et al.*, 1985), e diques que ocorrem próximos ao litoral, principalmente entre São Paulo e Rio de Janeiro, com direção predominante E-NE (Melo *et al.*, 1985).

Ao final desta fase magmática, já por volta dos 120 Ma, teriam se desenvolvido na área falhas normais de grande rejeito que deram origem a Serra da Mantiqueira. Estudos de Guedes *et al.* (2000), Tello *et al.* (2003) e Hackspacher *et al.* (2004b) baseados em análises por traços de fissão corroboram com tais dados, registrando soerguimentos (idades traços de fissão) nesta área durante o mesmo período.

Franco (2006), através de estudos com traços de fissão no Arco de Ponta Grossa, obteve um evento de resfriamento em 110 Ma atribuído também aos pulsos iniciais do soerguimento das serras da Mantiqueira e do Mar, que segundo a mesma autora teria atingido o ápice por volta dos 90 Ma.

No Cretáceo Superior até o Eoceno, em torno de 82 até 51 Ma, teria se iniciado um conjunto de manifestações de magmatismo alcalino bem conhecido (Amaral *et al.*, 1967; Almeida *et al.*, 1996), alinhado segundo NW-SE, desde Poços de Caldas até Cabo Frio. Outros corpos alcalinos também são encontrados ao longo da costa e do Arco de Ponta Grossa, de idade semelhante (Melo *et al.*, 1985). Zalan e Oliveira (2005) sugerem um soerguimento na região sudeste do Brasil no neocretáceo (entre 89-65 Ma e clímax entre 85-65 Ma) atribuídos a mesmas intrusões alcalinas.

Vignol-Lelarge *et al.* (1994) atribuíram a um soerguimento em 86 Ma, a “origem” da Serra do Mar, registrado também por traços de fissão em apatitas em rochas do embasamento da Serra do Mar, no Arco de Ponta Grossa. Gallagher *et al.* (1994), com estudos semelhantes na região sul-suldeste do Brasil, perceberam um soerguimento progressivo da Serra do Mar, com idades tão baixas quanto 50 e 60 Ma na costa, aumentando rapidamente para o interior.

Estudos mais recentes desenvolvidos por Hardler *et al.* (2001), Hackspacher *et al.* (2004b) e Tello *et al.* (2003), enfatizaram que a Serra do Mar surgiu no final do Cretáceo por volta de 80 Ma, seguido de um soerguimento até o Oligoceno (30 Ma) e posteriormente por um soerguimento tectônico com ascensão das isothermas até o Mioceno (20 Ma). Ribeiro (2007) também coloca que os eventos cenozóicos na Serra do Mar caracterizam uma fase quase tão importante tectônica/termicamente quanto à abertura do Oceano Atlântico.

Zalan e Oliveira (2005) consideram que “durante boa parte do Cenozóico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens (*riftes*) paralelos à costa” configurando neste, também, o *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro.

5. Geologia Regional

5.1. Embasamento Cristalino

O segmento central do RCSB encontra-se inserida na Plataforma Sulamericana no Setor Central da Província Tectônica Mantiqueira (Almeida e Hasui, 1984), entre as Serras do Mar e Mantiqueira, no Cinturão Móvel Ribeira (Almeida, 1967), constituído por cinturões móveis gerados no Neoproterozóico/Cambriano durante a amalgamação do supercontinente Gondwana (Trompette, 1994; Unrug, 1996), e posteriormente na deformação e metamorfização durante a Orogênese Brasileira, entre 700 e 450 Ma, (Cordani *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975).

Uma importante característica deste contexto geológico, para o desenvolvimento do *Rift* Continental de Sudeste Brasileiro, é que há uma densa estruturação de zonas de cisalhamentos, orientados em ENE e E-W (Sadowski e Motidome, 1987), direção aproximada da linha de costa e de instalação do *rift*. Estas zonas de cisalhamento foram reativadas durante o Ciclo Wealdeniano (Almeida, 1967) ou Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1981), ou ainda ativação pós-paleozóica (Almeida e Carneiro, 1989), coincidente com a separação Brasil-África e abertura do Oceano Atlântico.

Diversos autores deram uma gama de denominação para os agrupamentos litológicos que compõe a Faixa Ribeira. Como não é do escopo deste trabalho discutir tais conjuntos optou-se por utilizar a denominação, bem como todas as características atribuídas a estas compartimentações, dos trabalhos de Campos Neto (2000), Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2004).

Segundo esses autores trata-se de um empilhamento sucessivo de terrenos tectônicos alóctones, resultado da colagem orogênica, durante a convergência dos crátons do São Francisco, Congo e um outro inferido (figura 4).

De forma sucinta, compõem o segmento central da Faixa Ribeira as seguintes unidades tectônicas: Terreno Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio.

- O Terreno Ocidental é subdividido nos domínios estruturais Andrelândia e Juiz de Fora, tratam-se de escamas de empurrão imbricados na direção NNW para a zona cratônica. Ainda constitui este terreno, um domínio autóctone.
- O Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul é formado por uma lasca também originada por empurrões, que recobre o Terreno Ocidental.
- O Terreno Oriental constituiu-se provavelmente em uma etapa pré-colisional e abrange os domínios Costeiros, Cambuci e Italva.
- O Terreno Embu ocorre recobrando parte do Terreno Ocidental, tendo a sua origem possivelmente ligada ao Terreno Oriental.
- O Terreno Cabo Frio corresponde a uma região cuja colagem se deu posteriormente à formação dos demais terrenos, ocasionando por vezes um metamorfismo na área.

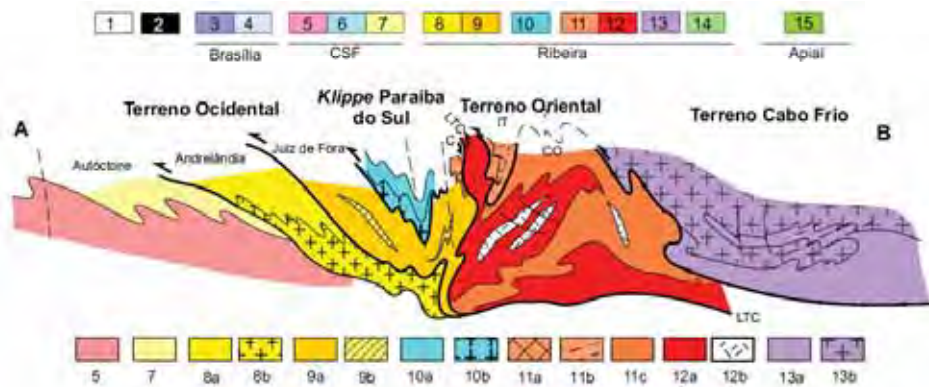
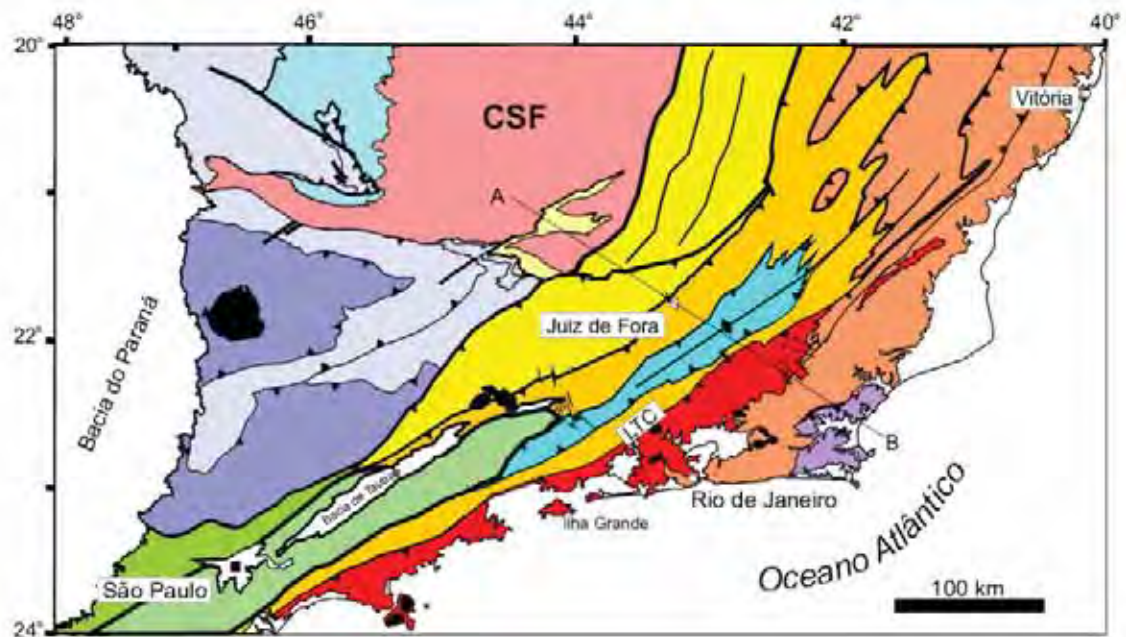


Figura 4: Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira (modificado de Trouw *et al.*, 2000). 1- Bacia do Paraná e Rifts Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Neocretáceo ao Paleógeno; Orógeno Brasília (3-4); 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores do Cráton do São Francisco; 5- Embasamento e Domínio Autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13); 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15); 14- Terreno Embu; 15- Terrenos São Roque e Açungui. LTC – Limite Tectônico Central

Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais (modificado de Heilbron *et al.*, 2004). 8a, 9a, 10a, 11a, b, c e 13a correspondem às seqüências metassedimentares, e 8b, 9b, 10b e 13b ao embasamento dos seguintes terrenos. 11a- Domínio Cambuci (C), 11b- Domínio Italva (IT), 11c- Domínio Costeiro (CO), 12a- Arco Magmático Rio Negro e 12b- granitos colisionais.

Seguindo os mesmos autores os domínios estruturais e suas unidades litológicas/litoestratigráficas associados à área são:

- Domínio Andrelândia – corresponde a uma megasseqüência composta por sucessões metassedimentares associadas a rochas meta-ígneas máficas, geralmente siliciclástica, é formado por paragnaisses e xistos pelíticos intercalados com quartzitos feldspáticos.
- Domínio Juiz de Fora – composto por ortogranulitos paleoproterozóicos possui estruturas migmatíticas e sucessões de paragnaisses, quartzitos e xistos pelíticos, que gradam para uma associação de mica xistos e gnaisses.
- Domínio São Roque – tratam-se de rochas metavulcânicas, metacalcário, metarritmitos, metarenitos, conglomerados, filitos, quartzitos e metassiltitos
- Domínio Costeiro – composto por paragnaisses e migmatitos intercalados a quartzitos, cálcio-silicatos e margas, além de expressivos volumes de rochas graníticas.
- Complexo Embu – trata-se de uma seqüência metassedimentar representada por gnaisses, quartzitos imaturos, mica xistos e mármores restritos.
- Grupo Paraíba do Sul – constituído por uma sucessão metassedimentar, compreendendo xistos/gnaisses pelíticos e gnaisses psamíticos, ambos intercalados a margas dolomíticas, cálcio-silicatos e poucos quartzitos.
- Domínio Socorro (Unidade Sul do Orógeno Brasília) – composto por uma seqüência metavulcano sedimentar, com gnaisses e magmatismos intrusivos com granodioritos monzogranitos e granitos.
- Intrusivas Granitóides – nas bordas dos corpos graníticos são comuns intrusões pegmatíticas e aplíticas, penetrando nas encaixantes de forma concordante ou discordante da foliação (Hasui e Ponçano, 1978), o magmatismo nessa região é classificado como calcioalcalino, evoluindo para mais alcalinos em intrusões tardias.

5.2. Intrusões Básicas (diques toleíticos)

Os maiores registros do magmatismo basáltico na região sudeste encontram-se na Bacia da Paraná (Formação Serra Geral) e em enxames de diques no Arco de Ponta Grossa, porem pequenos diques toleíticos também são encontrados em alguns outros pontos do embasamento cristalino, como na região norte da Bacia de Resende, com direção NW, e ao sul e leste da mesma, com direção NNW-NNE (Guedes *et al.*, 2005). Separados em grupos, este magmatismo Mesozóico foi datado na Serra dos Órgãos, com 141-126 Ma, por K-Ar (Conceição *et al.*, 1999); na costa dos estados de São Paulo e do Rio de Janeiro, com 133-129

Ma, por Ar-Ar (Turner *et al.*, 1994); em Ubatuba, com 137 Ma, por K-Ar (Amaral *et al.*, 1966); e no Arco de Ponta Grossa, com 132-129 Ma, por Ar-Ar (Renne *et al.*, 1996). Mais recentemente Guedes *et al.* (2005), define as três fases ígneas, mais significativas, duas fases toleíticas (Jurássico/Eocretáceo) e uma fase de magmatismo alcalino, apresentando um pulso inicial (82 Ma) e dois episódios mais destacados (70-60 Ma e 55- 40 Ma).

As rochas que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar são caracterizadas por Guedes *et al.* (2005) como basaltos toleíticos do Cretáceo Inferior que intrudem, principalmente, os granitóides e gnaisses do segmento central da Faixa Ribeira de idade Neoproterozóica-Siluriana (Heilbron *et al.*, 2000; Schimmt *et al.*, 2004), associado ao processo de tectônica divergente do rifteamento do Gondwana.

Os diques de basalto toleíticos na Serra do Mar possuem dimensões métricas, atingindo até 10 metros de largura por quilômetros de comprimento (Guedes *et al.*, 2005). Quanto à mineralogia, são compostos principalmente por augitas, plagioclásios e fenocristais de olivina, emersas a uma massa de augita-pigenita, plagioclásio e ilmenita, possui ainda quartzo, apatita e biotita, em menores dimensões e secundariamente ocorrem cloritas, uralitas e anfibólios, classificando-os como basaltos/diabásios subalcalinos a basaltos andesíticos por Guedes (2001).

5.3. Intrusões Alcalinas

Amaral *et al.* (1967) e Almeida (1983), através de estudos em rochas alcalinas mesozóicas da Plataforma Sul-Americana, identificaram duas fases desse magmatismo, uma contemporânea aos basaltos da Bacia do Paraná, ocorrendo nas bordas dessa bacia, e outra no início do Cretáceo Superior (Cenomaniano), com última manifestação no Paleógeno Inferior (Eoceno). Segundo esses mesmos autores as manifestações alcalinas teriam seu início em torno de 82 Ma e persistiram até 51 Ma (figura 5).

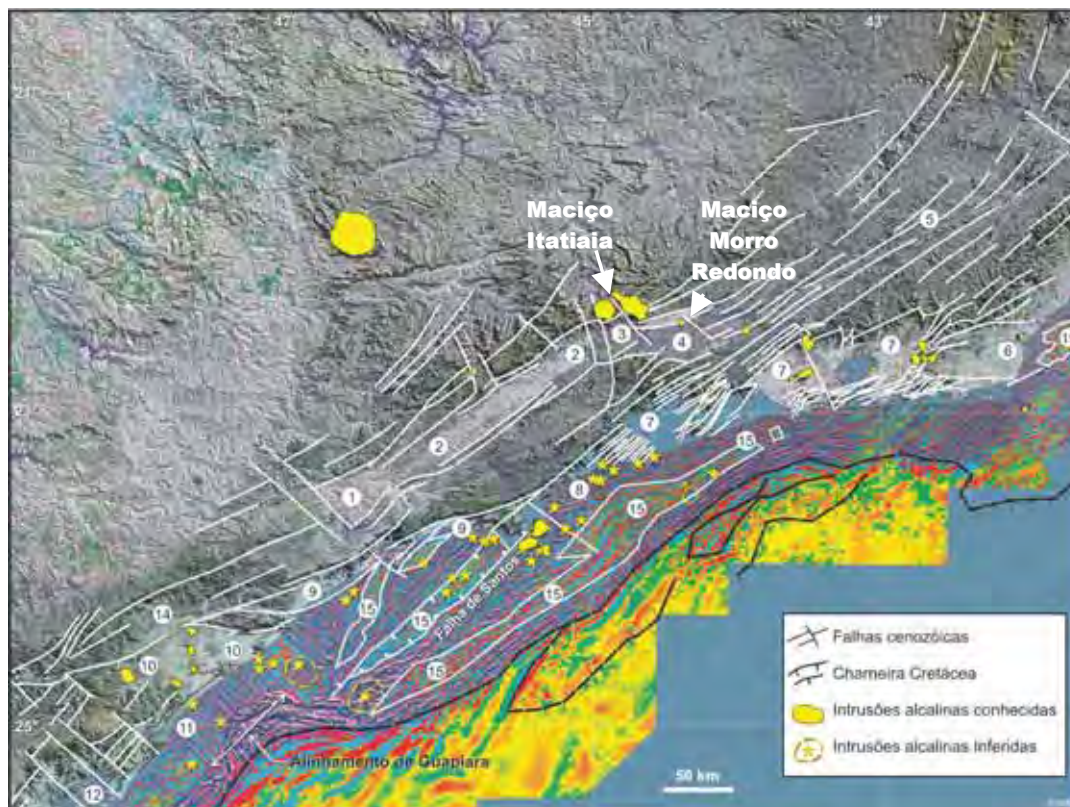


Figura 5: Localização das principais intrusões alcalinas no sudeste brasileiro (Zalan e Oliveira, 2005). Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira.

Inúmeros eventos tectônicos são relacionados a esse magmatismo, dada a contemporaneidade, dentre eles citam-se o intenso vulcanismo eocênico da Plataforma de Cabo Frio e Arquipélago de Abrolhos (Cordani, 1970), as inflexões nas feições geomorfológicas da Cadeia Vitória-Trindade e do Alto de Cabo Frio, o início da formação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro (Taubaté, Resende, Volta Redonda e outras) e as pronunciadas discordâncias sedimentares do Eoceno Médio e/ou os magmatismo contemporâneo observado nas seqüências sedimentares das bacias marginais brasileiras de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo, Cumuruxatiba e Jequitinhonha.

O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (Freitas, 1947; Almeida, 1991; Almeida *et al.*, 1996), provavelmente implantou-se durante o Mesozóico e o Cenozóico, e teria chegado ao limite leste do continente, no litoral do Estado do Rio de Janeiro, sendo acompanhado por importantes eventos tectônicos e magmáticos.

Na região do *Rift* Continental, Riccomini *et al.* (1983 e 1991) verificaram a ocorrência de lavas ankaramíticas intercaladas em depósitos areníticos e pelíticos atribuídos a

fanglomerados da Formação Resende, da Bacia de Volta Redonda, com idade próxima de 48 Ma (Riccomini, 2004), ou seja, do Eoceno Médio.

Rochas vulcânicas de natureza similar e muito provavelmente sincrônicas as observadas em Volta Redonda foram observadas na Depressão da Guanabara, mais especificamente em São José de Itaboraí (Rodrigues *et al.*, 1982; Klein e Valença, 1984). Estes últimos autores compararam as vulcânicas de São José de Itaboraí às de Volta Redonda, dando-lhes como origem as movimentações rápidas de blocos e aos conseqüentes espasmos efusivos de câmaras magmáticas.

Dessa forma, tudo indica que durante o Paleoceno ocorreu uma reativação das zonas de cisalhamento do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano ao longo da Faixa Orogênica Ribeira, o que teria levado à formação das rochas vulcânicas alcalinas e posteriormente das referidas bacias tafrogênicas (Riccomini *et al.*, 1991).

Da mesma forma, Almeida (1983) refere-se ao magmatismo alcalino como o evento que precedeu ao desenvolvimento do sistema de *rifts* paleogênicos da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Segundo Almeida (1976 e 1986), esse evento tectono-magmático teria ocorrido em período correlato com a mais acentuada subsidência da Bacia de Santos e o pronunciado soerguimento da região abrangida pela Serra do Mar (onde se desenvolveram os *rifts*), propiciando um desnível aproximado de 11 km.

5.2.1. Maciço Alcalino Itatiaia

Situado a nordeste da Bacia de Resende, o Maciço do Itatiaia atinge os 2787m de altitude, perfazendo cerca de 220 km² e é constituído predominantemente por quartzos sienitos de granulação variada, sendo classificados, na borda da intrusão, como nefelina sienito e foiaíto (Melo *et al.*, 1983).

Amaral *et al.* (1967), através de datações K-Ar, colocam a intrusão entre o Cretáceo e o Paleógeno (cerca de 66 Ma). Lauer (1988), também por K-Ar, obteve para as rochas do Maciço do Itatiaia a idade de 73 Ma. Mais recentemente Sichel *et al.* (1997), através de Rb-Sr, obtiveram idades mais antigas para o maciço, de 94 Ma.

5.2.2. Maciço Alcalino Morro Redondo

O Maciço do Morro Redondo encontra-se a sudeste da Bacia de Resende, possui altitude superior a 830m, tem forma aproximadamente circular, constituindo uma área de

cerca de 8 Km² (Ramos, 2003). Compõe-se de nefelina sienitos de granulação grossa gradando para traquitos, na região periférica da intrusão (Melo *et al.*, 1983).

Datações realizadas pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGUSP indicam que a intrusão do maciço ocorreu em torno de 68 Ma. Já Brotzu *et al.* (1989), em datações K-Ar no Morro Redondo, obtiveram idades próximas de 73,6 Ma.

5.3. O Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

A primeira designação desse conjunto de bacias sedimentares foi “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” ou “Sistemas de *rifts* continentais da borda da Bacia de Santos”, por Almeida (1976), seguido de “Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro” (Melo *et al.* 1985). Posteriormente por interpretar que se tratava de uma única depressão, contínua em sua origem, e que necessitava de uma maior abrangência geográfica do que Serra do Mar, Riccomini (1989) substituiu o nome para “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil”, no singular. Recentemente Zalán e Oliveira (2005) apresentam uma nova denominação, “Sistema de *Riftes* Cenozóicos do Sudeste do Brasil”, por considerar uma sucessão de serras com vales intervenientes constituindo, portanto, quatro *rifts*, o *Rift* do Paraíba do Sul, o *Rift* Litorâneo, o *Rift* Ribeira e o *Rift* Marítimo. Neste trabalho optou-se pela denominação *Rift* Continental do Sudeste do Brasil por entender que se trata da denominação mais usual desta estrutura.

Com respeito ao *rift* propriamente dito, alguns pesquisadores discordam sobre o tipo de estrutura original da depressão: um *gráben* (bloco abatido entre flancos que se ressaltam na paisagem, limitado por falhamentos normais), como Almeida (1978), Zalan e Oliveira (2005) ou *hemigráben* (fossa de perfil assimétrico em que uma das bordas é limitada por falha normal mestra, enquanto a outra é definida por uma flexura, normalmente segmentada por falhas antitéticas), como Riccomini (1989), Carneiro *et al.* (1976), Hasui e Ponçano (1978) e Hasui *et al.* (1978).

O RCSB encontra-se orientado segundo a direção ENE-WSW, subparalela a linha de costa atual e as principais feições estruturais, cuja origem estaria ligada a antigas zonas de cisalhamentos e a abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1976). Tais feições estruturais arranjam-se orientadas segundo um vasto sistema de falhamentos, que de acordo com o mesmo autor possui idade Brasileira. Tal alinhamento das bacias seria resultado desta reativação de lineamentos antigos, inicialmente de direção ENE.

O sistema RCSB consiste em um conjunto de depressões continentais de idade Paleógena-Neógena, por vezes com preenchimento sedimentar, de origem aluviais, fluviais e

ocasionalmente lacustre, de idades cenozóicas, também de origem continental (Hasui e Ponçano, 1978).

A extensão do RCSB varia de autor para autor, podendo começar desde Curitiba (Paraná) e se estender até a Barra de São João. Sendo o segmento central o mais estudado, compondo-se das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989).

5.4. Bacia de Taubaté

Trata-se da maior depressão tectônica do sistema de bacias do RCSB, possuindo 150 km de comprimento e 20 km de largura máxima, perfazendo uma área de aproximadamente 2400 km². Dados geofísicos estimam uma espessura máxima em torno de 800-900 metros de profundidade (Saad, 1990).

5.4.1. Arcabouço Sedimentar

O principal pacote tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté é denominado por Riccomini (1989) como Grupo Taubaté, sendo que as formações que compreendem essa unidade são: a Formação Resende (leques aluviais-proximais e fluviais-distais), a Formação Tremembé (lacustre) e a Formação São Paulo (fluvial meandrante). Além do Grupo Taubaté, há ainda na bacia outro pacote sedimentar de grande expressão, a Formação Pindamonhangaba (fluvial), cuja deposição ocorreu posteriormente as demais (figura 6), assim como a Formação Itaquaquetuba, atribuído a um sistema fluvial entrelaçado.

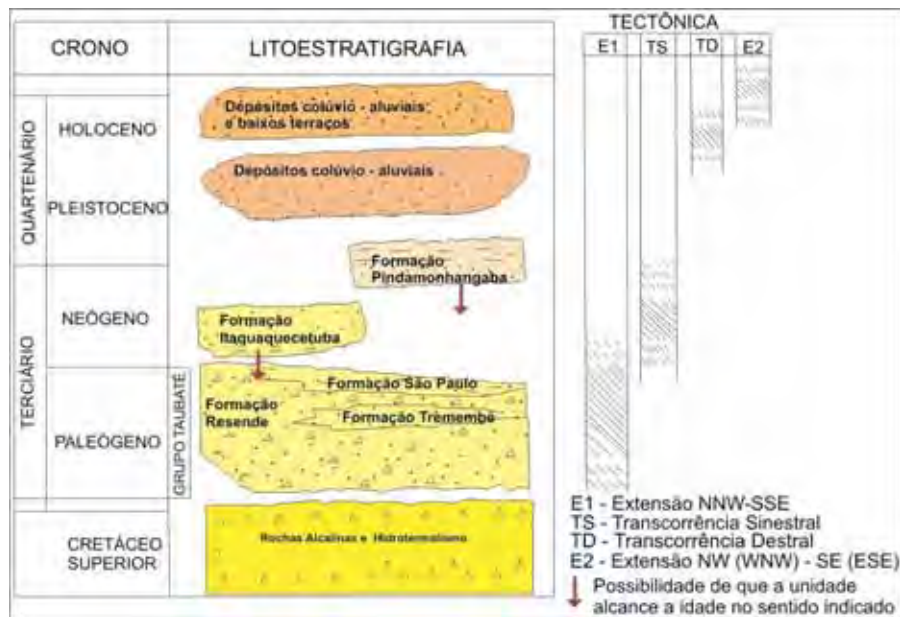


Figura 6: Coluna litoestratigráfica modificada de Riccomini (1989) para a Bacia de Taubaté e eventos tectônicos cenozóicos

Formação Resende

Riccomini (1989) definiu esta formação como decorrente de um sistema de leques aluviais presente nas bordas da bacia, apresentando-se em fácies conglomeráticas e diamictíticas, associada à planície fluvial de rios entrelaçados mais distantes da região de borda das bacias. Por sua semelhança com o depósito da Bacia de Resende, já denominado por Amador (1975), tal formação recebeu o mesmo nome, abrangendo a partir de então as antigas formações Caçapava (Carneiro *et al.*, 1976) e Jacaré (Vespucchi, 1984).

Esta formação tem grande extensão temporal, ocorrendo quase que durante todo o processo de deposição do Grupo Taubaté, gradando lateralmente e verticalmente para os demais registros.

Litologicamente é constituída por conglomerados, com seixos, blocos e matacões angulosos ou subangulosos imersos a uma matriz lamítica a arenosa, passando a arenitos de granulometria grossa. Em áreas mais distais os depósitos são compostos por diamictitos arenosos a lamíticos, com seixos de quartzo, quartzitos, fragmentos de rochas do embasamento cristalino e até feldspatos (Riccomini, 1989).

Formação Tremembé

Esta unidade é representada por depósitos lacustres (Campanha, 1994), predominando a fácies pelítica, ricamente fossilífera, compreendendo argilitos verdes maciços, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos (Riccomini, 1989 e Riccomini *et al.*, 1996).

Riccomini (1989) em um testemunho, considerado o registro mais completo e contínuo da formação, uma vez que não há uma seção tipo conveniente, determinou um intervalo entre 3,5 e 170 m de espessura para os sedimentos da Formação Tremembé.

Formação São Paulo

Corresponde a uma unidade de origem relacionada a um sistema fluvial meandrante, formada camadas de arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas, intercalada a camadas de siltitos e argilitos laminados, por vezes fossilíferos (Riccomini, 1989).

Formação Pindamonhangaba

Caracterizada por Riccomini (1989) como uma unidade composta por sedimentos psamíticos, apresentando camadas de arenitos médios intercalados por camadas de argilitos e matriz argilosa, formando pacotes métricos horizontalizados, associados a um ambiente fluvial meandrante

Em direção ao topo da unidade, o sistema fluvial meandrante torna-se caracteristicamente pelítico. Na base, por vezes pode apresentar, um arenito conglomerático, com seixos e matacões de composição quartzítica.

5.5. Bacia de Resende

A Bacia de Resende possui uma superfície de cerca de 230 km², tendo 43 km de comprimento e entre 5 e 6 km de largura. Sua profundidade sabe-se que é superior a 220 metros (Melo *et al.*, 1983), uma vez que as sondagens não atingiram o embasamento, na região do depocentro principal, para Escobar (1999) a profundidade é de aproximadamente 450 metros.

5.5.1. Arcabouço Sedimentar

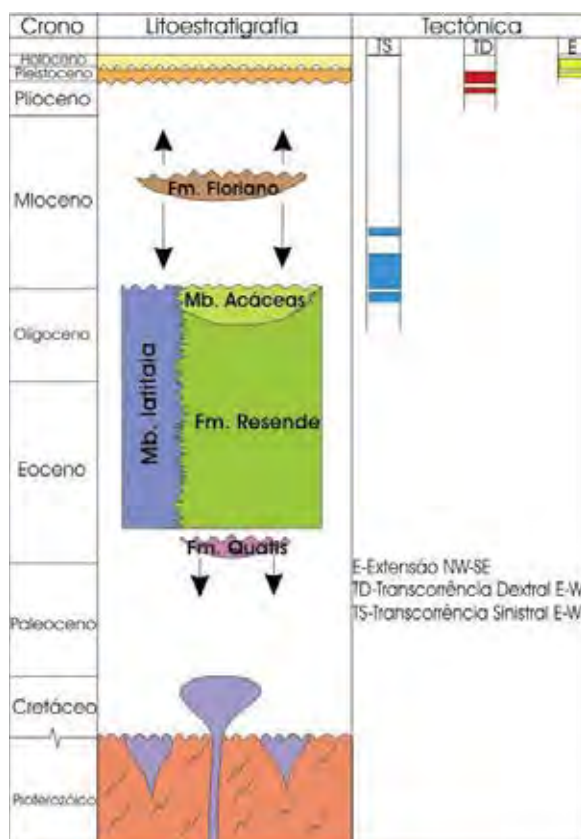


Figura 7: Carta estratigráfica proposta por Ramos (2003) e fases tectônicas cenozóicas reconhecidas por Albuquerque (2004) na bacia de Resende.

Formação Ribeirão dos Quatis

De ocorrência restrita esta unidade estratigráfica é considerada o registro sedimentar mais antigo da região da Bacia de Resende (Ramos, 1997). Tratam-se de depósitos de um sistema fluvial entrelaçado, com acentuadas flutuações na descarga das correntes, proporcionando uma erosão recorrente. Considerada como um registro anterior a reativação das zonas cisalhantes que deram origem à bacia, os sedimentos encontram-se em inconformidade com o embasamento gnáissico (Ramos *et al.*, 2005).

Segundo Ramos (1997), esta unidade é representada por conglomerados de granulometria média a grossa, clasto-suportados compostos por seixos ovoidais de quartzo de veio e escassos clastos de gnaiss, arenitos quartzosos a arcoseanos, e escassos pelitos. Há um aumento da frequência de arenitos (arcosianos) e de pelitos para o topo da seção, indicando uma diminuição na energia do sistema fluvial.

Em análise de paleocorrentes, por imbricamento de seixos e estruturas acanaladas, a direção preferencial é NE, média de 43° (Ramos, 2003).

Formação Resende

Os depósitos da Formação Resende foram pioneiramente descritos, na bacia homônima, por Amador (1975), apresentando a norte contato com o embasamento cristalino bem evidenciado por falhas e a sul os contatos são erosivos, segundo Melo *et al.* (1983).

Consiste na maior parte dos depósitos paleogênicos da Bacia de Resende, representados por depósitos de orto e paraconglomerados, nas áreas proximais ao embasamento, resultado da implantação de leques aluviais na borda norte da bacia e lamitos intercalados a areias, encontrado em nas porções medianas e distais dos leques aluviais, derivados de fluxos gravitacionais e de depósitos fluviais axiais à bacia (Riccomini *et al.*, 2004; Ramos *et al.*, 2006).

De maneira geral há um consenso no entendimento de que é necessária uma subdivisão (mesmo que por vezes informal) desta formação, seja em porção distal e proximal (Riccomini *et al.*, 2004), membros rudáceos e outro de materiais finos (Melo *et al.*, 1983) ou ainda marginal e axial (Ramos, 1997). Aqui foi adotada a separação e denominação sugerida por Ramos (2003), como Membro Itatiaia e Membro Acácias.

Membro Itatiaia (Rudáceo)

Lima & Melo (1994) e Melo (1997), usando critérios mais genéticos do que litológicos, incluíram na “antiga” Formação Itatiaia todos os depósitos dos leques aluviais proximais da bacia de Resende, inclusive os situados a leste do maciço do Itatiaia, ao longo da borda norte da bacia, em contato com o embasamento metamórfico. A Formação Resende foi correlacionada às porções distais dos leques, e a Formação Itatiaia, às suas porções proximais.

Segundo Ramos (2003) trata-se na realidade de um membro da Formação Resende, correspondendo aos depósitos de leques aluviais proximais e médios adjacentes aos maciços do Itatiaia e do Morro Redondo e suas partes distais, onde há o predomínio de sedimentos depositados através de fluxos trativos (sistema fluvial entrelaçado).

O Membro Itatiaia é composto por lamitos, arenitos e ruditos de diferentes níveis estratigráficos da Formação Resende, geradas no embasamento saprolitizado ou nos colúvios próximos, estando em posição estratigráfica lateral e contato gradacional com os depósitos

típicos da mesma formação, possuindo características composicionais (petrofaciológicas), cromáticas e, subordinadamente, litofaciológicas que justificam o estabelecimento de uma unidade litoestratigráfica formal de hierarquia mais baixa (Ramos, 2003).

Membro Acácias

O Membro Acácias foi proposto por Ramos (2003) para os depósitos de características eminentemente fluviais, que ocorrem principalmente a leste do alto estrutural de Resende. O sistema fluvial “Acácias” constituía em uma drenagem axial da bacia de Resende, coletora das drenagens originadas nos leques aluviais das bordas da bacia.

Ramos (2003) considera que tal sistema tenha se tornado mais intenso com a evolução da depressão tectônica, que teria aumentado a largura da área de aporte, podendo assim se estabelecer uma planície fluvial que estivesse suficientemente distante das bordas da bacia, para que tivesse a capacidade de retrabalhar integralmente estes sedimentos, ou até mesmo, não estivesse recebendo os fluxos gravitacionais oriundo das bordas.

Foi estimada através dos perfis colunares realizados por Schmitt e Pereira (1994) e Ramos (1997) uma espessura em torno de 30-40 m para o Membro Acácias.

Para fins de estudos tectônicos, vale ressaltar que os sistemas fluviais, por terem uma bacia hidrográfica muito maior do que os leques aluviais, respondem muito mais rapidamente à subsidência tectônica, migrando em direção à margem ativa da bacia (Ramos, 2003).

Formação Floriano

Primeiramente descrita por Amador (1975a,b) e Amador *et al.* (1978), como o registro de fluxos de lama e depósitos fluviais subordinados, consiste em um depósito cuja origem remete a um sistema fluvial meandrante, muito semelhante à Formação São Paulo da Bacia de Taubaté (Riccomini, 1989).

Trata-se da última manifestação sedimentar terciária da Bacia de Resende, composta por uma sucessão de arenitos e pelitos com cerca de 20 m de espessura (Ramos, 2003). Não ocorrendo claramente uma relação de contato (concordantes ou discordantes) com a formação anterior (Resende).

5.6. Bacia de Volta Redonda

O principal registro sedimentar desta bacia está contido no *Gráben* da Casa de Pedra, que consiste em uma depressão de 9,2 km de comprimento por 2,5 km de largura. Ocorrendo ainda, registros de “manchas sedimentares descontínuas, no topo das colinas”, ao norte e noroeste deste *gráben*.

5.6.1. Arcabouço Sedimentar

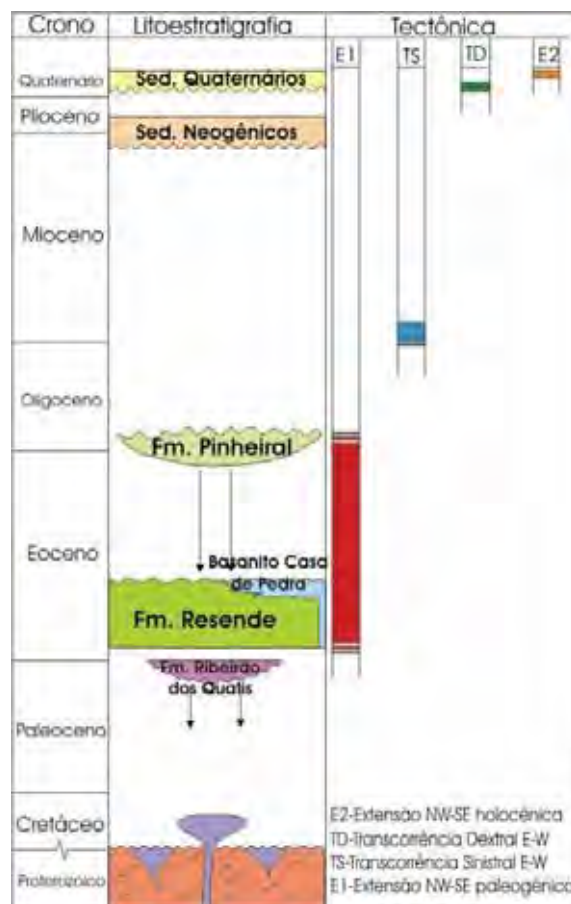


Figura 8: Coluna litoestratigráfica proposta por Sanson (2006) para a Bacia de Volta Redonda e eventos tectônicos cenozóicos

Formação Ribeirão dos Quatis

Esta formação é representada por arenitos estratificados e conglomerados clasto suportado, com seixos e blocos arredondados, constituídos principalmente por quartzo, é relacionada a um sistema fluvial entrelaçado conglomerático, efêmero, cujos depósitos

ocorrem de maneira descontínua em meio a rochas do embasamento e dominado por cascalhos. É sugerido que essa unidade apresente espessura máxima em torno de 6 a 8 metros (Sanson, 2006).

Ramos (2003) e Sanson (2006) consideram que esta unidade representa uma fase anterior à fase principal de reativação do sistema de falhamentos de direção ENE-WSW responsável pela gênese das depressões tectônicas cenozóicas. Os mesmos autores interpretam que tal formação pertenceria a um intervalo entre o Paleoceno até o Eoceno inicial, tal constatação é dificultada pois não foram reconhecidas, até então, relações de contato entre esta unidade e as demais unidades litoestratigráficas.

Formação Resende

Assim denominada por Amador (1975), a Formação Resende corresponde a depósitos de arenitos arcoseanos e conglomerados finos estratificados, atribuídos a um paleo ambiente com canais fluviais entrelaçados, associado a fluxos detríticos remetidos a um contexto distal de leques aluviais, representados por lamitos arenosos e arenitos lamosos e a depósitos gravitacionais na borda sul do *gráben* Casa de Pedra (Sanson, 2006).

Ainda segundo Sanson (2006), na Bacia de Volta Redonda, há um predomínio dos depósitos fruto do sistema fluvial entrelaçado que se implantou no interior da depressão tectônica onde se instalou a bacia.

Com base nos estudos audiomagnetotélúricos realizados por Padilha *et al.* (1992), a espessura máxima da Formação Resende na Bacia de Volta Redonda foi estimada em 120 m.

Ankaramitos (basanitos)

A ocorrência de derrames de rochas ultrabásicas no *gráben* da Casa de Pedra foi primeiramente caracterizada e classificada petrograficamente, como ankaramito, por Melo *et al.* (1983). Ramos *et al.* (2005) reconheceram novos afloramentos de rochas vulcânicas ultrabásicas alcalinas a sul da área onde foram inicialmente registradas, ampliando a área de ocorrência inicial. Estes autores reconheceram, ainda, uma nova ocorrência nas cabeceiras do ribeirão dos Três Poços, no setor centro-sul do *gráben*.

As rochas encontradas no *Gráben* Casa de Pedra são descritas na literatura possuindo uma textura porfirítica, com cristais e vesículas de aproximadamente 1 a 3 mm, preenchidas, apresentado ainda variações cromáticas entre as “camadas” decimétricas horizontais. Cristais

de feldspatos apresentam-se em tamanhos diminutos (~ 1 mm) e anaédricos nas zonas mais alteradas (regiões de coloração diferenciada), enquanto nas áreas centrais, das camadas, os cristais são maiores (~ 2 a 3 mm) e euédricos, tais feições indicam uma diferenciação em de derrames, com mudanças ocasionadas por um resfriamento rápido (Sanson, 2006).

Riccomini *et al.* (1983), através de análises radiométricas de K-Ar, forneceram idades de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5$ Ma (final do Eoceno). Mais recentemente, através de datações Ar-Ar, Riccomini *et al.* (2004) obtiveram idades aparentes mínimas de $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma, situando-as agora no Eoceno médio.

Formação Pinheiral

Associada a um sistema fluvial entrelaçado pouco sinuoso, a Formação Pinheiral é constituída por arenitos imaturos, conglomerados quartzosos com estratificações cruzadas e pelitos laminados maciços.

Estima-se uma espessura média entre 20 e 30 m para a Formação Pinheiral, com base na análise de afloramentos e na confecção de perfis verticais representativos da unidade, desenvolvidos por Sanson (2006). O mesmo autor considera que suas sucessões sedimentares tenham se depositado em um intervalo entre o Eoceno médio e o Oligoceno inicial, como resposta a novos pulsos tectônicos dentro do evento tectônico paleogênico de extensão NW-SE.

6. Geomorfologia (Superfícies de aplainamento)

No âmbito geomorfológico a área de estudo insere-se na unidade denominada Planalto Atlântico (Almeida, 1964), cujas características marcantes são áreas de terras altas, compostas basicamente por rochas cristalinas. Trata-se de uma feição fisiográfica muito acidentada, decorrente de sucessivos ciclos erosivos/de aplainamento.

Além das serras da Mantiqueira e Mar destaca-se na paisagem, da área de estudo, topos aplainados as quais são reportados a diversos pulsos erosivos, e por seu desnivelamento atribuído a um esfacelamento cenozóico (Zalan e Oliveira, 2005; Almeida e Carneiro, 1998). Segundo King (1956) para que se configure um ciclo erosivo é necessária uma forte atuação tectônica seguida de uma estabilidade aonde haja um predomínio de atuações erosivas, assim sendo a identificação das superfícies de aplainamento (principais feições de ciclos erosivos) que ocorrem na região, podem auxiliar no entendimento da evolução da região em questão, pois demonstram as subseqüentes variações entre pulsos tectônicos e períodos de estabilidade.

Dentre as superfícies aplainadas existentes na sudeste brasileiro destaca-se a Superfície Japi (Almeida, 1958), pois trata-se do principal nível de correlação regional existente no embasamento pré-cambriano do sudeste do Brasil. Almeida e Carneiro (1998) identificaram indícios desta superfície nivelando cumes de serra e restos de planaltos elevados que se estendem desde o interior continental (na Serra da Mantiqueira) até a plataforma, sendo nesta parte recoberta por sedimentos das bacias marinhas.

Segundo Almeida e Carneiro (1998) a Superfície Japi foi inicialmente deformada por flexuras e grandes falhamentos, que alçaram a superfície até mais de 2.000 m, sendo que em regiões onde a superfície apresenta pouca deformação esta encontra-se entre 1.200 e 1.300 m. Por ser encontrada nivelando topos de maciços alcalinos, cujas rochas possuem uma idade

relativamente bem conhecida (tabela 1), esses mesmo autores atribuem a essa superfície idades mais recentes do que tais intrusões.

Localização	Método de datação	Autores	Idade
Oeste de Minas e sudeste de Goiás	K/Ar	Hasui e Cordani (1968)	Senoniano
Araxá	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	87-95 Ma
São Gotardo	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	80 Ma
Salitre	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	78-83 Ma
Catalão	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	83 Ma
Tapira	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	70 Ma
Poços de Caldas	-	Amaral <i>et al.</i> 1967	63-80 Ma
Itatiaia	K/Ar	Lauar 1988	73 Ma
Passa Quatro	K/Ar	Lauar 1988	66,7 Ma
Passa Quatro	Rb/Sr	Lauar 1988	70,3

Tabela 1: Datações de maciços alcalinos utilizados para balizar a idade da Superfície Japi.

Outro balizador da formação da Superfície Japi, são as descontinuidades encontradas da Bacia de Santos, em torno de 88 – 89,5 Ma (Pereira, 1992), tal discordância, segundo Almeida e Carneiro (1998), seria a principal evidencia do pulso tectônico de causou a quebra no balanço isostático que deu origem a erosão formadora da superfície, tal soerguimento teria prosseguido de forma pulsativa até o Senoniano. Tal pulso é ainda percebido por datações de traços de fissão obtidos por Vignol-Lelarge *et al.* (1994) e Franco (2005) no Arco de Ponta Grossa e por Gallaguer *et al.* (1995) em toda a região do litoral do sudeste brasileiro.

Mais recentemente Zalan e Oliveira (2005), consideram a superfície Japi como o marco ideal para balizar estudos morfo-tectônicos, pois trata-se de um nível regional, com forte esfacelamento cenozóico, na qual a recomposição da mesma, ajuda a caracterizar os movimentos que geraram os *grábens*, ou diversos níveis de topos e vales, da região sudeste do Brasil.

Além da Superfície Japi, na área de estudo, diversos autores identificaram diferentes superfícies, possuindo altitudes e ocorrência temporal também distintas. Almeida e Ponçano (1993) criaram uma tabela sintetizando esquematicamente as superfícies de erosão no Brasil (tabela 2). Como muitas das superfícies são reconhecidas somente em lugares específicos são descritas a seguir somente as superfícies descritas por Almeida (1964) e King (1956), que possuem âmbito regional e são mais conhecidas.

Autores Idade	King (1956)	Almeida (1964)	De Martone (1943)	Freitas (1951)	Ab´Saber (1969, 1972)	Bigarela, Andrade (1965)		
Holoceno	Paraguaçu	Diversas superfícies		Ciclo Quaternário		P1 e P2		
Pleistoceno							Paleopavimentos	
Plioceno	Velhas		Neogênica	Penepiano terciário ou nível A	Diversas Superfícies Intermontanas	Pd1		
Mioceno								
Oligoceno	Sul - Americana	Japi	Cristas Médias			Pd2		
Eoceno								
Paleoceno							Campos	Superfícies de Cimeiras
Cretáceo Superior	Pós - Gondwana			Penepiano Cretáceo ou nível B				
Cretáceo Inferior	Gondwana							
Jurássico	Desértica							
Triássico	Fóssil							
Permiano						Itaguá	PréPermiana	

Tabela 2 : Distribuição esquemática das superfícies de erosão no Brasil, segundo diversos autores (Almeida e Ponçano, 1993)

King (1956)

- Superfície Fóssil – considerada de idade Pré-Permiana, não é muito discutida.
- Superfície Desértica – pouco conhecida esta superfície de agração sob regime desértico é representada por discordâncias na base da série Botucatu.
- Superfície Gondwana – estudada entre Itu e Campinas, além de Piracicaba e São Pedro, essa superfície do período Cretáceo, ocorre quase que conjuntamente com a superfície Pós-Gondwana.
- Superfície Pós-Gondwana – também de idade cretácea, apresenta-se como um terraço elevado, em geral incompletamente aplainado, encontrando-se a cerca de 1000 m.

- Superfície Sul-Americana – de idade terciária inferior, e de forma muito semelhante (correlata) à Superfície Japi, esta superfície teria sofrido soerguimentos que o dissecaram em períodos de erosão policíclica.
- Superfície Velhas – seu período de atuação seria entre o Terciário Superior e o Quaternário, tal superfície se forma através do retrabalhamento do ciclo erosivo Sul-Americano.
- Superfície Paraguai – de idade pleistocênica inferior a pliocênica, esta superfície causa uma profunda incisão de vales e regressão das escarpas de erosão.

Almeida (1964)

- Superfície Japi ou Superfície de Cristas Médias (De Martonne, 1943), constitui uma das feições morfológicas de maior destaque na paisagem, representando o registro de erosão/aplainamento mais antigo da região, pós-paleozóico. Para Zalan e Oliveira (2005) trata-se de uma superfície originada do soerguimento neocretáceo e posteriormente desnivelada por uma tectônica cenozóica de natureza tafrogênica. Aparentemente correlata a Superfície Purunã, na Bacia do Paraná (Ab'Saber e Bigarella, 1961), a Superfície Japi possui uma grande extensão territorial do sudeste brasileiro, tendo causado o nivelamento de diversos cumes. Ainda no Paleógeno-Neógeno, um novo evento tectônico, através de flexuras e grandes falhas, acabou por culminar na fragmentação da Superfície Japi (Almeida *et al.*, 1976), a estes falhamentos também estão associadas às formações de *grábens*, origem dos *rifts* continentais (Almeida e Carneiro, 1998). Atualmente a superfície é identificada nivelando topos de serras, localmente em áreas do planalto dissecado em diversas altitudes, preservados em altos quartzíticos e granitóides (Hasui *et al.*, 1978). Ressalta-se que o assoalho das bacias, originadas no *rift* continental, possui um desnível de 2000 m em relação à Superfície Japi, no topo da Serra da Mantiqueira, em Campos do Jordão (Almeida e Carneiro, 1998).
- Superfície Itaguá (Itapeva) - a superfície mais antiga (Rich, 1953; Almeida, 1964), formada no Permiano, é observada atualmente como registros remanescentes fósseis, encontrando-se em exumação em algumas localidades.

7. Tectônica (estrutural)

Os eventos tectônicos foco deste trabalho representam apenas a etapa final de uma série de eventos que ocorreram na Plataforma Sul Americana, mais especificadamente na região sudeste do Brasil. Dentre as quais destaca-se, por Zalan (2004), quatro fases principais: o ciclo tecto-orogênico Baicaliano (Almeida, 1967) ou ciclo Brasileiro (Almeida, 1967), fase Plataformal Transicional, fase Plataformal Estável e fase Plataformal Reativa, esta última englobando o período de interesse da ferramenta aqui abordada.

Sendo considerado o evento precursor da evolução fanerozóica, na Plataforma Brasileira, o Ciclo Brasileiro consiste na formação e consolidação do substrato da plataforma continental, em se tratando de uma série de intercalações de placas litosféricas que se aglutinaram e constituíram o super continente Gondwana. Parte destas intercalações são ainda reconhecíveis e estudadas (terrenos/unidades tectônicas), contribuindo para a orientação, através de zonas de fraqueza, de muitas estruturas originadas posteriormente a este ciclo.

A outra etapa de fundamental importância para o foco deste trabalho é a reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) ou estágio de reativação (Almeida, 1969), cujo controle mostra uma grande conformidade com a tectônica herdada do embasamento que se consolidou no ciclo Brasileiro. Grande parte destes eventos encontram-se orientados segundo a atual margem continental brasileira, indicando forte correlação com a fragmentação do Gondwana e abertura do oceano Atlântico (Zalan, 2004). São atribuídas ainda a tal etapa, manifestações magmáticas recorrentes de natureza básica (imensos derrames de basaltos e intrusões de diabásio) e alcalina, intenso fendilhamento da crosta originando aulacógenos terrestres profundos e bacias marginais extensas, soerguimentos epirogênicos de amplos platôs, quebramento desses platôs e individualização de paleo-relevos sob a forma de montanhas

remanescentes e a inepção de bacias terciárias terrestres intermontanas (Almeida *et al.*, 2000; Zalan, 2004). Esta etapa foi, posteriormente, renomeada como ativação Mesozóica (Almeida, 1972) e Evento Sul-Atlantiano (Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Do ponto de vista estrutural, na área são reconhecidos, basicamente, estes dois grupos de estruturas importantes:

- As estruturas antigas (Proterozóico e Eopaleozóico) – representadas pela foliação metamórfica preservada nas rochas, e também por grandes falhas ativas durante o fim do Ciclo Brasileiro. Nessas estruturas é possível verificar uma semelhança com a lineagênese do fim do Proterozóico e Eopaleozóico e, portanto, atribuí-las as zonas de fraquezas já existentes na área (Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1978). Caracterizam-se por uma organização em blocos, devido aos deslocamentos transcorrentes (associadas com rochas cataclásticas), possuindo movimentações verticais em respostas aos aspectos lito-estruturais da área (Wernick *et al.*, 1978).
- As estruturas ligadas ao processo de reativação mesozóico-cenozóica da Plataforma Brasileira – consistem em falhas normais associadas a um regime de deformação traccional. Subordinadamente também ocorrem falhas inversas e falhas com rejeito direccional, verificadas preferencialmente sobre as falhas pré-existentes, manifestando-se ao longo da foliação cataclástica, parcialmente neo-formadas, aproveitam-se de juntas ou anisotropias (foliações) do maciço rochoso (Hasui *et al.*, 1978).

7.1. Evolução Tectônica e Deformacional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

A origem do sistema *rift* continental é atribuído a reativações cenozóicas de antigas zonas de cisalhamentos que delimitam as bacias, que por sua vez estariam vinculados à evolução da margem continental brasileira, por processos tectônicos distensivos em sua maioria (Almeida, 1976). Sendo propostos modelos formação como o de deslizamento gravitacional (Almeida, 1976), compensação isostática (Asmus e Ferrari, 1978) e basculamento termo mecânico (Riccomini, 1989). A forma das bacias, bem como a disposição das zonas de cisalhamento limitantes, configurando algo similar a um romboedro alongado, induziram a classificação das bacias como do tipo *pull-apart*, relacionada a esforços extensionais de direção NNW-SSE adicionada a um sistema transcorrente dextral, durante o Paleógeno, resultado de movimentações sinestrais ao longo das falhas reativadas do embasamento (Zalan, 1986; Cobbold *et al.*, 2001).

A denominação de bacias *rift* está ligada não só a sua origem, mas também a um bom conhecimento do tectonismo deformador e variações dos campos de esforços. Com base em análises de falhas, juntas e dobras, correlacionadas a processos deposicionais, bem como o preenchimento/deformação sedimentar em si, Riccomini (1989) propôs o primeiro modelo tectônico/deformador para o segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil:

Segundo Riccomini (1989), a formação do *rift* original (uma única depressão contendo todo o segmento central do RCSB) e início do preenchimento sedimentar e vulcânico teriam ocorrido durante o Paleógeno, através de esforços distensivos, de direção NNW-SSE, associado a esse evento ocorre um regime transcorrente sinistral com compressão de direção NE-SW e distensão NW-SE (Riccomini, 1995), considerado neocretácico a paleocênico.

Já os processos deformacionais desenvolveram-se da seguinte maneira (figura 9), segundo Riccomini (1989):

- Em um primeiro evento, atribuído a processos compressionais, complementado por **transcorrências sinistrais** em E-W, no Mioceno, causaram movimentos “em gangorra” na parte central da Bacia de Taubaté, no qual o bloco situado à oeste de Caçapava teria se adernado para o sul e o bloco a leste para norte, expondo os leques aluviais basais, encontrados ao longo da borda sul da bacia e gerando soerguimentos locais. Dobramentos nos sedimentos da fácies lacustre e formação da bacia do tipo *pull-apart* de Itaquaquecetuba, acolheu sedimentação homônima.

- Após um momento de maior estabilidade tectônica, a região sofreu uma nova **transcorrência dextral**, que deformou significativamente a paisagem, tendo retomado os processos erosivos, resultantes da mudança de nível de base regional. Para leste, nos domínios da Bacia de Taubaté, provavelmente no Plio-Pleistoceno, teria se dado à sedimentação de um novo sistema fluvial, do tipo meandrante, designado pelo autor como Formação Pindamonhangaba. Este evento também teria dado origem aos altos estruturais, que atualmente separam as bacias sedimentares do segmento central.
- O mesmo autor reporta, que já no Holoceno, os níveis inferiores de terraços, ligados à rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul, foram afetados por falhas normais, marcando **nova fase de extensão**, de direção WNW-ESE.
- O campo de tensão atual mostraria que a região sudeste do Brasil encontra-se sob regime compressivo, em E-W.

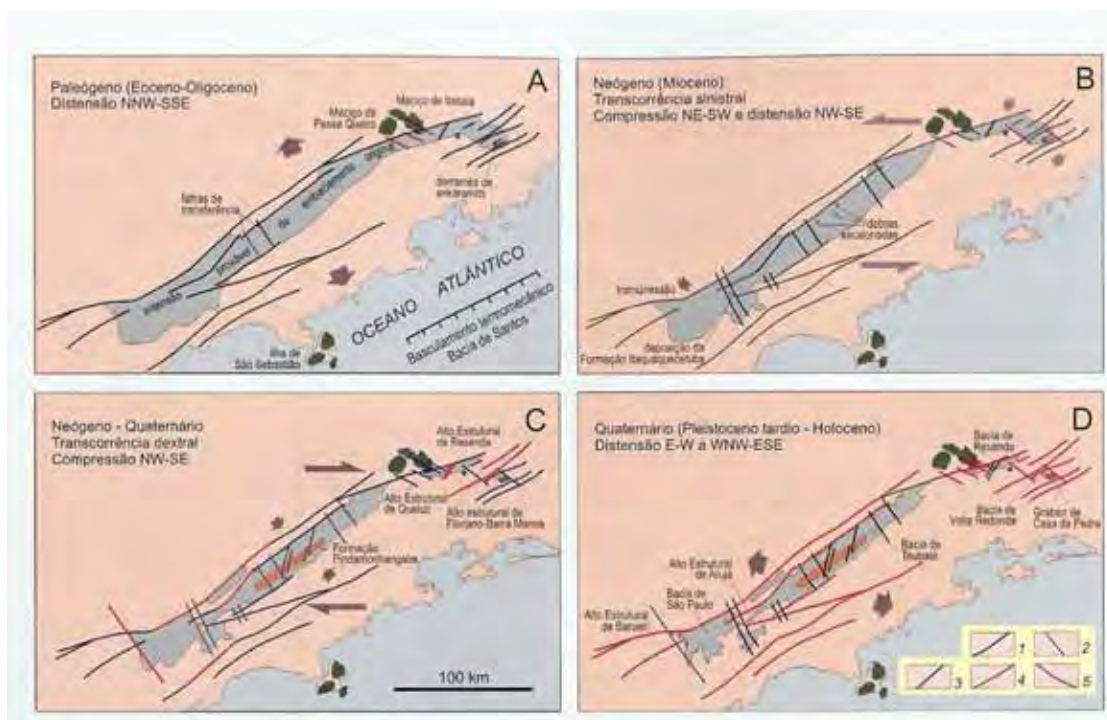


Figura 9: Estágios tensionais durante o processo de sedimentação, Riccomini (1989).

Outros autores, como Cobbold *et al.* (2001) e Ramos (2003), propõem outro modelo para os processos deformacionais do segmento central. Segundo esses autores o segmento central do RCSB já teria se originado segmentado.

Para Cobbold *et al.* (2001), que abrangeu seus estudos tanto em áreas *onshore* quanto *offshore*, as bacias foram originadas por processo transtensivos, no Paleógeno, tratando-se de

bacias do tipo *pull-apart*, que estariam relacionadas a eventos de reativações de zonas de transferências neocomianas (parte inferior do período cretácico), de direção NW, dando origem aos altos estruturais que segmentam as bacias, sendo também contemporânea a sedimentação paleogênica, tal proposta para origem das bacias já havia sido considerada por Zalán (1986).

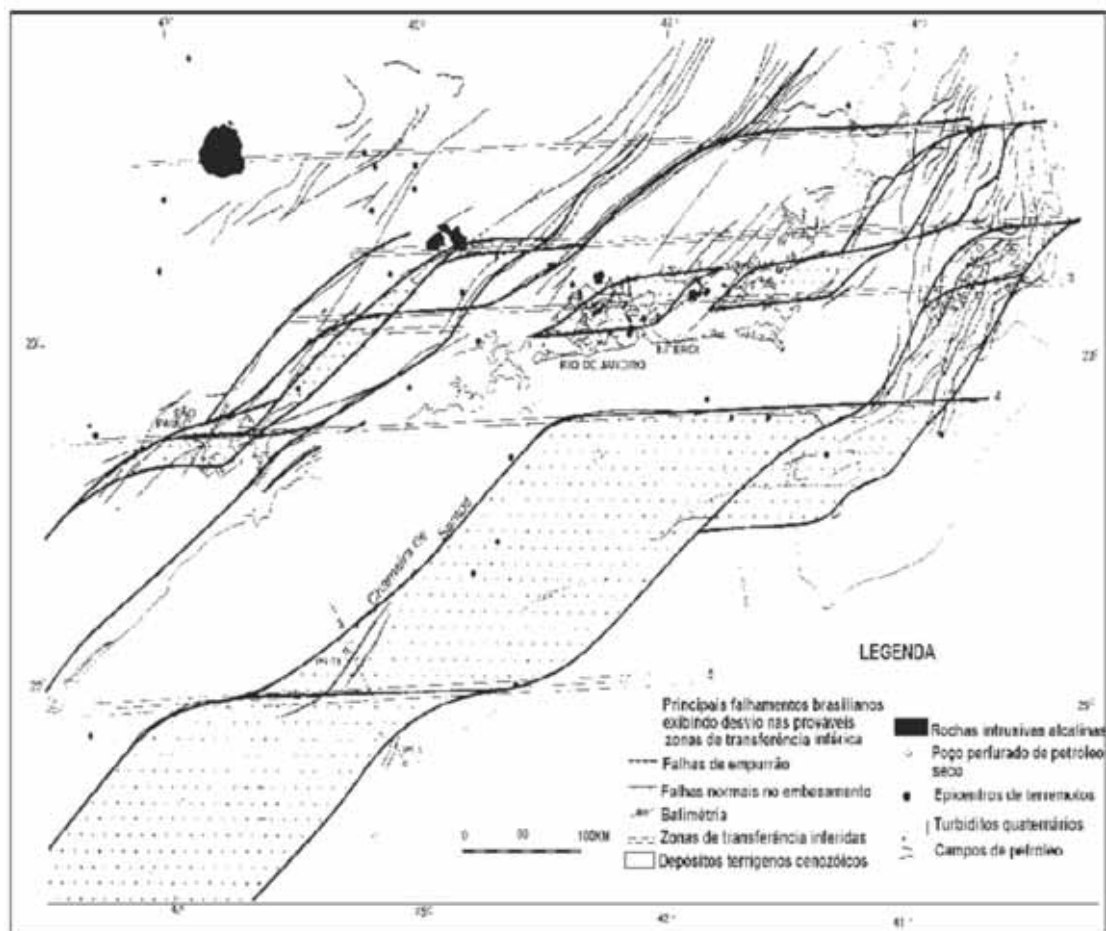


Figura 10: Modelo esquemático da formação das bacias por geração de romboedros escalonados, tipo *pull apart* (Macedo *et al.*, 1991).

Ramos (2003) e Ramos *et al.* (2006) corroboram com a proposta de bacias originalmente segmentadas, baseando-se em estudos dos sedimentos pouco maturados encontrados nas bacias de Resende e Volta Redonda, que por ser considerado o final do trato sedimentar da paleo-drenagem (que corria como a drenagem atual, de sudoeste para nordeste), deveriam constituir-se de sedimentos mais maduros (desgastados) nesta porção.

7.2. Neotectônica

Embora os dados de traços de fissão somente venham a apresentar idades mais antigas, que a instalação do RCSB, são reconhecidos eventos tectônicos que afetam os sedimentos nas bacias do RCSB, o que evidencia uma neotectônica recente, não registrada pelos traços. Sendo adotado como neotectônica os movimentos relacionados a última reorganização tectônica regional, ainda em ação, para o sudeste brasileiro, são considerados os movimentos de alternância transcorrência dextral e sinistral ao longo do Terciário (Neves *et al.*, 2003)

Riccomini (1989) dividiu os eventos em: implantação inicial das bacias do segmento central do *Rift* Continental, e os demais como deformadores das bacias, registrados pelos sedimentos, seriam eles dois eventos transpressionais (TS e TD) e um extensional (E2). Segundo Riccomini (1989) tal alternância estaria relacionada às taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana.

O evento de implantação ainda é registrado pelos traços de fissão, em determinadas regiões (restritas), principalmente da Serra do Mar (Ribeiro, 2007) e amostras cristalinas no interior das bacias do RCSB (Genaro, 2005), os outros eventos são observados somente através de histórias térmicas, na região.

O evento TS (transcorrência sinistral - Mioceno) é registrado em blocos de rocha do embasamento que segundo Riccomini *et al.*, (2004) teriam sido “jogadas” sobre o depósito sedimentar sobrejacente, além de controlar a deposição de pequenas bacias, como a representada pela Formação Itaquaquecetuba em sua área tipo e ocasionar grandes dobras nos sedimentos finos da Bacia de Taubaté. No segundo evento TD (transcorrência dextral – Pleistoceno Superior-Holoceno) os registros estão presentes em falhas nas bordas das bacias e cavalgamentos localizados, sobre os sedimentos. Já no último evento descrito pelo autor, o E2 (distensional - Holoceno), causou a delimitação atual dos depósitos sedimentares.

Salvador & Riccomini (1995) estudando a soleira de Queluz, região que divide a Bacia de Taubaté da Bacia de Resende, identificaram uma nova fase tectônica (holocênica), de caráter compressional, que causou a reativação inversa de falhas, de direção aproximadamente N-S, associadas também a geração de grabéns com mesma direção, além de famílias juntas conjugadas de cisalhamento, cujas direções são ENE-WNW, em depósitos colúvio-aluvionares.

Sanson (2006) em uma análise das estruturas tectônicas na Bacia de Volta Redonda, caracterizou diversas estruturas nos depósitos sedimentares, separados nos mesmos três eventos tectônicos deformadores, definidos por Riccomini (1989). No geral, o primeiro

evento relaciona-se a falhamentos afetando os depósitos cenozóicos, sem interferir sob os sedimentos neogênicos e quaternários, sendo interpretado como pertencente ao limite Oligoceno-Mioceno. O segundo evento, também remonta a falhas e estrias de deslocamento, afetando todos os depósitos exceto as coberturas quaternárias, coluviais e aluvio-coluviais, sendo atribuída a idade pleistocênica. Falhas normais que afetam desde os depósitos paleogênicos até os sedimentos quaternários, são associadas ao terceiro evento, a esta fase tectônica foi atribuída uma idade holocênica, com base nas relações estratigráficas.

Por fim, Sanson (2006) concluiu que durante o processo de instalação do RCSB começaram a atuar zonas de transferência associadas à acomodação dos esforços tectônicos e que, portanto, estariam relacionadas à alta concentração de lineamentos de direção NW-SE e NNW-SSE, dispostos em feixes contínuos na região compreendida entre as bacias de Resende e Volta Redonda. Este autor ainda enfatiza que não foram estas zonas de transferência as responsáveis pela separação das bacias de Resende e Volta Redonda e que estas já não possuíam uma conexão entre os depocentros. É válido ressaltar que o proposto é que não havia, desde o início, uma região entre as duas bacias onde houve uma deposição sedimentar, mas que se tratava sim de uma única bacia hidrográfica regional, que perdurou do Paleógeno até o recente.

8. Compilação de idades de traços de fissão próximas à área (bibliografia)

Na região há alguns trabalhos que também fizeram uso da datação por traços de fissão em apatitas, sendo parte desses trabalhos citados e utilizados como comparação e base para o estudo proposto.

No Alto de Arujá, que divide as bacias de São Paulo e Taubaté, início da área de estudo, há o trabalho de Tello *et al.* (2003), que fez uma transversa, estudando desde a chamada Serra da Mantiqueira Alta, passando pela Mantiqueira Baixa (no Alto de Arujá), até a Serra do Mar.

Na Serra da Bocaina, uma região inserida na Serra do Mar, localizada ao sudeste da Bacia de Taubaté, no limite entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro foram realizados estudos por Silva (2006) e Hiruma (2007).

Gallagher *et al.* (1994 e 1995) também fez um estudo baseado em traços de fissão na região sudeste brasileira. Hackspacher *et al.* (2004) também apresentaram algumas idades na região da Serra da Mantiqueira.

Na Serra do Mar são utilizados os dados de Ribeiro (2007), que estudou toda a região montanhosa, desde Santa Catarina até o Rio de Janeiro.

Um mapa mostrando a localização das amostras encontra-se em anexo, e a tabela 3, a seguir, sintetiza os dados disponíveis na área.

Amostras	Localização	Altitude (m)	Localização (coordenadas)		Número de grãos	Idade Aparente (Ma)	Idade Corrigida (Ma)	I (µm)	Referência
			Longitude	latitude					
G1	Serra da Mantiqueira	793	325691	7461613	20	224 ± 11	-	11	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G2	Serra da Mantiqueira	914	343266	7448271	12	243 ± 19	-	11,25	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G3	Serra da Mantiqueira	914	338424	7422379	20	189 ± 14	-	12,57	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G4	Serra da Mantiqueira	793	336983	7419041	20	180 ± 11	-	13,21	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G5	Serra da Mantiqueira	1135	374477	7557808	13	261 ± 14	-	10,71	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G6	Serra da Mantiqueira	1290	384852	7550138	20	251 ± 9	-	11,95	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G7	Serra da Mantiqueira	960	407239	7542906	20	225 ± 12	-	11,77	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G8	Serra da Mantiqueira	876	426169	7535996	14	116 ± 13	-	12,55	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G9	Serra da Mantiqueira	884	442015	7522780	20	132 ± 6	-	12,23	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G10	Serra da Mantiqueira	1059	446830	7519476	20	109 ± 5	-	13,27	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G11	Serra do Mar	366	556584	7515405	9	125 ± 12	-	13,1	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G12	Serra do Mar	396	580848	7499061	19	67 ± 3	-	13,87	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G13	Serra do Mar	190	554699	7468057	20	78 ± 3	-	12,94	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G14	Serra do Mar	30	546669	7450863	20	64 ± 3	-	12,75	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G15	Serra do Mar	30	544370	7443490	20	66 ± 4	-	13,3	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G16	Serra do Mar	61	519080	7417713	17	92 ± 4	-	12,63	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G17	Serra do Mar	30	494887	7421783	3	81 ± 14	-	13,23	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G18	Serra do Mar	61	468032	7390013	16	86 ± 6	-	12,78	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
G19	Serra do Mar	731	435620	7407129	20	99 ± 3	-	12,29	Gallagher <i>et al.</i> (1994)
T20	Serra da Mantiqueira	>1000	431371	7524581	100	80 ± 9	107 ± 13	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T21	Serra da Mantiqueira	>1000	365024	7459556	100	80 ± 6	115 ± 14	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T22	Serra da Mantiqueira	>1000	348911	7442801	100	89 ± 7	126 ± 11	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T23	Serra da Mantiqueira	>1000	358398	7437748	100	107 ± 11	159 ± 17	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T24	Serra da Mantiqueira	<1000	424725	7480267	100	54 ± 5	67 ± 7	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T25	Serra da Mantiqueira	<1000	423033	7476570	100	42 ± 3	55 ± 5	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T26	Serra da Mantiqueira	<1000	373754	7437486	100	45 ± 4	59 ± 6	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T27	Serra da Mantiqueira	<1000	389178	7428382	100	49 ± 6	68 ± 10	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T28	Serra do Mar	~800	455656	7434265	100	71 ± 10	109 ± 16	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T29	Serra do Mar	~800	450675	7393655	100	57 ± 6	79 ± 9	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T30	Serra do Mar	~200	457495	7388141	100	40 ± 4	57 ± 6	-	Tello <i>et al.</i> (2003)
T31	Serra do Mar	~200	493187	7408498	100	7 ± 0,6	10 ± 1	-	Tello <i>et al.</i> (2003)

Tabela 3: Amostras da bibliografia disponível e seus respectivos parâmetros.

Amostras	Localização	Altitude (m)	Localização (coordenadas)		Número de grãos	Idade Aparente (Ma)	Idade Corrigida (Ma)	L (µm)	Referência
			Longitude	latitude					
H33	Serra da Mantiqueira	890	318730	7455000	-	77 ± 9	142 ± 18	-	Hackspacher et al. (2004)
H34	Serra da Mantiqueira	990	317170	7453600	-	100 ± 12	142 ± 18	-	Hackspacher et al. (2004)
H35	Serra da Mantiqueira	1124	410420	7544000	-	62 ± 7	126 ± 11	-	Hackspacher et al. (2004)
H36	Serra da Mantiqueira	1080	343380	7547200	-	79 ± 9	126 ± 11	-	Hackspacher et al. (2004)
H37	Serra da Mantiqueira	965	304920	7430400	-	88 ± 7	126 ± 11	-	Hackspacher et al. (2004)
H38	Serra da Mantiqueira	900	421020	7475800	-	42 ± 9	83 ± 4	-	Hackspacher et al. (2004)
R39	Serra do Mar	854	498547	7452336	100	68 ± 4	92 ± 5	-	Ribeiro (2007)
R40	Serra do Mar	1132	506572	7442076	125	52 ± 5	68 ± 6	-	Ribeiro (2007)
R41	Serra do Mar	1268	513233	7439581	100	31 ± 5	36 ± 6	-	Ribeiro (2007)
R42	Serra do Mar	1088	516837	7434514	87	42 ± 4	54 ± 5	-	Ribeiro (2007)
R43	Serra do Mar	747	474735	7439789	54	45 ± 4,5	61 ± 6	-	Ribeiro (2007)
R44	Serra do Mar	655	454692	7414106	24	42 ± 5	64 ± 8	-	Ribeiro (2007)
G45	Serra da Mantiqueira	784	481275	7501706	85	52 ± 6	65 ± 7	12,6	Genaro (2005)
G46	Serra da Mantiqueira	622	438699	7469802	80	61 ± 7	86 ± 9	11,4	Genaro (2005)
G47	Serra da Mantiqueira	1314	384377	7463733	87	56 ± 5	73 ± 7	12,2	Genaro (2005)
G48	Serra da Mantiqueira	1002	420296	7472091	119	51 ± 5	65 ± 6	12,6	Genaro (2005)
G49	Serra do Mar	609	409915	7421283	65	81 ± 8	114 ± 12	11,4	Genaro (2005)
G50	Bacia de Taubaté	585	435356	7460844	21	53 ± 7,4	64 ± 9	13,3	Genaro (2005)
G51	Bacia de Taubaté	571	409461	7421645	14	65 ± 10	77 ± 12	13,5	Genaro (2005)
G52	Bacia de Taubaté	493	475419	7477767	10	43 ± 5,6	44 ± 7	15	Genaro (2005)
G53	Bacia de Taubaté	506	471647	7569637	80	29 ± 2,7	40 ± 3,7	11,8	Genaro (2005)
S54	Serra do Mar	15	557682	7458434	22	61 ± 3	-	10,55	Silva (2006)
S55	Serra do Mar	1592	552309	7461740	29	85 ± 3	-	13,02	Silva (2006)
S56	Serra do Mar	2088	534935	7481828	12	145 ± 7	-	12,86	Silva (2006)
S57	Serra do Mar	460	544430	7408400	30	58 ± 3	-	13,46	Silva (2006)
H58	Serra do Mar	1892	523000	7484000	13	268 ± 58	-	-	Hiruma (2007)
H59	Serra do Mar	1058	540000	7492500	63	239 ± 31	326 ± 30	12,1	Hiruma (2007)
H60	Serra do Mar	593	542000	7492500	58	122 ± 16	213 ± 15	11,1	Hiruma (2007)
H61	Serra do Mar	1885	524000	7580000	59	174 ± 22	249 ± 21	11,8	Hiruma (2007)
H62	Serra do Mar	1192	579500	7484500	38	72 ± 10	-	-	Hiruma (2007)
H62	Serra do Mar	1425	558000	7486000	7	114 ± 22	201 ± 21	11,1	Hiruma (2007)

Tabela 3: Amostras da bibliografia disponível e seus respectivos parâmetros.

9. Método Utilizado

9.1. Traços de Fissão

O método baseia-se no decaimento radioativo (por fissão) do ^{238}U , isótopo instável e mais abundante do urânio natural, com uma meia-vida de aproximadamente $4,5 \times 10^9$ anos, e que está presente como alguns ppm de impureza em alguns minerais como a apatita, o zircão, o epidoto, a titanita, entre outros.

O decaimento é causado por uma fissão do átomo pai que se “divide” e gera dois núclídeos filhos de densidades (massa atômicas) comparáveis, as partículas geradas se afastam em direções opostas em aproximadamente 170 MeV de energia cinética, que vão ionizando positivamente os átomos ao redor, que por sua vez se repelem por uma repulsão *Coulombiana*, dando origem a vazios como um pequeno canal cilíndrico, uma zona desarranjada, denominada traço latente (figura 11). O registro de um destes traços representa um evento de decaimento por fissão, sensíveis a mudanças térmicas no tempo geológico.

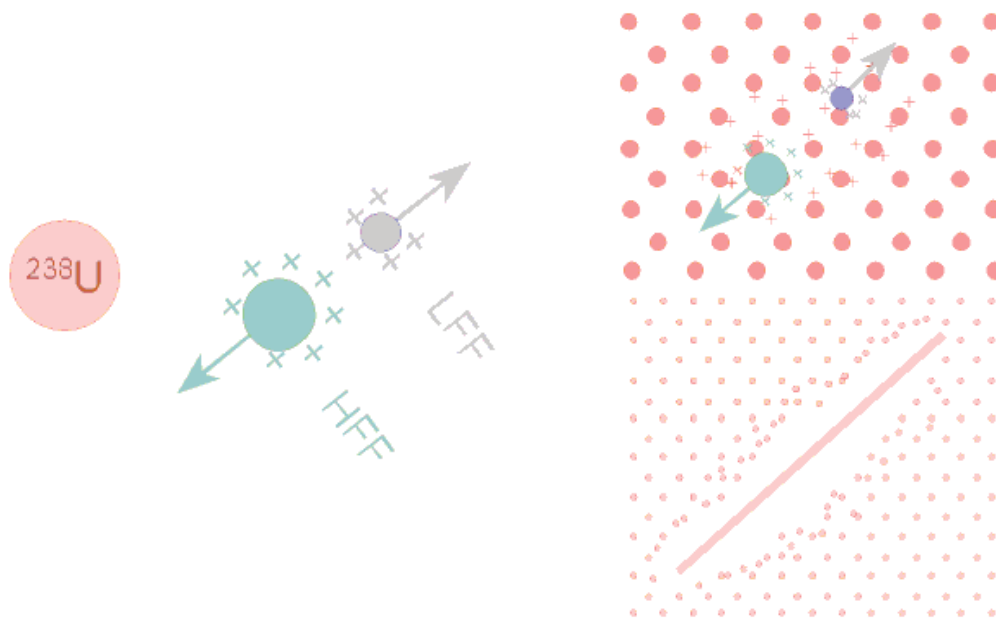


Figura 11: Esquema do decaimento de um único átomo de urânio, gerando um traço espontâneo, traço de fissão (<http://www.geotrack.com.au/afta-overview.htm>).

De modo geral conhecendo a densidade média destes traços deixados no sólido hospedeiro (detector) e a concentração de átomos de urânio presente na amostra é possível obter a idade do último evento ocorrido na área, em uma determinada faixa de temperatura.

Com o intuito de saber qual a concentração de átomos de urânio presentes na amostra, esta é irradiada com nêutrons térmicos, com uma fluência monitorada, em um reator nuclear. Esses nêutrons ao atingirem os isótopos de ^{235}U (estáveis), o tornam temporariamente instáveis, agora ^{236}U , que por sua vez fissionam-se, ficando registrado na outra amostra (no caso um detector externo - mica), tais traços gerados, são chamados de traços induzidos.

Estes dois fatores, densidade de traços gerados espontaneamente e densidade de traços gerados de forma induzida, acrescido de dados de eficiência da contagem, fluência dos neutros térmicos e parâmetros de correções estatísticas, compõem os elementos principais para datação por traços de fissão.

9.2. *Annealing*

Os traços latentes são zonas de desarranjo cristalino passíveis de se recuperarem, constituí-se, portanto de um fenômeno reversível. Caso os minerais hospedeiros venham a ser submetidos a temperaturas elevadas, os traços gerados (naturalmente) tendem a sofrer uma diminuição progressiva de tamanho podendo até mesmo ser apagados, devido a uma

reorganização cristalina do mineral. Este fenômeno é conhecido como *fading* (desaparecimento gradual) ou *annealing* (cozimento).

Em outras palavras, traços são sensíveis a temperaturas e o tempo dentro de um ambiente geológico. É importante ressaltar que os intervalos de temperatura em que isso ocorre variam de mineral para mineral hospedeiro.

O resultado destes traços “perdidos” durante esse fenômeno é uma tendência de diminuição da idade aparente dos traços de fissão (Wagner e Van der Haute, 1992), isso também por haver uma diminuição na eficiência da observação dos traços fósseis relativamente aos traços induzidos, que não sofreram com a ação do *annealing* (Tello, 1998). Tal efeito é corrigido no cálculo da idade, através de análises do comprimento dos traços confinados, processo mais detalhado adiante.

Green *et al.* (1986), deram início a uma série de estudos sobre o *annealing*, utilizando-se de fluorapatitas da cidade mexicana de Durango (denominada simplificada de apatitas Durango). A pesquisa consistiu em aquecer os cristais a temperaturas entre 95 e 400°C, em intervalos de 20 minutos à 500 dias, verificando através dos microscópios mudanças causadas pelo *annealing* na estrutura dos traços. O principal resultado obtido foi à constatação que as amostras expostas ao *annealing* tiveram o comprimento médio dos traços diminuídos, bem como uma diminuição na largura, comparativamente as amostras de controle (amostras não “resetadas”, irradiadas e não expostas novamente ao *annealing*), como mostra o gráfico comprimento (l/l_0) versus temperatura de Green *et al.* (1986) (figura 12).

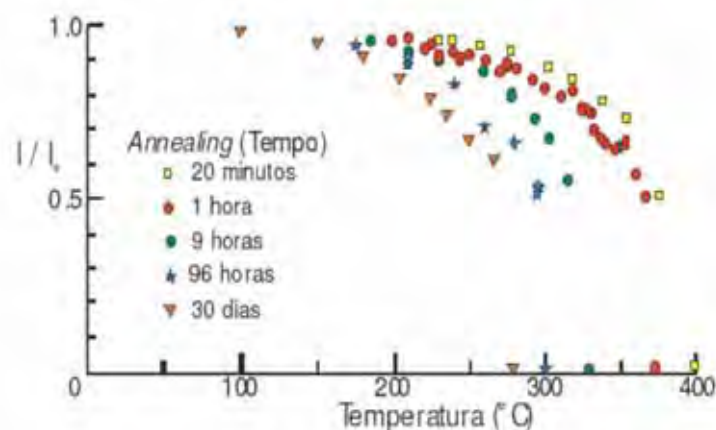


Figura 12: Gráfico de relação encurtamento dos traços x temperatura em fluorapatitas de Durango no México (modificado de Green *et al.*, 1986)

De maneira muito semelhante Yamada *et al.* (1995a) e Tagami *et al.* (1996) investigaram os efeitos do aquecimento em zircões a temperaturas de 398 até 498°C, durante 1000 horas, aproximadamente 40 dias (figura 13). Obtendo resultados muito semelhantes aos de Green *et al.* (1986) obteve para a apatita.

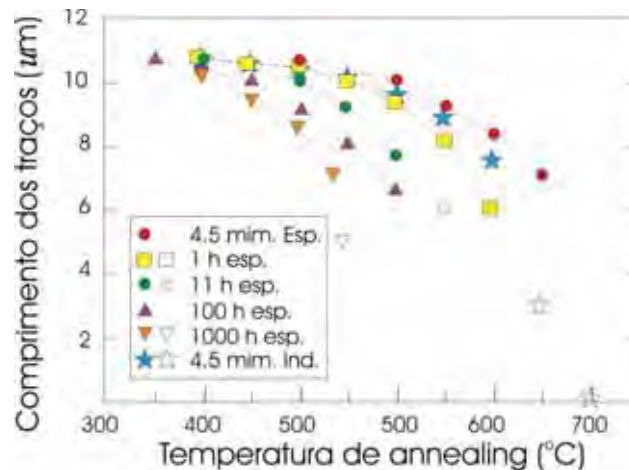


Figura 13: Gráfico de redução de comprimentos medidos em traços confinados. Os símbolos pintados são os dados utilizados e os demais foram descartados (esp. – traços espontâneos e ind. – traços induzidos), modificado de Yamada *et al.* (1995a).

Como já foi dito anteriormente, o método de traços de fissão é muito semelhante aos outros métodos isotópicos. Analogamente, o *annealing* funciona como uma temperatura de fechamento do método, porém em temperaturas bem mais baixas.

Além da pressão, temperatura e tempo há alguns outros condicionantes que podem interferir na temperatura de *annealing* do mineral, fatores como composição química dos minerais (cloroapatitas são mais resistentes ao *annealing* que as fluorapatitas), direção do arranjo cristalográfico (a relação do ângulo do traço com a clivagem, ângulos de baixo ângulo, podem tornar o traço mais resistente ao *annealing*) e influência de fluidos hidrotermais (Green *et al.*, 1986).

Já para o zircão fatores como o zoneamento mineral deve ser levado em conta, bem como a heterogeneidade dos zircões, que são provenientes desde o Arqueano até idades recentes, devido sua alta resistência, acabam por permanecer no ambiente e muitas vezes ocorrem conjuntamente (zircões recentes e antigos).

Os intervalos de temperatura que afetam os traços de fissão são (figura 14):

- Para as apatitas = temperaturas menores de 60°C (zona de retenção total), entre 60 e 125°C (zona de retenção parcial) e maiores de 125°C (zona de apagamento total)

- Para os zircões há algumas variações de autor para autor = menores de 240°C (zona de retenção total), entre 240 e 310°C (zona de retenção parcial) e maiores de 310°C (zona de apagamento total – para Miller *et al.*, 1999). Ou estimativas de Yamada *et al.*, 2007 onde para eventos de aquecimento de 10⁶ e 10⁷ anos temos 281-352°C e 262-330°C (zona de retenção parcial) para modelos de apagamento linear e 247-334°C e 220-303°C (zona de retenção parcial) para modelos curvilíneos. Mas para o atual estudo optou-se pela temperatura de 240°C ± 30°C em sistemas naturais de Hurford (1986) e Brandon *et al.* (1998).

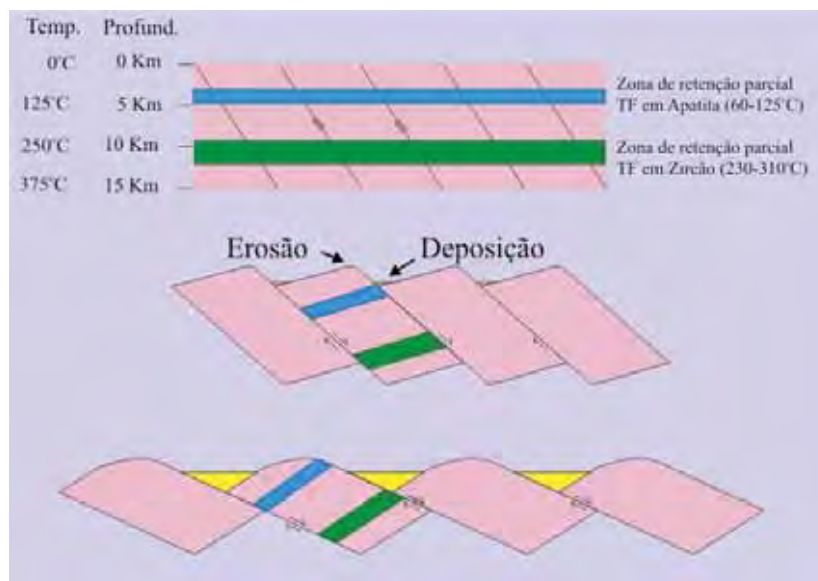


Figura 14: Figura esquemática mostrando as zonas de retenção tanto da apatita como do zircão e possibilidades análise em embasamento exumado ou sedimento correlato (modificado de Miller *et al.*, 1999).

9.3. Algumas considerações sobre o método

9.3.1. Ataque químico

O método depende essencialmente da capacidade de se revelar quimicamente os traços produzidos pelos fragmentos de fissão em minerais, uma vez que os traços latentes possuem um comprimento da ordem de poucos nanômetros, não visíveis através de microscópios ópticos comuns.

As primeiras observações de traços foram obtidas através de microscópios de transmissão eletrônica, por Young (1958) e Sliks e Barnes (1959), porém logo foi constatado que a utilização destes microscópios para fins de datação como instrumentos de observação

não seriam convenientes, uma vez que o feixe de elétrons produzia a reconstrução da rede cristalina em torno dos traços, causando um “*fading*” artificial, ou seja, os traços não eram estáveis durante o processo de observação (Araya, 1987; Price e Walker, 1962).

Assim sendo, a melhor forma de análise é a utilização de um ataque químico, que causa um alargamento dos traços tornando-o visíveis com o auxílio de um microscópio óptico.

A corrosão só ocorre na superfície do mineral e ao longo dos traços que cortam a superfície, ou ainda em alguma fratura no mineral. Admite-se que a velocidade de corrosão pelo ataque químico é mais rápida ao longo do canal (traço), do que a velocidade de corrosão na superfície polida no cristal ($V_t \gg V_g$), onde V_t é a velocidade de dissolução química ao longo do canal (traço), e V_g é a velocidade do ataque geral na superfície do cristal.

Somente os traços que cortam a superfície do cristal, ou aqueles que cruzam algum outro defeito, ou “falha” que esteja atingindo a superfície são atacados, tornando-se visíveis (figura 15).

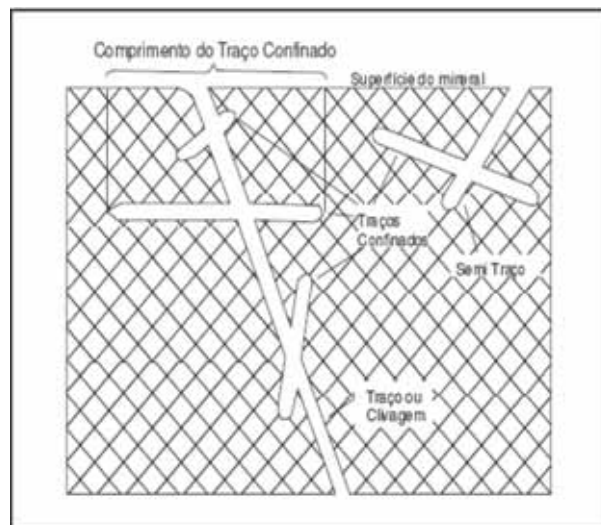


Figura 15: Figura esquemática mostrando o alcance do ataque, causando o alargamento dos traços que cruzam a superfície, ou cortam outras feições que atingem a superfície.

Assim a técnica consiste em mergulhar a amostra em uma solução, cuja concentração é bem conhecida, e o tempo e a temperatura são bem controlados. No caso da apatita a solução é o HNO_3 , durante 1 minuto, em 20°C , e para o zircão a solução é um fundido de $\text{KOH}:\text{NaOH}$, durante horas (variando de amostra para amostra, podendo demorar de 4 a 60 horas), em 210 a 230°C .

Cabe ressaltar que também há o fator de eficiência do ataque, pois ataques químicos, principalmente em minerais, têm algumas complicações, devido a sua anisotropia, é que a velocidade do ataque químico no interior do traço (V_t) é diferente da velocidade na superfície do cristal (V_g). Para os minerais a velocidade varia de acordo com a direção cristalográfica, resultando em eficiências específicas para cada direção.

Portanto, para ser efetivamente revelado, o traço deve intersectar a superfície do sólido em um ângulo que excede a um valor mínimo. Este ângulo mínimo é chamado de ângulo crítico de incidência (θ_c), e é igual a $\arcsin V_g/V_t$. Na figura 16 mostra-se que o V_t é desmembrado em uma componente vertical (normal) e outra horizontal V_{tn} e V_{th} , um traço só pode ser revelado se $V_{tn} > V_g$, em outras palavras, se o mergulho do ângulo θ do traço $> \arcsin V_g/V_t = \theta_c$ (Fleischer e Price, 1964). Segundo Khan e Durrani (1972) esse ângulo crítico é de 25-35° em vidros naturais.

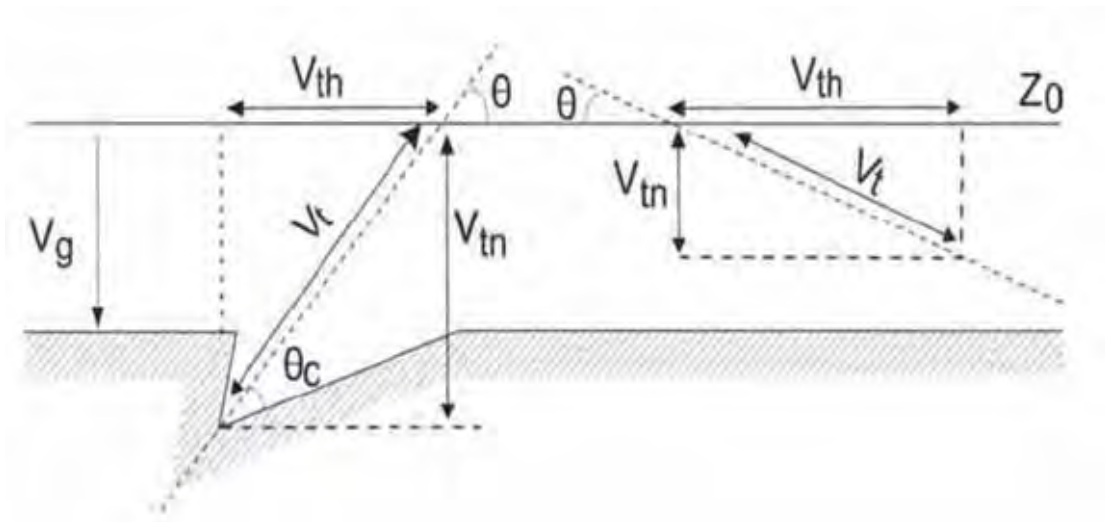


Figura 16: Parâmetros necessários para a revelação dos traços. Velocidade de ataque do traço (V_t), velocidade geral de ataque da superfície do mineral (V_g), componente horizontal da velocidade de ataque do traço (V_{th}), componente normal da velocidade de ataque do traço (V_{tn}) e ângulo crítico (θ_c).

9.3.2. Fator Geometria

Considerando que a superfície de observação é uma superfície interna (pois o mineral é polido até atingir o centro do grão - figura 17), dizemos que ela obedece à geometria 4π (área de uma esfera, sem levar em consideração o seu raio), por outro lado, os traços no detector são gerados em uma amostra externa e dizemos que a geometria é 2π (superfície de um círculo).

Assim, o fator de geometria (g), é dado por:

$$g = \frac{g_{\text{induzido}}}{g_{\text{espontâneo}}} \approx 0,5$$

Para o cálculo em apatitas utilizamos esse valor 0,55, aproximado, e para os zircões a aproximação utilizada é 0,684.



Figura 17: Fator Geometria. Em A tem-se a representação de uma forma tridimensional (esfera), onde são gerados os traços de forma aleatória, em B foi representado o polimento até o meio do cristal, e em C há uma visão em planta, onde são contados os traços oblíquos ao polimento e medidos os traços paralelos, os traços confinados.

9.3.3. Método de Detector Externo (EDM)

O método do detector externo (EDM – *External Detector Method*), de Gleadow (1981) e Hurford e Carter (1991), foi proposto com a finalidade de se conseguir uma técnica capaz de determinar a idade de cada grão individualmente, tornando-o um método bastante útil para amostras com poucos grãos, em sedimentos ou em amostras com alta heterogeneidade de urânio (Wagner & Van Den Haute, 1992).

O outro método, o da população, difere do EDM, pois são utilizados dois concentrados minerais de uma mesma amostra, um com traços “naturais” (fósseis/espontâneos) e o outro era submetido a um *annealing* total, seguido por uma irradiação com nêutrons térmicos, para ser empregado como amostra induzida. Fornecendo por fim uma única idade para toda a amostra. O método da população deve ser utilizado somente em amostras provenientes de rochas cristalinas ou em amostras com grande homogeneidade de urânio (Wagner & Van Den Haute, 1992).

No caso do EDM é utilizado apenas um concentrado mineral e um detector externo, para este, é feito o uso de uma lâmina de muscovita (que deve ser previamente submetida ao *annealing* total), que é acoplada a resina com os grãos, para ser irradiada conjuntamente. As densidades superficiais traços de fissão espontânea e induzida são medidas no grão e na posição correspondente na mica (figura 18 e 19).

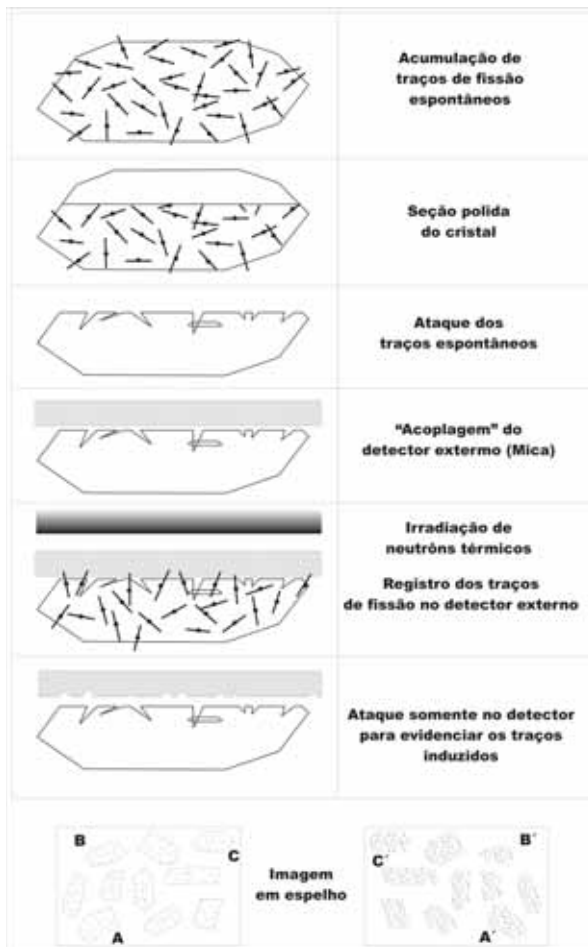


Figura 18: Esquema do método EDM (Gallagher *et al.*, 1998)

al., 1998)

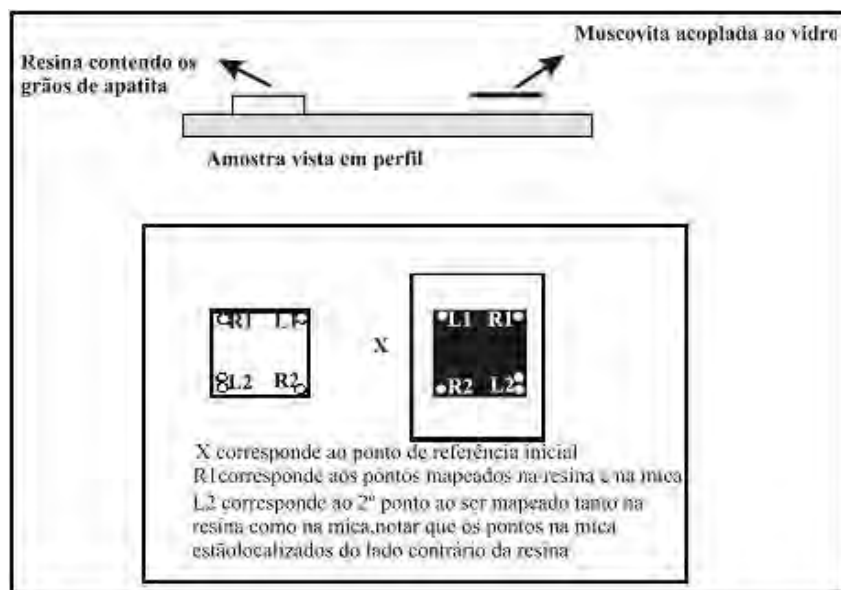


Figura 19: Detalhe da montagem da lâmina para contagem dos traços no método EDM (Doranti, 2006)

9.4. Calibração absoluta e Calibração Zeta

Para o cálculo de idades na datação por traços de fissão são necessários alguns ajustes (calibrações) de padronização que devem ser levados em consideração. São conhecidos dois tipos principais de calibração, a Calibração Absoluta e a Calibração Zeta (ζ).

A Calibração Absoluta é um sistema que necessita do conhecimento da fração de átomos de ^{235}U contidos no mineral que se fissionam (R_u) ao ser irradiado sob um determinado valor de fluência total de nêutrons térmicos (ϕ).

Para este tipo de calibração é necessária a determinação da quantidade de átomos que se fissionam no mineral, durante a irradiação com fluxos térmicos em um reator nuclear.

O valor do fluxo térmico é obtido através da adição de vidros dopados de U, vidros cuja concentração de urânio é bem conhecida (medida), na montagem das amostras a serem irradiadas. Cabe ressaltar que para preservação dos vidros dopados, utilizam-se detectores externos de mica, acoplados também aos vidros dopados. As micas deveram ser analisadas sob microscópio óptico, para a determinação da densidade de traços, para então serem calculados os fluxos térmicos.

Os vidros dopados utilizados neste trabalho são relacionados na tabela 4, retirada de Franco (2006):

Vidro (dosímetro)	Concentração do U (ppm)**	% de átomos de ^{235}U	UN^V (erro)****
CN – 1*	39.81±0.69	0.7200	1,466x10 ¹⁴ (3%)
CN – 2*	36.5±1.4	0.7200	1,360x10 ¹⁴ (3,8%)
CN – 5**	12.17±0.62	0.7200	0,4169x10 ¹⁴ (3%)
IRRM – 540***	13.9±0.5	0.007277	0,536x10 ¹⁴ (3,8%)

Tabela 4: Especificações de vidros dopados em U utilizados para dosimetria de nêutrons térmicos na datação por Traços de Fissão. *Hurford & Green (1983); **Hurford (1990); ***De Corte *et al.* (1998); **** Iunes (1999).

Assim sendo a densidade de traços induzidos nas micas, que se encontravam, acopladas a um dos vidros dopados, durante a irradiação é descrita pela seguinte fórmula (Iunes, 1999):

$$\rho_U^V = N_U^V \varepsilon^V R_U$$

onde v representa o vidro em questão, ρ_U^V representa a densidade de traços formados no detector de mica, N_U^V é o número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro, e ε^V é a razão entre a densidade de traços por área observado na superfície da mica e R_U é a

fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio, ou a probabilidade de um átomo alvo de urânio tem de fissionar-se.

Se isolarmos R_U na equação acima, tem-se:

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \epsilon^V}$$

Desta maneira pode-se obter o valor deste fator, e conseqüentemente a aplicação do mesmo na equação de idade de traços de fissão.

Para maior precisão na determinação do valor de R_U , alguns fatores relacionados ao fluxo de nêutrons devem ser ressaltados, é o caso da composição do fluxo de nêutrons, e o conceito de seção de choque.

Quando a amostra é irradiada no reator, ela recebe um fluxo de nêutrons composto por três componentes, nêutrons rápidos, nêutrons epitérmicos e nêutrons térmicos, cada qual com determinado valor de energia. Para que haja a indução da fissão do ^{235}U é necessário que o fluxo de nêutrons seja bem termalizado, ou seja, que a quantidade nêutrons térmicos deve ser muito maior que a quantidade de nêutrons epitérmicos e rápidos, pois assim tenta-se garantir que não haverá fissões do ^{238}U e ^{232}Th , fissões estas que não devem ser consideradas e que sem um controle podem ocasionar super-estimação das densidades.

Esta “filtragem” acontece quando o fluxo atravessa a coluna de água que envolve o núcleo do reator. A importância de o fluxo ser bem termalizado está ligada ao conceito de *seção de choque*, propriedade dos elementos relativa ao comportamento destes ao fluxo composto por determinada partícula. A seção de choque é definida como sendo a razão do número de átomos que efetivamente produz a reação de fissão por unidade de tempo para o fluxo total de nêutrons. O valor da seção de choque tem a dimensão de área e é expressa em *barn* (1 barn = 10^{-24} cm²).

Calibração Zeta (ζ) por sua vez baseia-se na utilização de amostras padrão, visando a não utilização de medidas consideradas de difícil obtenção envolvendo os fluxos térmicos. Sendo assim baliza-se em datações, principalmente de rochas de cristalização e resfriamento rápido, através de outros métodos (isotópicos), para fornecimento de idades padrões (ζ) usados como referência. O importante é que as duas amostras, padrão e aquela a ser datada, sejam irradiadas juntas e os critérios de contagem de traços sejam os mesmos.

$$(\Delta t)_{amostra} = \frac{(\rho_S / \rho_I)_{amostra}}{(\rho_S / \rho_I)_{padrão}} (\Delta t)_{padrão}$$

Na equação acima somente contagens de traços de fissão são necessárias para se obter à idade da amostra. Na realidade o método proposto por Fleischer e Hart (1972) e retomado por Hurford e Green (1982 e 1983) é um pouco mais elaborado onde:

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda_{\alpha 238}} \ln\left(1 + \lambda_{\alpha 238} \zeta \frac{\rho_S}{\rho_I} \rho_d\right)$$

Sendo ρ_d a densidade de traços medida num detector acoplado a um dosímetro de nêutrons, normalmente um vidro dopado com urânio, durante a irradiação com nêutrons, necessários para correções relacionados a fatores de eficiência do fluxo termal e:

$$\zeta = \frac{C_{235}}{C_{238}} \frac{R}{\rho_d \lambda_f}$$

A obtenção do ζ ainda depende de alguns parâmetros, para isso aplica-se a equação de idades a uma amostra cuja idade é supostamente bem conhecida por outro método de datação, então:

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_{\alpha 238} (\Delta t)_{padrão}} - 1}{\lambda_{\alpha 238} \rho_d (\rho_S / \rho_I)_{padrão}}$$

Considerando que $\Delta t_{padrão}$ é a idade padrão, mais comumente utilizada a idade da apatita Durango, a qual é proveniente do corpo de minério de martite de Durango, pertencente ao grupo vulcânico Carpintero, localizado na região de Cerro de Mercado no México, $(\rho_S / \rho_I)_{padrão}$ é a razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita Durango, e ρ_d é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro.

9.5. Equação fundamental da idade

A princípio o método baseado em traços de fissão não se difere muito de outros métodos de datação isotópica, que se fundamentam no decaimento radioativo natural, onde átomos pai (instáveis) decaem para átomos filhos (mais estáveis). A diferença esta no fato de ser um decaimento em função da fissão nuclear do isótopo, e não um decaimento por emissão de partículas α , β ou γ .

O decaimento radioativo ocorre em função da quantidade de átomos pai que decaem em relação a um determinado intervalo de tempo ($dN \rightarrow dt$), **d** consiste em um número parcial destes elementos (átomos e tempo).

Em outras palavras uma substância radioativa tem uma certa probabilidade, por unidade de tempo, de se transformar em outro átomo através da emissão de uma partícula. Sendo **p** essa probabilidade, **N** o número de átomos existentes na amostra, **pN** o número médio de átomos que se transmutam, em um intervalo de tempo **dt**, tem-se:

$$\frac{dN}{dt} = -pN$$

O sinal de negativo é devido à diminuição do número de núcleos relativamente ao número inicial, no tempo. Esta probabilidade é constante e conhecida como constante de decaimento (λ), reescrevendo esta mesma fórmula:

$$\lambda dt = -\frac{dN}{N}$$

Integrando essa fórmula obtém-se:

$$\lambda t = -\ln N + N \quad \sim \quad \lambda t = -\ln N + C$$

Substituindo o **N** pela constante **C**, temos que para um instante **t=0**, temos **N=N₀**, então $0 = -\ln N_0 + C$, ou seja, **C = lnN₀**.

Agora voltando à equação original:

$$\lambda t = -\ln N + \ln N_0 \quad \sim \quad -\lambda t = \ln \frac{N_0}{N}$$

Aplicando em um exponencial:

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t} \quad \sim \quad N_U^{238}(t) = N_U^{238}(0)e^{-\lambda_{\alpha 238}\Delta t}$$

Esta equação consiste na Lei do Decaimento radioativo, onde **N(t)** é o número de átomos pai radioativos no instante **t**, **N₀** é o número de átomos pai radioativos no instante **t = 0** e **λ** é a constante de decaimento do material. A segunda equação é a mesma aplicada para o ²³⁸U, sendo o **Δt** é a idade do mineral a ser datado.

O número de decaimentos é medido em função da quantidade de núclídeos pai menos a quantidades de nuclídeos filho:

$$N_d = N_0 - N_p$$

Onde N_d é o número de núcleos que decaíram, por unidade de volume, N_0 é o número de núcleos iniciais, e N_p é o número de núcleos presentes (pais restantes), temos:

$$N_d = N_p e^{\lambda t} - N_p \quad \sim \quad N_d = N_p (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta é a equação geral do decaimento radioativo, utilizadas para a maior parte dos métodos de datações.

Sabendo que o decaimento do ^{238}U ocorre de duas formas, por emissões de partículas α (constante λ_α) e por fissão da partícula (constante λ_f), temos então que o decaimento total (λ_d) é dado pela soma dos decaimentos α e fissão ($\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_f$). E sendo o número de decaimentos que são fissionados espontaneamente fixados pela proporção λ_f/λ_d , para o número total de decaimentos do ^{238}U , temos:

$$\rho_s = \left(\frac{\lambda_f}{\lambda_\alpha + \lambda_f} \right) ^{238}\text{U} (e^{\lambda_d t} - 1)$$

Para o método por traços de fissão o número decaimentos é fornecido pela densidade de traços espontâneos contados ($N_d = \rho_s$) e esse ^{238}U é o número total de átomos de ^{238}U por unidade de volume.

Ainda nessa equação, deve-se levar em consideração que nem todos os traços atingem a superfície ou são devidamente atacados, podendo haver alguma falha na contagem pelo observador. Desta forma, outra eficiência, a do observador, ϵ_0 , precisa ser considerada.

Há ainda outro fator a ser considerado, a da superfície de observação que é uma superfície interna e dizemos que ela obedece à geometria 4π , mas se, por outro lado, os traços no detector são gerados em uma amostra externa justaposta a este, dizemos que a geometria é 2π . Assim, o fator de geometria, g , vale 1 para geometria 4π e 0,5 para geometria 2π . Neste exemplo, estamos supondo uma geometria 4π , mas, no restante deste trabalho, faremos exposições com geometria 2π . Para facilitar a matemática, vamos usar apenas uma eficiência, ϵ , como o produto das duas eficiências citadas e é determinada experimentalmente.

Portanto a equação deve ser assim:

$$\rho_s = \left[\left(\frac{\lambda_f}{\lambda_\alpha + \lambda_f} \right)^{238} U (e^{\lambda_d t} - 1) \right] \epsilon$$

Ou então,

$$\rho_s = \epsilon^{238} C \cdot N_u \frac{\lambda_f}{\lambda_d} (e^{\lambda t} - 1)$$

Onde ^{238}C é a concentração isotópica do ^{238}U (99,275%, na natureza) e N_u é o número de átomos de urânio por unidade de volume.

Considerando agora os traços induzidos em um detector externo:

$$\rho_I = ^{235}U \sigma \phi$$

Sendo o ρ_I a densidade de traços induzidos contados na mica (detector externo), o ^{235}U o número total de átomos de urânio 235 por unidade de volume, σ a seção de choque (capacidade de puxar nêutrons) e Φ a fluência (fluxo de nêutrons recebidos pela amostra).

Adotando uma relação da constante isotópica, conhecida no decaimento nuclear, em que:

$$I = \frac{^{235}U}{^{238}U}$$

Temos que:

$$\rho_I = ^{238}U \cdot I \sigma \phi$$

Também na densidade induzida deve-se levar em consideração o fator eficiência:

$$\rho_I = \epsilon \cdot ^{238}C \cdot N_u \cdot I \sigma \phi$$

Como não são conhecidos o σ e o Φ , utiliza-se os filmes finos de urânio (valor obtido das micas acopladas aos vidros dopados de urânio):

$$R_U = \sigma \phi = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \epsilon_V}$$

Fazendo a relação ρ_s / ρ_i e isolando o T (idade), temos a equação da idade por traços de fissão, ou seja, a idade em que determinada amostra atingiu a temperatura de retenção parcial dos traços de fissão:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \frac{\epsilon_I}{\epsilon_S} \cdot \frac{1}{C^{238}} \cdot \frac{g_I}{g_S} \cdot \frac{R_U}{\lambda_f} \cdot \lambda + 1 \right)$$

9.5.1. Idade corrigida

Como aventado anteriormente, os traços gerados pela fissão do ^{238}U , podem sofrer um encurtamento, em função do tempo e da temperatura em que a amostra esteve submetida a determinadas condições geológicas. Para que esse processo de *annealing* não interfira no resultado, subestimando a idade, é necessária uma correção da idade aparente.

9.5.1.1. Apatitas

A equação utilizada na correção é a proposta por Tello (1994), Hadler Neto *et al.* (2001) e Tello *et al.* (2003), Guedes *et al.* (2004):

$$T_{\text{corrigida}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \left(\frac{1}{C} \right) I \left(\frac{\lambda}{\lambda_{fe}} \right) R_U \right] + 1 \right\}$$

Onde $T_{\text{corrigida}}$ é a idade corrigida, C é o fator de correção, λ é constante de decaimento total do ^{238}U , λ_{fe} é a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U , R é a dosimetria de nêutrons (n^0 de eventos de fissão por núcleo alvo), ρ_s é a densidade dos traços fósseis deixados pela fissão do ^{238}U , ρ_i é a densidade dos traços fósseis deixados pela fissão do ^{235}U .

Para a obtenção dos valores corrigidos utiliza-se o método de correção por tamanho, comprimento dos traços (medidos nas amostras fósseis e considerados $l_0=16,3 \mu\text{m}$ para as apatitas), de Storzer e Wagner, 1973.

Adicionados aos resultados experimentais, em diferentes apatitas, de Guedes *et al.* (2004), no qual é enfatizado que não há uma relação linear entre o encurtamento do traço e a redução da densidade superficial, sendo necessário, portanto, um ajuste de curvas para os dados. A figura 20 mostra graficamente o ajuste da curva aos dados experimentais para algumas amostras de apatitas.

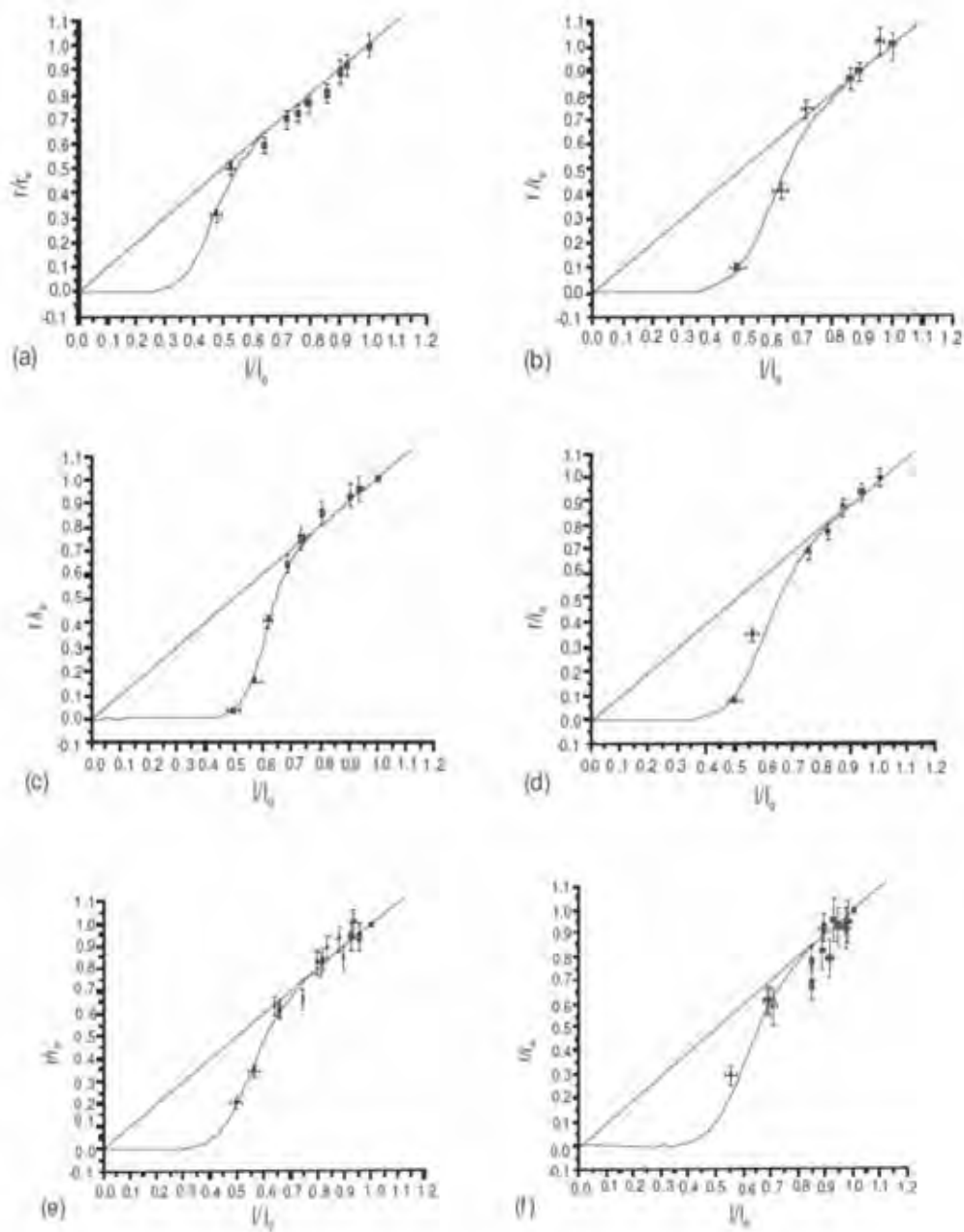


Figura 20: Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas: (a) Apatita Strontian Induzida, (b) Apatita Strontian Espontânea, (c) Apatita Renfrew Induzida, (d) Apatita Renfrew Espontânea, (e) Apatita Durango Induzida, (f) Apatita Durango Espontânea. (Guedes *et al.*, 2004).

A equação que descreve a curva de ajuste é expressa da seguinte maneira:

$$C = \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right) = \frac{\left(\frac{l}{l_0} \right) \left\{ 1 - \left[1 + \left(K l_0 \left(\frac{l}{l_0} \right) \right)^n \right]^{-2} \right\}}{\left\{ 1 - \left[1 + (K l_0)^n \right]^{-2} \right\}}$$

Utiliza-se esta equação para substituição do fator de correção C, da fórmula. Sendo o l_0 é o comprimento inicial do traço (utilizado = 16,3 μ m) e K e n são parâmetros do modelo variáveis de mineral para mineral, respectivamente 0,091 e 0,19, retirados da tabela 5 a seguir, também de Guedes *et al.* (2004):

Mineral	Cl (%)	F (%)	Cl/F	L ₀ (μ m)	K	n
Apatita Strontian						
Esponânea			-0	12.35 \pm 0.13	0.127	8
Induzida				16.06 \pm 0.09		
Apatita Renfrew						
Esponânea	0.03	3.62	0.01	13.81 \pm 0.10	0.113	8
Induzida				16.13 \pm 0.09	0.097	13
Apatita Durango						
Esponânea	0.43	3.33	0.13	14.24 \pm 0.08	0.108	8
Induzida				15.91 \pm 0.09		
Apatita Otway						
Esponânea			0-0.6	14.58 \pm 0.11	0.092	8
Induzida				16.17 \pm 0.09		
Apatita Itambé						
Esponânea			0.03	16.30 \pm 0.08	0.091	19
Induzida				16.34 \pm 0.09		

Tabela 5: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes *et al.* (2004).

9.5.1.2. Zircões

A correção das idades no caso dos zircões somente se baseia, por enquanto, na razão ℓ/ℓ_0 , onde o ℓ_0 é de $11,05 \pm 0,08\mu\text{m}$ de Yamada *et al.* (1995) e ℓ é a média das medidas de comprimentos dos traços confinados na amostra.

O erro do ℓ/ℓ_0 , é obtido a partir da seguinte fórmula:

$$\frac{\sigma_x}{X} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_L}{L}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{L_0}}{L_0}\right)^2}$$

Sendo σ_x o erro de ℓ/ℓ_0 , X é o ℓ/ℓ_0 , os demais σ são os respectivos erros de ℓ e de ℓ_0 .

A idade corrigida é fornecida pela divisão da idade aparente pelo valor obtido de ℓ/ℓ_0 . O erro da idade corrigida é dado pela seguinte equação:

$$\frac{\sigma_{I_c}}{I_c} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{I_{ap}}}{I_{ap}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{L/L_0}}{L/L_0}\right)^2}$$

onde σ_{I_c} é o erro da idade corrigida, o I_c é a idade corrigida, $\sigma_{I_{ap}}$ é o erro da idade aparente, I_{ap} é a idade aparente e o σ_{L/L_0} representa o erro do ℓ/ℓ_0 .

9.6. Interpretação de histogramas de comprimento dos traços confinado

Alguns estudos baseados na distribuição da frequência dos comprimentos dos traços confinados, inferiram que o efeito de encurtamento dos traços (*annealing*) pode fornecer informações importantes sobre a história térmica e evolutiva pela qual o mineral hospedeiro (dos traços de fissão) passou depois de atravessar a isoterma de retenção, em direção a superfície.

Tais estudos se concentraram em três distribuições principais, uma com resfriamento muito rápido e contínuo, observado através de exemplos de rochas vulcânicas, na qual a distribuição dos comprimentos é concentrada (base do histograma estreito) e com altos valores, em outro extremo, em que a distribuição dos comprimentos na base do histograma é ampla, estão as rochas de resfriamento lento e contínuo e para finalizar, os exemplos mais comuns onde a história de resfriamento é complexa com uma grande variedade de tamanhos de traços.

No caso mais complexo uma amostra sofre um aquecimento, que não atinge a isoterma de retenção (figura 21) e pode guardar o comprimento dos traços antigos e iniciar a geração de novos traços. A interpretação destas populações de comprimento fornece a história evolutiva das amostras.

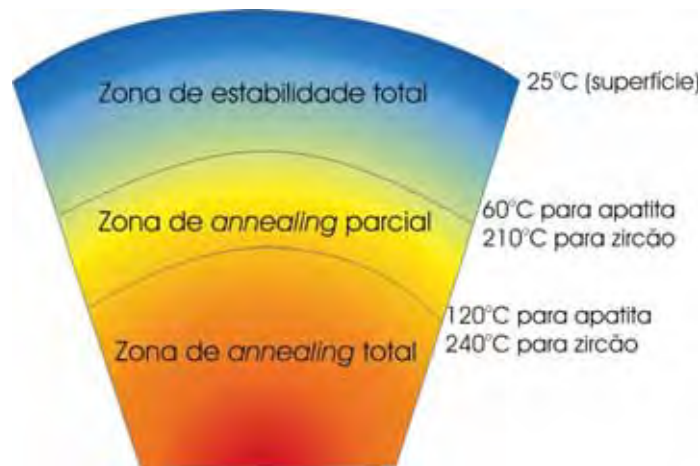


Figura 21: Representação dos valores adotados para o *annealing*, em apatitas e zircões.

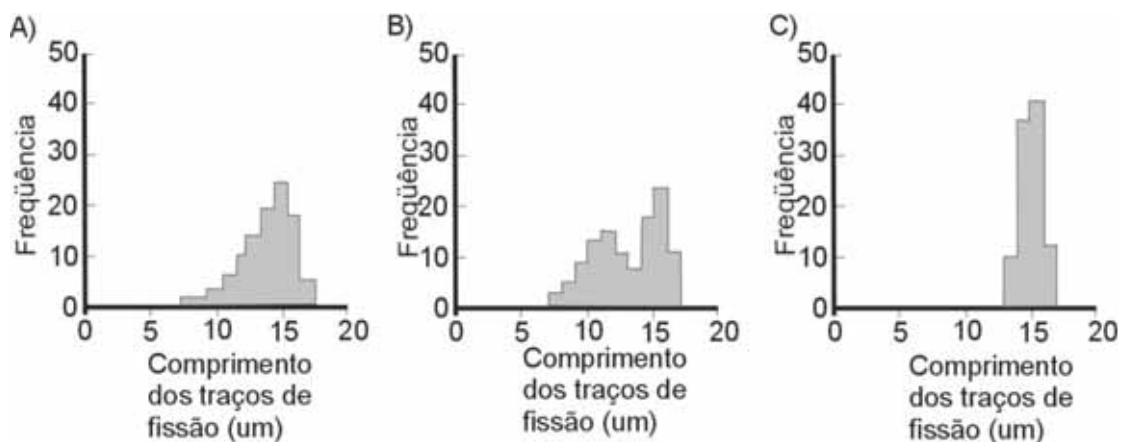


Figura 22: Exemplos de distribuição dos comprimentos dos traços, mostrando a mudança desta distribuição em função de variações térmicas. (A) Mista (B) Bimodal e (C) Unimodal. Gleadow *et al.* (1986).

Outra forma de representação são os gráficos de histórias térmicas, onde os histogramas de frequência de comprimentos são “transformados” em gráficos de temperatura *versus* idades (evolução térmica ao longo do tempo).

Este processo usando-se o programa *Tha* (*Thermal History Analysis*), baseado na comparação e simulação de histogramas teóricos estatisticamente compatíveis com o histograma experimental (gerado pela medição dos traços confinados na amostra). Através

das Caixas de Monte Carlo (caixas que limitam a área aonde o programa poderá colocar um ponto de inflexão entre os segmentos de retas, baseadas em condicionantes geológicos), são originados, no final da simulação, segmentos de reta pertencentes a um gráfico tempo x temperatura (gráfico de história térmica).

Segundo Hadler *et al.* (2001), para modelar a história térmica, é necessário delimitar as Caixas de Monte Carlo de acordo com as características geológicas - geomorfológicas da área. Dessa forma, somente um ponto é fixo, contendo a temperatura ambiente (25°C) e o tempo atual representativo das condições atuais da amostra. Determinada história térmica é aceita somente se satisfaz requisitos como, idade aparente calculada coincidente com o intervalo definido por seu valor experimental e se o histograma teórico e o experimental forem compatíveis dentro do teste do χ^2 (Lutz e Omar, 1991 apud Hadler *et al.*, 2001).

Repetindo-se este procedimento entre 500 a 2000 vezes, até que algumas amostras tenham histórias térmicas aceitas e outras não. Embora as informações geológicas tenham sido utilizadas nas várias etapas deste processo, é preciso, ainda, buscar uma interpretação da história obtida, ou seja, verificar se há coerência geológica com os resultados obtidos (Hadler *et al.*, 2001).

10. Aplicações geológicas das análises de traços de fissão

Gallagher *et al.* (1998) em seu estudo sobre aplicações dos traços de fissão consideraram quatro aplicações principais: 1) estudos de proveniência, 2) análise de histórias térmicas em bacias sedimentares, 3) evoluções de cinturões orogênicos e de cadeias montanhosas e 4) aplicações em paisagens de origem não orogênicas.

Sobre datação com traços de fissão, Wagner e Van den Haute (1992), descreveram como aplicações dos traços de fissão:

- O estudo de soerguimentos pós-orogênicos de cadeias montanhosas, na qual utiliza-se somente a determinação da idade e eventualmente os comprimentos dos traços, para caracterizar os pulsos de soerguimento tectônico, em cadeias de montanhas ativas;
- Soerguimentos epirogênicos, associados a regimes de soerguimentos mais lentos, podendo ser interrompidos por momentos de quietude tectônica ou momentos de subsidência, a aplicação nestes tipos de terrenos fornecem velocidade, taxas e elevação do soerguimento, porém diferentemente do soerguimento orogênico é necessário uma boa caracterização da zona de *annealing* parcial. São aplicados normalmente ao longo de perfis verticais;
- Aplicações ao longo de falhas, são utilizadas ao longo de falhas verticais aonde a distribuição irregular das idades (discrepantes de um lado da falha em relação ao outro lado) possibilita a determinação do sentido e quantificação do movimento, adicionalmente é possível verificar a área de atuação do aquecimento causado pela movimentação da falha, através do alcance desta malha irregular de idades;

- Aplicação em bacias sedimentares, duas frentes de aplicações em bacias vem sendo utilizadas, em bacias cujo preenchimento é raso e não sofre aquecimento pós-sedimentar, os traços de fissão registram idades herdadas do embasamento, fornecendo informações de proveniência e taxas de denudação, entre outros, já em bacias em que há aquecimento, zerando o registro de minerais como a apatita, vem sendo amplamente utilizado pelas indústrias de hidrocarbonetos, pois a janela de retenção de traços deste mineral possui o mesmo *range* da janela de geração de petróleo (entre aproximadamente 50°C e 130°C), proporcionando um controle da maturação do mesmo;
- Aplicações em regiões mineralizadas, utilizados em estudos de percolação e geração de depósitos hidrotermais ou depósitos por alteração;
- Impactos de meteoritos, o impacto dos meteoritos provoca um aquecimento instantâneo, com geração de ondas de calor, mesmo sendo um aquecimento de curta duração, pesquisa apontaram uma espécie de apagamento dos traços, possibilitando a datação do impacto;
- Expansão do assoalho marinho, através de estudos em vidros basálticos, nas margens de lavas almofadadas, fornece o período de formação destes vidros, que ao atingirem a superfície resfriam rapidamente ao entrarem em contato com a água fria do mar;

Em aplicações a problemas geológicos, Gallagher *et al.* (1998) compararam diversas margens passivas, apresentando cinco delas no trabalho em questão, a compilação foi a seguinte:

- Sudeste da Austrália – Moore *et al.* (1986) e Dumitru *et al.* (1991)
- Sudeste do Brasil – Gallagher *et al.* (1994 e 1995)
- Sudoeste da África – Brown (1992) e Brown *et al.* (1997)
- Índia Ocidental – Widdowson, Hurford e Gunnell
- Sudoeste da Península Arábica - Menzies *et al.* (1997)

Os resultados comparando as margens continentais passivas e interiores de placas de Gallagher *et al.* (1998), reuniram dados de comprimentos de traços confinados correlacionando-os as idades obtidas para cada amostra e constatou um padrão denominado *boomerang plot* (figura 23). Em gráficos com esta estrutura, *boomerang*, a distribuição dos traços forma uma concavidade para cima, sugerindo um padrão em que ocorre uma

diminuição inicial dos comprimentos dos traços e um decréscimo das idades até atingirem os menores comprimentos e em grupo de idades intermediária, ponto aonde o *trend* preferencial do gráfico se inverte, com um aumento progressivo dos comprimentos dos traços até atingirem as idades mais novas, verificado por Green *et al.* (1986), Brown *et al.* (1994), Gallagher e Brown (1997) e Gallagher *et al.* (1998). Os mesmos autores atribuem as idades mais recentes e com o comprimento entre 14 e 15 μm , ao momento de maior resfriamento e as idades intermediárias com os comprimentos reduzidos, como amostras mistas contendo registros pré e pós-resfriamento.

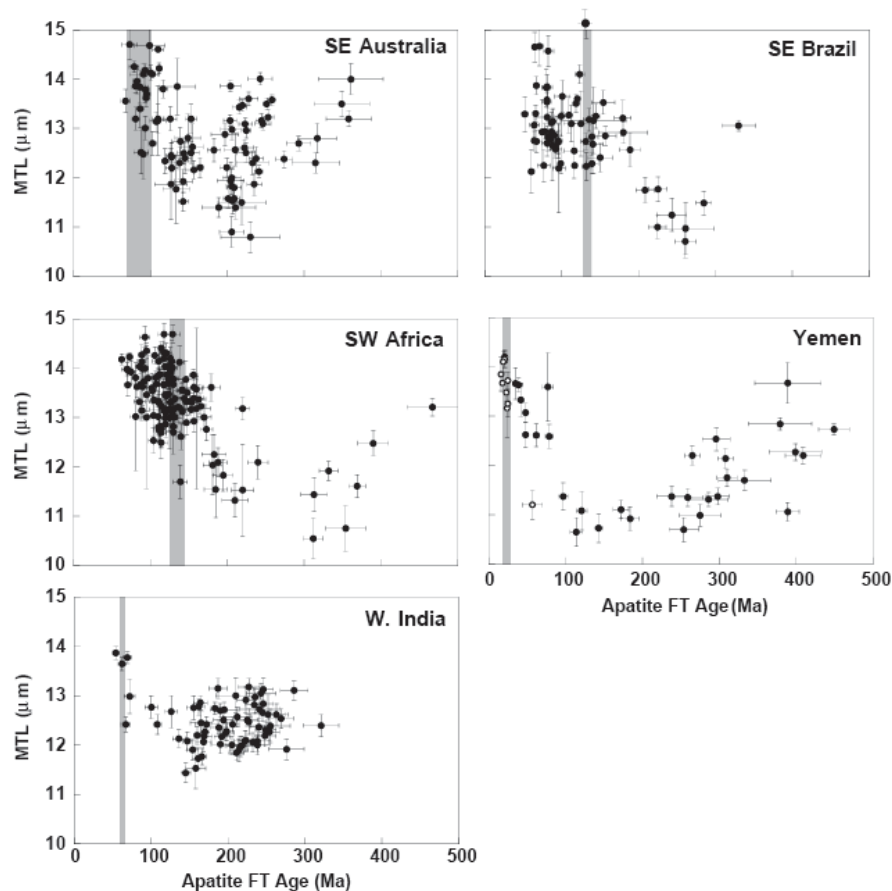


Figura 23: Comparação da distribuição do comprimento médio e idade em diferentes margens passivas (Gallagher *et al.*, 1998)

Apesar de todos os gráficos comprimentos dos traços *versus* idades, revelarem o padrão *boomerang plot*, cada localidade apresenta distinções e particularidades principalmente em relação à distribuição em relação ao principal evento *rift* de cada área. Para os autores Yemen apresenta uma distribuição coerente de uma história simples de resfriamento associado à fase *rift*, enquanto Brasil, África e Austrália possuem uma maior

complexidade por possuírem muitos eventos posteriores ao *rift*. Já na Índia são poucas as idades atribuídas ou mesmo posteriores ao *rift* e apresentam pouca variação de comprimento, mostrando que este evento teve uma pequena importância térmica na região e que provavelmente sofreu pouco com eventos denudacionais também.

Com respeito à distribuição das idades comparativamente a distância da linha de costa Gallagher *et al.* (1998) enfatizam que algumas margens apresentam uma tendência bem definida (Brasil e Austrália) as outras nem tanto, mas geralmente as idades mais novas concentram-se ao longo da costa atual e as idades mais antigas estão invariavelmente no interior dos continentes restritas as maiores elevações (figura 24). No entanto, as idades mais jovens não se restringem às regiões costeiras e também ocorrerem no interior, muitas vezes com idades semelhantes ou mais jovens do que a idade dos *rifts*.

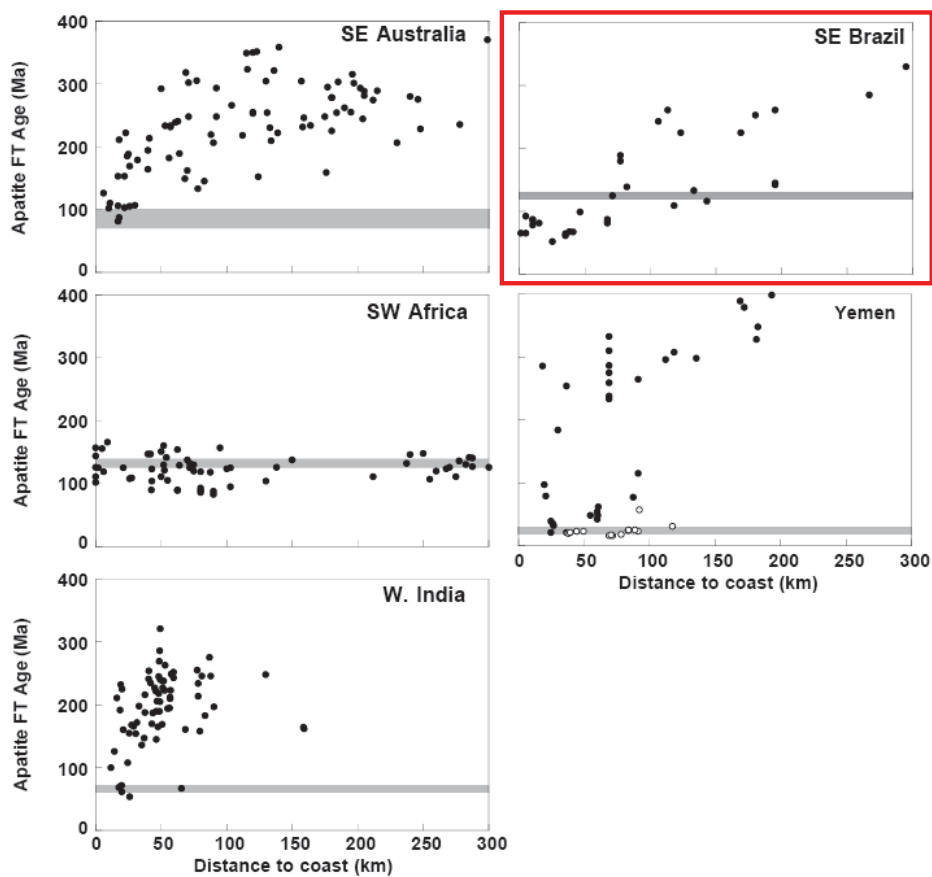


Figura 24: Distribuição das idades traços de fissão em função da distância da linha de costa, as linhas cinzas indicam a idade aproximada da abertura continental que deu origem a respectiva margem (Gallagher *et al.*, 1998).

Neste mesmo trabalho, foram propostos três modelos de margens continentais passivas, segundo as suas variações morfológicas e topográficas, que refletem as interações de denudação, redes de drenagem, litologia e tectônicas (figura 25). Os modelos são arqueamento para baixo (*downwarp*), recuo de escarpa (*scarp retreat*) e rebaixamento por esgotamento ou divisor fixo (*downwearing* ou *pinned divide*).

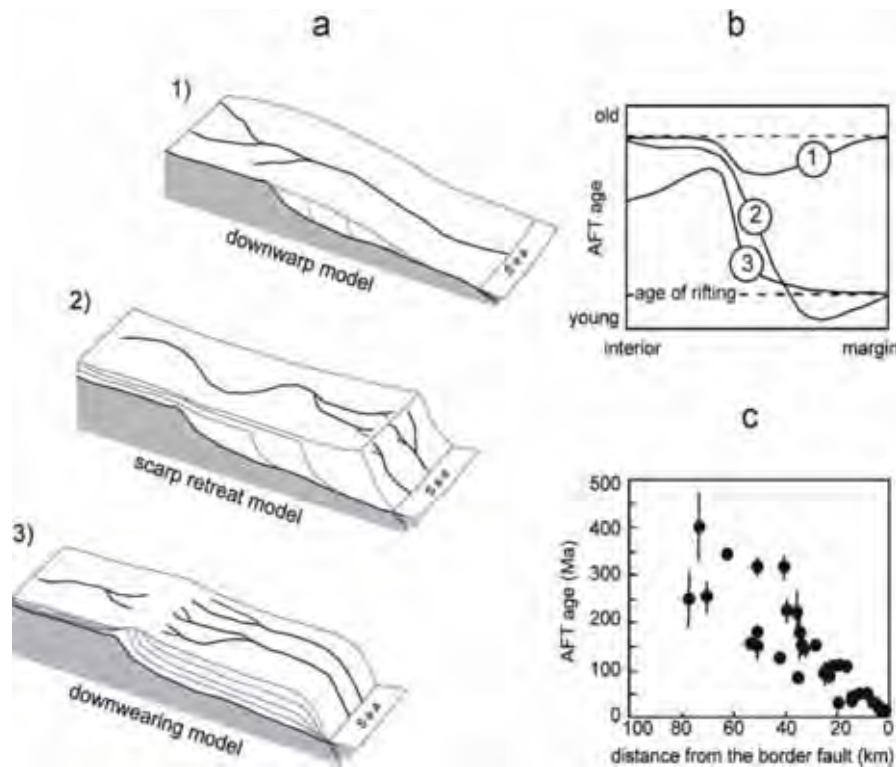


Figura 25: Modelos de margens passivas proposto por Gallagher *et al.* (1998).

Correlacionando os gráficos de dispersão nos diversos continentes, com os modelos propostos por Gallagher *et al.* (1998), os modelos denudacionais passíveis de aceitação são o recuo de escarpa ou o divisor fixo, pois é clara a percepção de envelhecimento das amostras em direção ao interior. Portanto, segundo esses autores, o processo de erosão não atuou da mesma forma em toda a região.

Mais recentemente, Silva (2006), Hiruma (2007) e Ribeiro (2007) em estudos baseados em análises de traços de fissão na Serra do Mar, identificaram a mesma distribuição das idades continente a dentro, ou seja, obtiveram idades decrescentes em direção à linha de costa. Porém, em seus estudos concluíram que o modelo de erosão proposto por Gallagher *et al.* (1998) simplesmente não comporta a evolução complexa da margem passiva do sudeste

brasileiro. Segundo estes autores o conhecimento prévio do arcabouço geológico e geomorfológico, acrescido dos resultados de traços de fissão evidenciam uma evolução tectonothermal regional complexa, atribuída a pulsos seqüenciais de soerguimentos, denudações e reativações, que culminaram na paisagem atual.

11. Preparação das Amostras



Figura 26: Fluxograma com a síntese da preparação das amostras

11.1. Coleta de Campo

Esta etapa consistiu em uma única incursão de campo, que concentrou no percurso que corresponde às áreas das bacias de Resende e Volta Redonda. Todos os pontos amostrados estão citados na tabela a seguir (tabela 6). Para as amostras que correspondem a região da Bacia de Taubaté, foram aproveitadas as amostras existentes no banco de dados do laboratório e as apresentadas em Genaro (2005).

Amostras	Coordenadas		Unidade estratigráfica/ Localização	Litologia
	X	Y		
TF – 958	550489	7518541	Fm. Resende/Bacia de Resende	Conglomerado
TF – 959	551283	7520908	Embasamento/Serra da Mantiqueira	Gnaiss + dique milonítico
TF – 960	543681	7513167	Fm. Resende/Bacia de Resende	Arenito
TF – 961	543276	7514580	Embasamento	Gnaiss
TF – 962	542472	7511595	Granito Funil	Granito
TF – 963	543493	7511983	Fm. Resende/ Bacia de Resende	Arenito
TF – 964	559144	7516602	Fm. Floriano/ Bacia de Resende	Arenito e argilito
TF – 965	566569	7515104	Fm. Resende/ Bacia de Resende	Arenito
TF – 966	580149	7521382	Fm. Ribeirão dos Quatis/Bacia de Resende	Arenito com seixos
TF – 967	578841	7511784	Embasamento	Xisto
TF – 968	595004	7507409	Ankaramito/Bacia de Volta Redonda	Basanito
TF – 969	595004	7507409	Fm. Resende/ Bacia de Volta Redonda	Arenito e argilito
TF – 970	596217	7506331	Fm. Resende/Bacia de Volta Redonda	Arenito
TF – 971	597655	7509312	Fm. Pinheiral/Bacia de Volta Redonda	Arenito
TF – 972	597282	7509966	Granito	Granito
TF – 973	529328	7509484	Embasamento	Gnaiss

Tabela 6: Amostras coletadas, em destaque estão as amostras em que foram obtidos grãos de apatitas para análises dos traços de fissão.

As coletas de amostras ocorreram a partir de afloramentos criados por cortes de estradas principais e vicinais, e tiveram a finalidade de estudo dos minerais (apatitas) contidos nos sedimentos das bacias e no embasamento circundante.

Cada amostra coletada tinha aproximadamente 10 kg de material, e foram armazenados em sacos devidamente identificados e numerados. Cada ponto de amostragem foi georeferenciado através de GPS.

11.2. Concentração das amostras

Após a coleta de campo as amostras foram concentradas no Laboratório de Preparação de Amostras Pedológicas e Geológicas (LAPEGE) do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro.

Primeiramente, as amostras foram secas e, em seguida, foram britadas manualmente para reduzir sua dimensão o suficiente para serem colocadas no britador de mandíbulas onde a amostra foi quase reduzida a granulometria de brita. Esta brita finalmente foi passada no moinho de rolos sendo reduzida à fração areia.

Na etapa seguinte a amostra foi peneirada com o auxílio de um suporte para peneiras, vibratória e automática por cerca de 30 minutos, cujo espaçamento da peneira é de 80 Mesh e recolhido o material fino. As amostras sedimentares foram passadas diretamente nas peneiras, com água, a fim de retirar da amostra a fração argila e fragmentos maiores. Depois do peneiramento o material obtido foi bateado, inicialmente através de bateia mecânica, sendo substituída pela bateia manual afim de um melhor aproveitamento das amostras que contêm menor quantidade dos minerais pretendidos.

O concentrado da bateia foi colocado em estufas para secagem, sendo em seguida foi feita uma separação magnética, através do eletroímã do tipo Franz nas amperagens 0.1, 0.4; 0.7, 0.9 e 1.4. Posteriormente, o concentrado não magnético foi colocado em um funil de separação contendo bromofórmio (líquido com densidade 2.8), onde os minerais com densidade maior que 2.8, como o caso da apatita e do zircão (densidade superior a 3.2), decaem no fundo do funil sendo estes coletados para separação manual na lupa com aumento de 40x.

Os grãos de apatita separados foram colocados em fileira nos moldes de silicone, e preenchidas por resina e catalisador Epóxi. Já os zircões tiveram que ser prensados em uma folha de teflon transparente, através de uma prensa acoplada a uma chapa que atinge até 300°C, fazendo com que o teflon derreta parcialmente e “englobe” os grãos de zircão.

Após o endurecimento das resinas e das folhas de teflon, estas são polidas com uma lixa, até que as amostras sejam desgastadas o mais próximo possível da metade dos grãos. No caso da apatita, também é lixado o lado contrário da resina (onde não tem grãos), para quando

for levada para o microscópio não haja um desnível muito grande em relação a mica (detector externo). Posteriormente, as resinas foram polidas em uma politriz rotativa lubrificada com vaselina líquida.

Em seguida, as amostras foram atacadas quimicamente. Para as apatitas utilizou-se uma solução de ácido nítrico (HNO_3 - 5%) durante 1 minuto a uma temperatura de 20°C e para os zircões a solução é um composto de KOH:NaOH eutético, durante um período mínimo de 4 horas, podendo atingir até 60 horas, a uma temperatura entre ~ 200 e 230°C . Isso para que os traços latentes sejam alargados, podendo ser observados ao microscópio óptico.

No caso do detector externo deve-se fazer um ataque inicial para que se ampliem os traços da própria mica (muscovita), a fim de que não sejam confundidas com os traços irradiados da apatita, a serem contados na mica. Após esse ataque, as micas foram colocadas sobre a resina/teflon e embrulhadas em papel celofane, para serem enviadas ao reator nuclear, no IPEN.

Ao retornarem, as micas ainda necessitaram de um novo ataque químico para revelação dos traços induzidos, com ácido fluorídrico (HF) a 48% por uma hora e vinte minutos, a 14°C , dado obtido por Franco (informação verbal). Somente então as amostras ficaram prontas para a contagem dos traços.

O procedimento de contagem e medição dos grãos foram efetuados no microscópio Zeiss Axioplan, acoplado um sistema da própria Zeiss, que possibilita o mapeamento dos grãos de apatita que estão incrustados a resina, a partir de pontos de referência marcados previamente (pontos de calibração). Automaticamente, o programa indica na mica os traços correspondentes às apatitas que foram mapeadas anteriormente na resina.

12. Resultados

12.1. Apatitas

Neste capítulo são apresentadas 5 idades obtidas na região das bacias de Resende e Volta Redonda, sendo somente duas localizadas no embasamento cristalino e as demais no interior das bacias. A localização das amostras pode ser melhor visualizada no mapa em anexo. Também foram localizadas na tabela as amostras da região da Bacia de Taubaté, cujos resultados foram obtidos durante a iniciação científica do mesmo autor. As tabelas 7 e 8 sintetizam a localização, litologia e resultados das análises dos traços de fissão aqui apresentados.

Amostra	Unidade	Litologia	Localização	Altitude (m)	Coordenadas (UTM)	
TF - 958	Fm. Resende	Conglomerado	Bacia de Resende	327	550489	7518541
TF - 967	Embasamento	Xisto	entre as bacias de Resende e Volta Redonda	305	578841	7511784
TF - 968	Derrame ultrabásico	Ankaramito (basanita)	Bacia de Volta Redonda	306	595004	7507409
TF - 969	Fm. Resende	Conglomerado/argilito	Bacia de Volta Redonda	306	595004	7507409
TF - 972	Embasamento	Granito	Bacia de Volta Redonda	-	597282	7509966
TF - 118	Embasamento	Gnaiss	Serra da Mantiqueira	784	481275	7501706
TF - 612	Embasamento	Biotita-Gnaiss	Serra da Mantiqueira	622	438699	7469802
TF - 615	Fm. Tremembé	Folhelho	Bacia de Taubaté	585	435356	7460844
TF - 740	Embasamento	Migmatito	Serra da Mantiqueira	1314	384377	7463733
TF - 746	Embasamento	Gnaiss	Serra da Mantiqueira	1002	420296	7472091
TF - 748	Embasamento	Migmatito	Serra do Mar	609	409915	7421283

Tabela 7: Localização e litologia das amostras de apatitas, em destaque as amostras obtidas neste trabalho.

Amostra	Unidade	Litologia	Localização	Altitude (m)	Coordenadas (UTM)	
TF - 749	Formação Resende	Conglomerado	Bacia de Taubaté	571	409461	7421645
TF - 839	Embasamento	Gnaise	Alto estrutural da Bacia de Taubaté	506	471647	7469637
TF - 840	Formação Tremembé	Folhelho	Bacia de Taubaté	493	475419	7477464

Continuação da Tabela 7: Localização e litologia das amostras de apatitas.

Amostra	N	N _S	N _I	χ^2 (%)	l (μ m)	Fluência	Idade aparente (ou idade central)	Idade Corrigida
TF - 958	4	130	51	30	13	$(1,96\pm 0,08)\times 10^{15}$	127 \pm 22 Ma	156 \pm 28 Ma
TF - 967	112	2421	2820	6,06	11,01	$(2,52\pm 0,08)\times 10^{15}$	56,5 \pm 1,9 Ma	84,3 \pm 6 Ma
TF - 968	53	289	635	27,79	13,65	$(2,52\pm 0,08)\times 10^{15}$	33,7 \pm 2,9 Ma	40,7 \pm 3,9 Ma
TF - 969	51	293	284	75,2	10,8	$(1,96\pm 0,08)\times 10^{15}$	58,4 \pm 5,2 Ma	89,1 \pm 9,7 Ma
TF - 972	3	48	40	30	10	$(2,52\pm 0,08)\times 10^{15}$	79 \pm 17 Ma	136 \pm 30 Ma
TF - 118	85	455	457	-	12,6	$(1,90\pm 0,12)\times 10^{15}$	51,8 \pm 5,6 Ma	65,5 \pm 7,2 Ma
TF - 612	80	527	645	-	11,4	$(2,53 \pm 0,19)\times 10^{15}$	60,8 \pm 6,7 Ma	86,2 \pm 9,5 Ma
TF - 615	21	164	225	-	13,3	$(2,53 \pm 0,19)\times 10^{15}$	53,4 \pm 7,4 Ma	64,2 \pm 8,9 Ma
TF - 740	87	1130	780	-	12,2	$(1,90\pm 0,12)\times 10^{15}$	55,83 \pm 5,4 Ma	73,46 \pm 7,1 Ma
TF - 746	119	1413	1414	-	12,6	$(1,90\pm 0,12)\times 10^{15}$	51,4 \pm 4,9 Ma	65,10 \pm 6,6 Ma
TF - 748	65	708	489	-	11,4	$(1,90\pm 0,12)\times 10^{15}$	80,96 \pm 8,51 Ma	114,7 \pm 12,15 Ma
TF - 749	14	125	110	-	13,5	$(2,10\pm 0,131)\times 10^{15}$	65,51 \pm 10,2 Ma	77,64 \pm 12,1 Ma
TF - 839	80	427	460	-	11,8	$(1,71\pm 0,061)\times 10^{15}$	29,23 \pm 2,7 Ma	39,9 \pm 3,7 Ma
TF - 840	10	112	222	-	15	$(1,71\pm 0,061)\times 10^{15}$	42,83 \pm 5,6 Ma	44,3 \pm 7 Ma

Tabela 8: Parâmetros/resultados do método traço de fissão: número de grãos (N), número de traços fósseis contados (N_S), número de traços induzidos contados (N_I), teste do qui quadrado (χ^2), comprimento médio dos traços confinados (l).

Para facilitar o entendimento das distribuições das idades corrigidas optou-se por apresentar também histogramas das idades grão a grão das amostras TF – 958, 967, 968, 969 e 972 (figura 27).

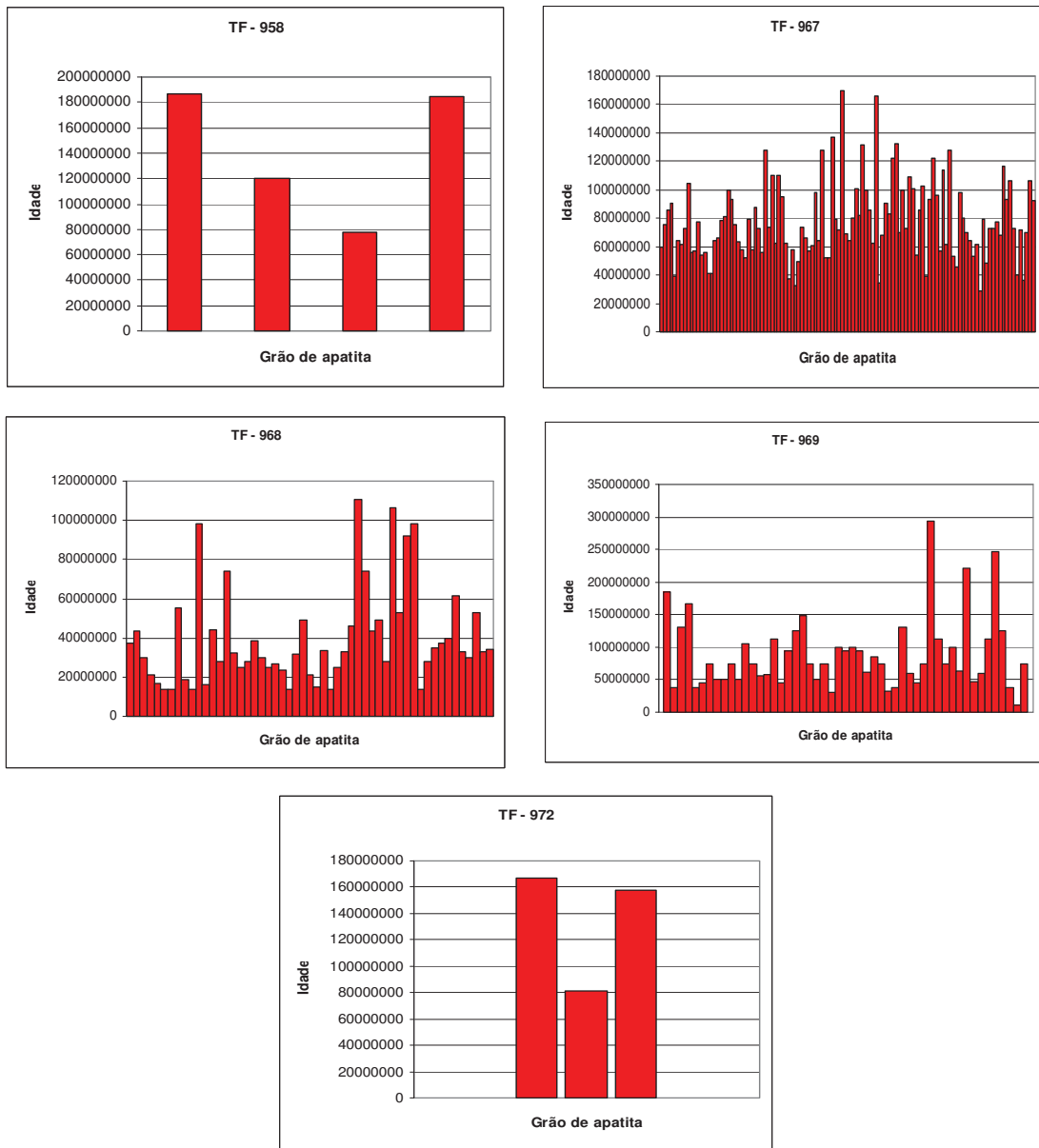


Figura 27: Histogramas das idades grão a grão, em apatitas, das amostras apresentadas neste trabalho.

A amostra TF- 958 consiste em um conglomerado da Formação Resende, situado na Bacia de Resende (foto 1), cujo afloramento encontra-se próximo ao portal de entrada da cidade de Penedo-RJ, bem próximo a borda da bacia.



Foto 1: Conglomerado da Formação Resende, onde foi retirada a amostra TF-958.

A amostra TF- 967, foi coletada no embasamento cristalino, entre as bacias de Volta Redonda e Resende, na Rodovia Presidente Dutra (BR-116), km 281, trata-se de um xisto pouco alterado (foto 2).



Foto 2: Embasamento aflorante, entre a Bacia de Resende e a Bacia de Volta Redonda.

A idade traço de fissão, desta rocha, também foi calculada a partir do programa Trackkey (R) (Dunkl, 2002), elaborado exatamente para o cálculo de idade por traços de fissão em EDM. Através deste programa além da idade, são obtidos gráficos de distribuição

radial das idades com seus erros relativos (*radial plot*) e histograma de frequência de idades grão a grão, com a respectiva curva gausseanica que melhor se ajusta ao histograma.

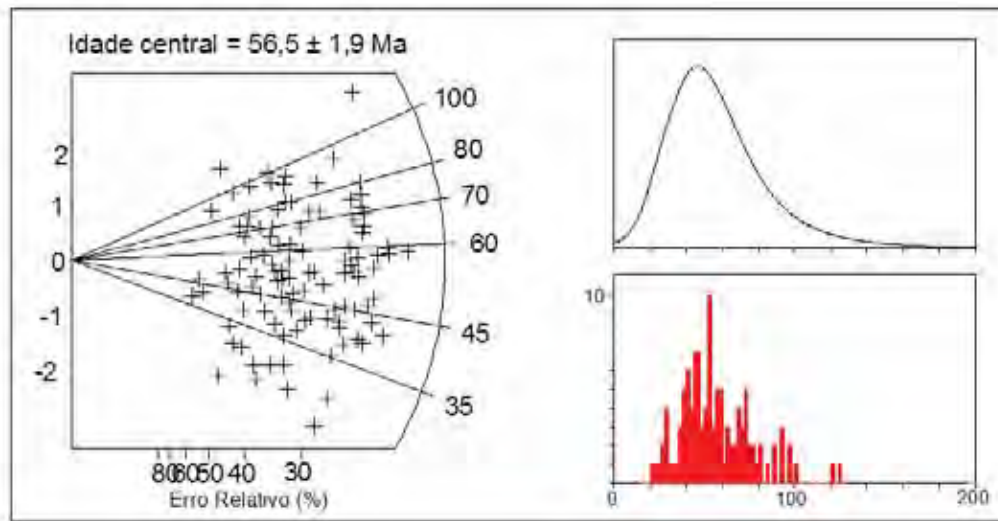


Figura 28: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-967.

Apesar dos gráficos mostrarem os resultados para as idades aparentes é possível verificar uma distribuição de idades em um leque relativamente pequeno, concentrados principalmente entre 40 e 80 Ma, já a curva de ajuste do histograma, associado ao teste do qui quadrado, que forneceu um valor aceito de 6,06 %, indicam que trata-se de uma amostra com uma única população de idades, o que é esperado para uma amostra pertencente ao embasamento cristalino.

A amostra TF- 968 é classificada na bibliografia como um basanita, ou ankaramito, pertencente ao *Gráben* Casa de Pedra na Bacia de Volta Redonda, de datações bem conhecidas por K-Ar e Ar-Ar, realizadas por Riccomini *et al.* (1983) e Riccomini *et al.* (2004). O afloramento encontra-se bastante alterado, restando poucos blocos do material magmático (foto 3).



Foto 3: Bloco de ankaramito no Gráben Casa de Pedra, na Bacia de Volta Redonda

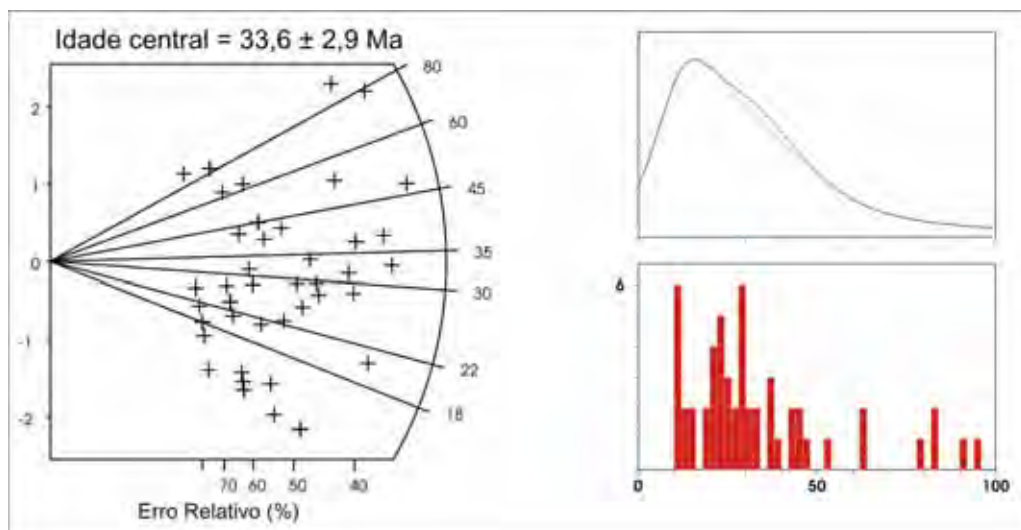


Figura 29: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-968.

É válido ressaltar que houve poucas medidas de traços confinados para essa última amostra, podendo haver uma subestimação ou superestimação da idade corrigida. A idade obtida é um pouco mais jovem do que a obtida pelos demais métodos isotópicos, mas considerando que se trata de uma amostra magmática de pouca espessura, não deve ter havido um longo período de resfriamento que justificasse um encurtamento dos traços e, portanto um grande aumento na idade corrigida, caso houvessem mais traços confinados.

A amostra TF- 969 é composta por rochas sedimentares pertencentes à Formação Resende, aflorante (neste ponto) logo abaixo ao derrame de ankaramito (TF- 968), no Gráben

Casa de Pedra, na Bacia de Volta Redonda. As camadas possuem um mergulho suave em direção ao derrame, sendo constituídas por porções ora mais argilosas ora arenosas (foto 4).



Foto 4: Camada argilosa e logo abaixo porções mais arenosa da Formação Resende.

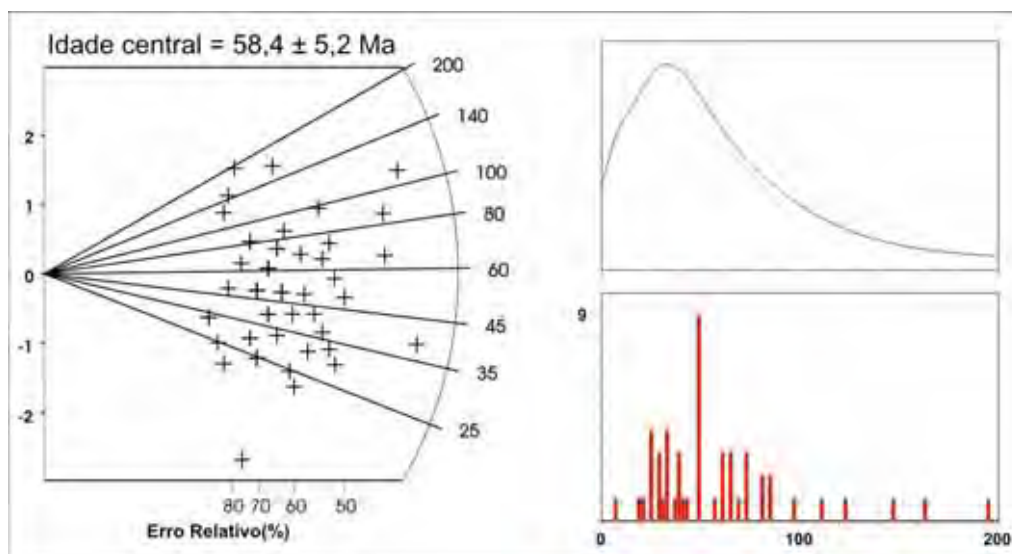


Figura 30: Gráficos de distribuição radial das idades aparentes (central) e histograma de frequência das idades, para a amostra TF-969.

A amostra TF- 972 é um granito encaixado em gnaisses, próximo à borda norte do *Gráben* Casa de Pedra. Trata-se de uma rocha pouco alterada (foto 5).



Foto 5: Granito encaixado no embasamento gnaissico a norte do Graben Casa de Pedra.

Somente duas das amostras que continham grão de apatitas, possuíam mais de 10 (dez) traços confinados passíveis de medições, são elas as amostras TF-967 (embasamento entre as bacias de Resende e Volta Redonda) e TF-969 (Formação Resende, na Bacia de Volta Redonda). A seguir são apresentados os histogramas de frequência de comprimento dos traços (figura 31), porém, por possuírem uma provável história térmica complexa não foi possível a compilação destas histórias.

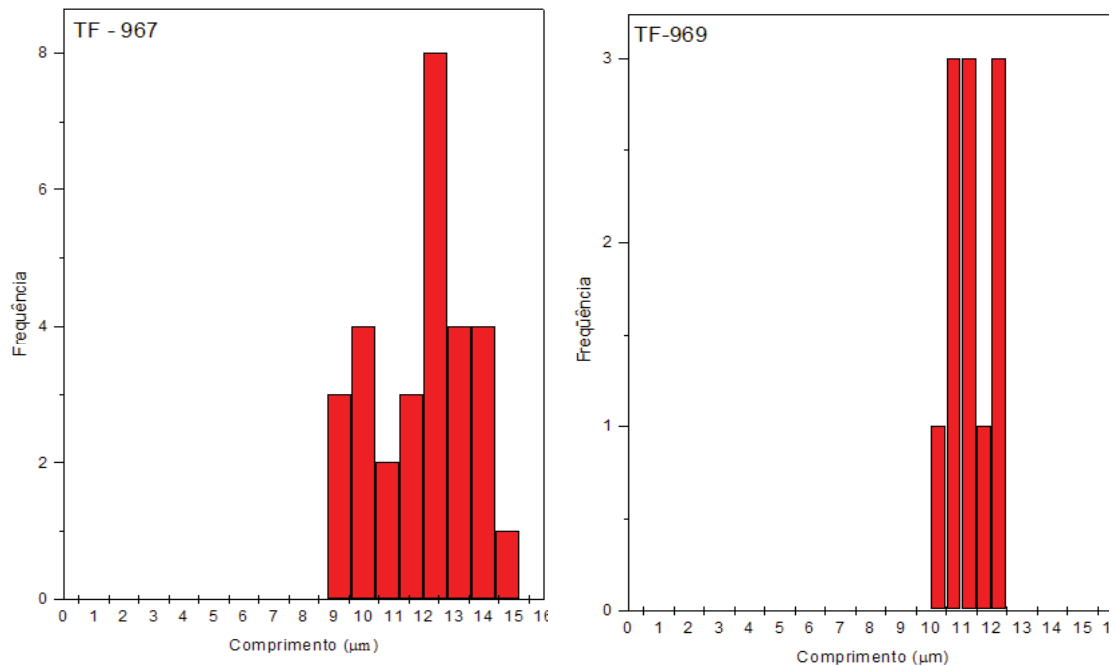


Figura 31: Histogramas com a frequência dos valores medidos de comprimento dos traços confinados.

A amostra TF-967 apresenta um histograma de frequência de comprimentos de base larga e uma distribuição bimodal, o que evidencia uma evolução complexa da área, pois pode registrar um evento de resfriamento rápido e outro de aquecimento e/ou resfriamento muito lento. Considerando que o registro térmico desta amostra começou em 85 Ma (idade fornecida pelos traços de fissão) e a localização da amostra (no embasamento entre as bacias de Resende e Volta Redonda), é possível dizer que eventos como o surgimento do *rift* continental, em ~50 Ma (Ferrari e Riccomini, 2003), ou a reativação de falhas que provocaram um possível deslocamento da Bacia de Volta Redonda (Sanson, 2006), bem como um alçamento da mesma (que apresenta boa parte de seu depósito, somente em pequenas manchas sedimentares), teriam perturbado a estabilidade térmica da amostra, provocando o apagamento parcial dos traços de fissão, resultando em mais de uma população de comprimentos.

Já a amostra TF-969 (Formação Resende, situada logo abaixo aos ankaramitos da Bacia de Volta Redonda) forneceu um histograma estreito, porém o pequeno número de traços confinados não permite tecer grandes conclusões sobre a evolução da amostra, somente que é muito provável que esta não sofreu grandes variações térmicas, tendo possivelmente um resfriamento rápido, próximo a idade fornecida pela amostra, de 90 Ma.

12.2. Zircões

As análises de traços de fissão em zircões partiram de resultados de idades compilados pelo Prof. Carlos Alberto Tello (relatório interno) e recentemente apresentados por Osório *et al.* (2008), tabelas e figura abaixo. No presente trabalho, a partir das mesmas amostras cedidas por Tello, foram medidos os traços confinados e realizada a correção das idades dos zircões, apenas para as amostras TF-39 e TF-20, não foram encontrados traços que permitissem uma medida confiável:

Amostra	Localização	Altitude (m)	Número de grãos	N _S	N _I	L/L0	P(χ^2) %	Idades dos Zircões [#]	Idades Corrigidas do Zircão	Idades Corrigidas da Apatita
CT – 1	SM	1324	25	621	1218	0,94 ± 0,08	90	388 ± 17	413 ± 22	160 ± 27
CT – 3	SM	1077	26	1118	1796	0,91 ± 0,03	1	342 ± 25	376 ± 29	130 ± 21
EA – 13	SM	1391	27	724	1269	10,16 ± 0,21	5	285 ± 19	309 ± 23	não tem
CT – 31	SM	723	26	1045	1160	0,86 ± 0,03	80	426 ± 23	495 ± 39	96 ± 16
TF – 40	SMAR	1063	20	1352	1753	0,94 ± 0,07	2	319 ± 23	339 ± 37	não tem
TF – 39	SMAR	1063	26	854	556	-	10	420 ± 39	420 ± 39*	67 ± 9
TF – 20	SMAR	0	22	769	944	-	25	363 ± 19	363 ± 19*	10 ± 1

Tabela 9: Idades obtidas por Tello (relatório interno) para amostras de zircão, no embasamento, sendo SM referente a Serra da Mantiqueira, SMAR é Serra do Mar, N_S é o número de traços espontâneos contados, N_I é o número de traços induzidos contados e P(χ^2) é o teste do qui-quadrado. (*) Idades não corrigidas (#) Idades aparentes calculadas por Tello (relatório interno) e Osório *et al.* (2008).

Com estas informações disponibilizadas, foram obtidos os valores de I/I_0 e a partir destes dados feitas as correções da idade (apresentadas também na tabela 9 acima) e geração de histogramas de comprimento (figura 32) e dispersão de idades no caso das bacias (figura 30).

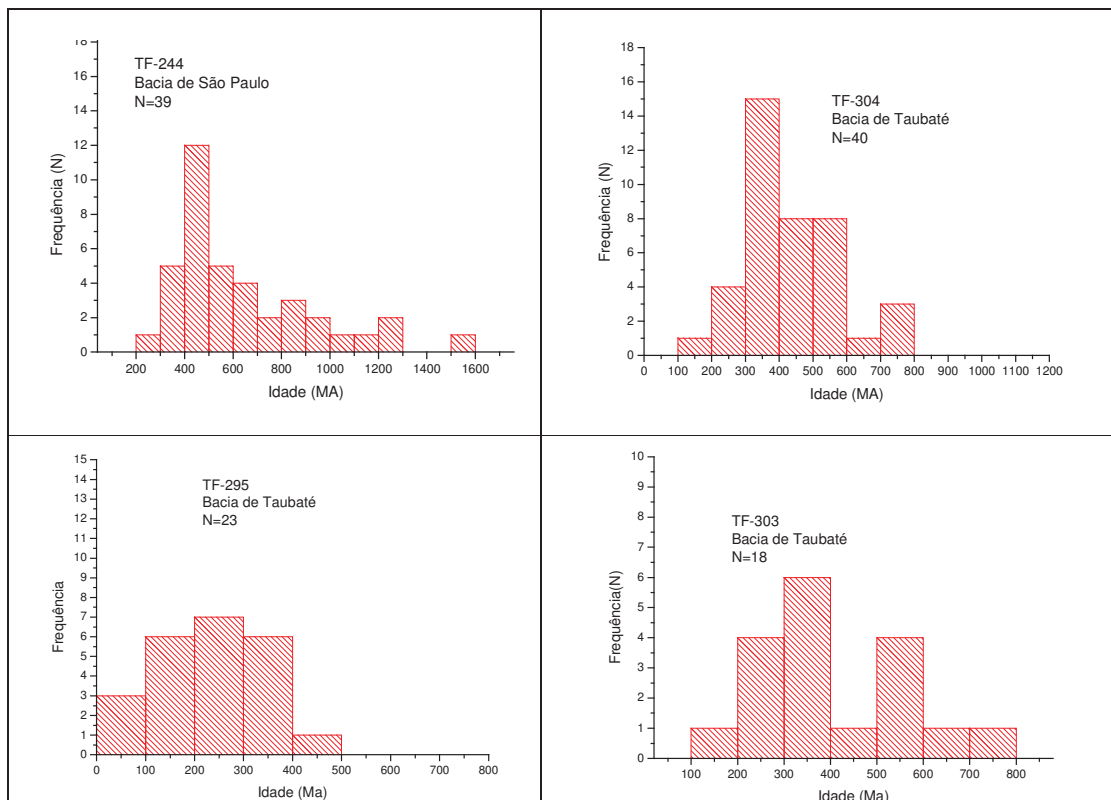


Figura 32 - Histograma mostrando a distribuição de idades nas bacias de São Paulo e Taubaté, obtidas por Tello (relatório interno) e Osório *et al.* (2008).

Sucintamente, pode se dizer que as amostras na faixa aonde insere-se este trabalho não apresentam um evento de *annealing*, ou aquecimento muito agressivo, pois os traços confinados ainda encontram-se extensos, considerando que os traços nos zircões se iniciam com $11,05 \pm 0,08\mu\text{m}$ (Yamada *et al.*, 1995).

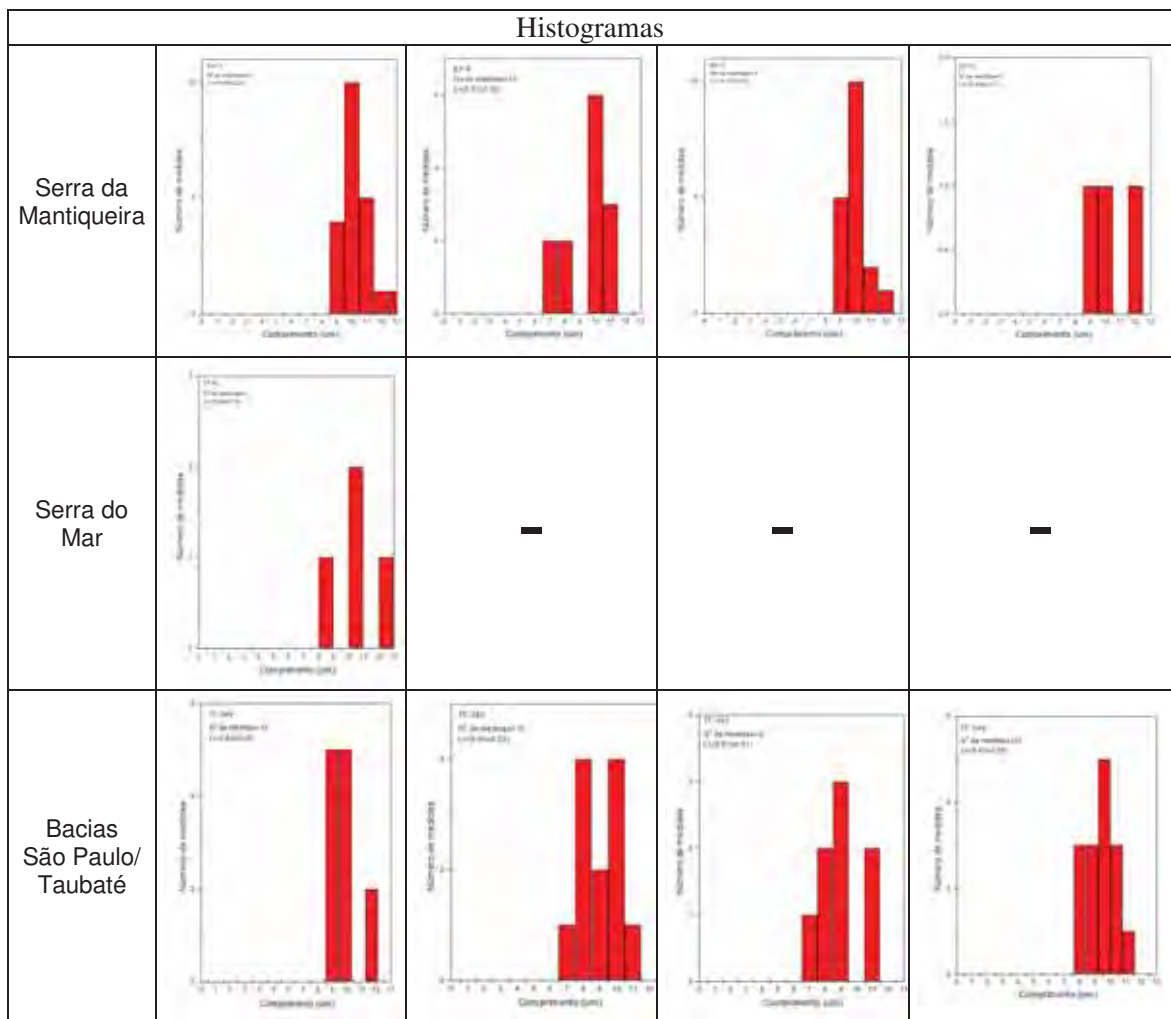


Figura 33: Histogramas de comprimento de traços confinados, para análises do grau de “*annealing*”

Na tabela a seguir são apresentados os valores obtidos para as amostras das bacias de Taubaté e São Paulo, indicando um *annealing* de cerca de 15% nas amostras, um valor consideravelmente alto de *annealing*, pois reduziu mais de $1\mu\text{m}$ do tamanho médio inicial do traço de fissão no zircão. O mesmo fenômeno de *annealing* não é observado nas amostras do embasamento cristalino, onde o *annealing* foi de $\pm 9\%$, já com valores bem menores que nas amostras sedimentares.

Amostra	Localização	Número de grãos	L/L0
TF - 295	B. Taubaté	23	0,81 ± 0,03
TF - 303	B. Taubaté	18	0,81 ± 0,05
TF - 304	B. Taubaté	40	0,85 ± 0,02
TF - 244	B. São Paulo	39	0.89 ± 0,02

Tabela 10: Dados das amostras de Tello (relatório interno), para as Bacias de São Paulo e Taubaté, bem como os valores obtidos para a relação L/L_0 .

12.3. Cálculos de taxas (soerguimento, denudação, transporte e/ou deposição)

São propostas duas análises para o cálculo de taxas e um modelo evolutivo:

- Baseadas em idades de traços de fissão em apatitas e idades deposicionais, retiradas da bibliografia existente para a área, em geral através de estudos palinológicos;
- Baseadas na comparação de dois geotermômetros utilizados nos estudos de traços de fissão (apatitas e zircões)
- Incluem além das idades obtidas pelos dois geotermômetros, algumas interpretações obtidas através de diversas histórias térmicas na região.

Modelo de Taxa 1 (taxa de tempo de trajeto)

Este modelo de taxa é semelhante ao cálculo de *lag-time* (tempo de trajeto), para zircões, de Garver *et al.* (1999) e Bernet & Garver (2005), em que é utilizado o princípio de que as idades obtidas pelas análises continham informações pretéritas a deposição nas bacias registrando informações pertencentes ao embasamento que forneceu o material depositado, integrando assim o tempo entre a temperatura de fechamento e tempo da deposição (figura 34). Este cálculo também já foi apresentado por Genaro (2005) em alguns dados da própria Bacia de Taubaté.

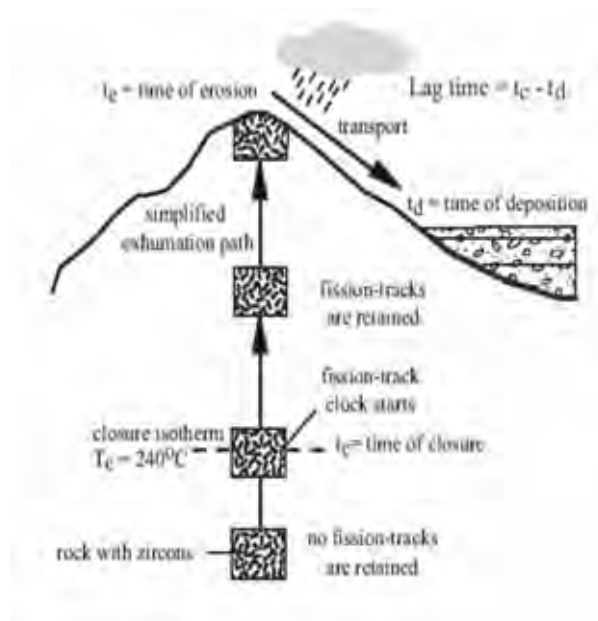


Figura 34: Modelo de *lag-time*, de Bernet e Garver (2005), para uma amostra em que o tempo de resfriamento está adicionado a uma superfície exumada e o tempo de deposição em uma bacia vizinha ao embasamento.

Como dito anteriormente, para o cálculo deste tipo de taxa é imprescindível que as idades dos traços de fissão, no caso deste trabalho em apatitas, sejam mais antigas do que os depósitos onde elas foram coletadas, assim sendo são consideradas herdadas. Também parte-se do pressuposto que não sofreram um *annealing* total e que essas idades começam a ser geradas quando a rocha hospedeira cruza a isoterma de 120°C, assim sendo esse registro começa a uma certa profundidade, aqui considerada aproximadamente 3 km (variando com o grau geotérmico), obtida pela fórmula a seguir:

$$P = \frac{T_{ir} - T_a}{G}$$

onde, P é a profundidade inicial, T_{ir} é a temperatura do início do registro (no caso da apatita 120°C), T_a é a temperatura ambiente (25°C) e G é o grau geotérmico adotado (25°C, 30°C e 35°C).

Temperatura →	25°C	30°C	35°C
Quilômetros (p/ 95°C) → (120°C menos a temperatura ambiente)	3,8 km	3,2 km	2,7 km

Tabela 11: Valores de profundidade de início de retenção dos traços de fissão em apatitas para cada grau geotérmico adotado.

Para o cálculo considera-se, portanto, que esse conjunto de rocha teve que percorrer esses ~3 km até a superfície, ou seja, os 3 km de rocha que se encontravam sobre a amostra teriam que ser erodidos e, para o caso deste modelo, inclusive a rocha que contém a amostra teria que ser erodida (figura 35).

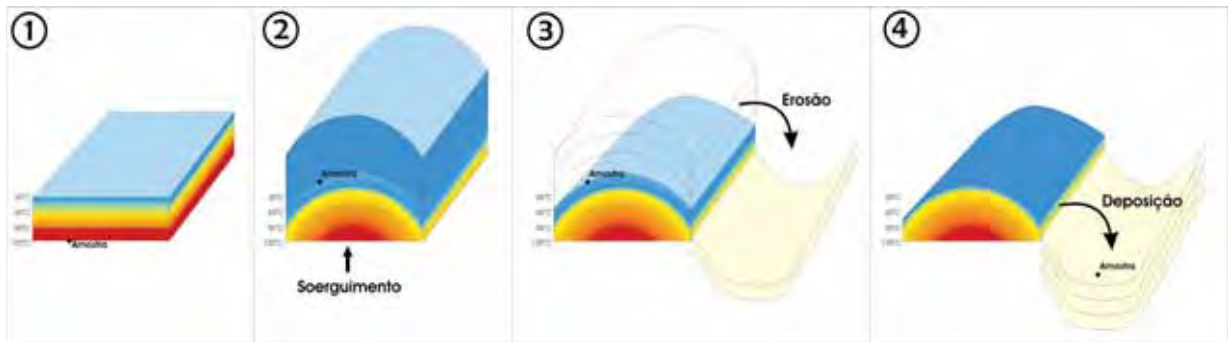


Figura 35: Modelo do processo pelo qual passa amostra durante o tempo de trajetória calculado como *lag time*.

Outros parâmetros analisados são as idades deposicionais, retiradas de literaturas, já bem conhecidas destas bacias, sendo mostradas no gráfico a seguir:

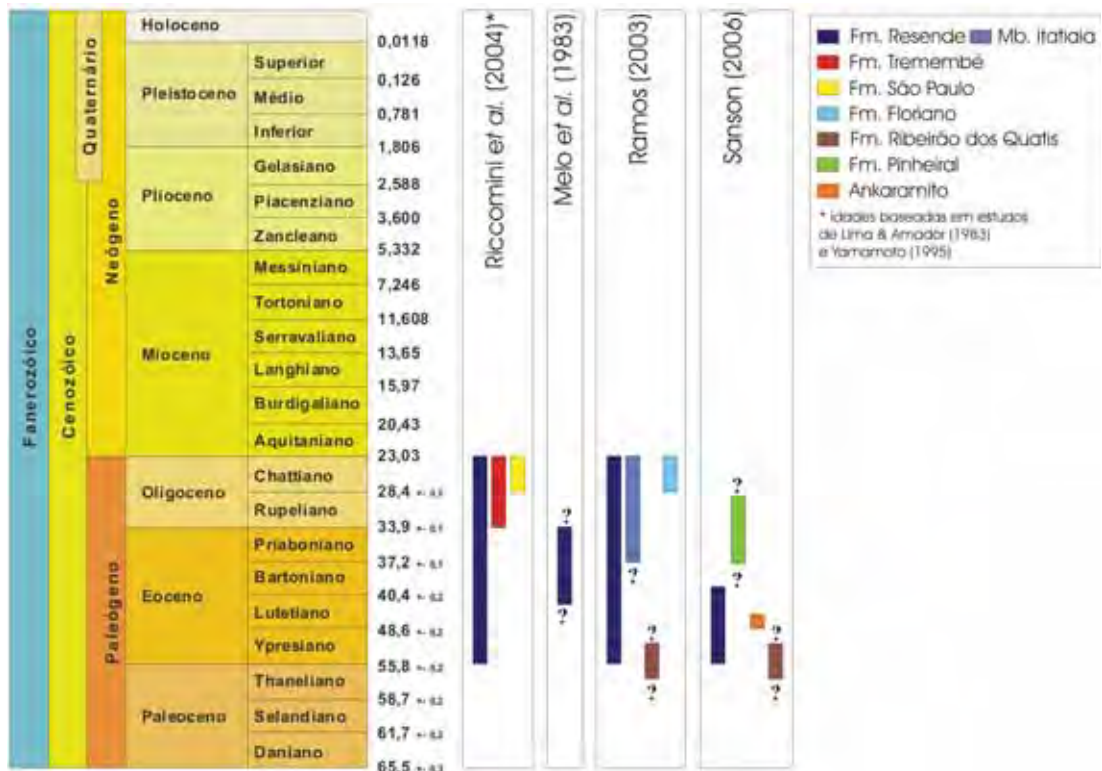


Figura 36: Idades de sedimentação de diversos autores, utilizadas como base para o cálculo de *lag time*. OBS: coluna estratigráfica apresentada baseia-se naquela definida por IUGS/ICS (2004).

Retirando da idade dos traços de fissão a idade deposicional (idade em que já sabemos que a amostra encontrava-se depositada na bacia), temos o tempo máximo em que a mostra percorreu os 3 km, foi erodida e transportada, até ser depositada na bacia. Como este modelo engloba a parte da erosão, optamos por chamar este “caminho” percorrido pela amostra de trajetória. Portanto este estudo fornece uma taxa máxima do tempo de trajetória (*lag time*), cujo valor foi obtido através da seguinte fórmula:

$$T_{lt} = \frac{P}{I_{tf} - I_d}$$

Sendo T_{lt} a taxa de *lag time*, P a profundidade inicial calculada anteriormente, I_{tf} a idade obtida através dos traços de fissão e I_d a idade ou intervalo deposicional da formação coletada.

A tabela 12 mostra os valores obtidos para o *lag time* da área:

Profundidade* / Amostra	3,8 km	3,2 km	2,7 km
TF – 958 (Fm. Resende)	0,038 – 0,028 km/Ma	0,032 – 0,024 km/Ma	0,027 – 0,020 km/Ma
TF – 969 (Fm. Resende)	0,11 – 0,057 km/Ma	0,096 – 0,048 km/Ma	0,081 – 0,041 km/Ma
TF – 615 (Fm. Tremembé)	0,11 – 0,092 km/Ma	0,094 – 0,078 km/Ma	0,079 – 0,066 km/Ma
TF – 749 (Fm. Resende)	0,18 – 0,070 km/Ma	0,15 – 0,059 km/Ma	0,13 – 0,050 km/Ma
TF – 840 (Fm. Tremembé)	0,38 – 0,18 km/Ma	0,32 – 0,15 km/Ma	0,27 – 0,13 km/Ma

Tabela 12: Resultados dos cálculos de *lag time*. (*) valores obtidos na tabela 11.

O valor médio de *lag time* para a área de estudo, através de uma média simples, é de 0,078 km/Ma (para o grau geotérmico de 25°C), de 0,066 km/Ma (para o grau geotérmico de 30°C) e de 0,056 km/Ma (para o grau geotérmico de 35°C).

É válido ressaltar que muito vem sendo discutido sobre a validade de estudos com *lag time* através de apatitas (Carter e Gallagher, 2004), pois este geotermômetro possui uma temperatura de fechamento baixa, o que poderia resultar em um "overprint" de eventos, ou seja, poderiam haver diversos eventos posteriores que modificassem esta história simples de resfriamento e deposição, principalmente no que se refere ao período posterior a deposição. Um aquecimento posterior a deposição poderia camuflar a idade máxima, causando um aumento na taxa obtida. Já o zircão, por possuir uma temperatura de fechamento mais

elevada, tem menor probabilidade que ter eventos posteriores de aquecimento que atinjam e a idade de fechamento, porém este possui uma variação maior de idades nos sedimentos o que não permitiu um estudo de *lag time* através deste geotermômetro.

Neste trabalho a utilização de idades em apatitas se justifica pelo conhecimento prévio da região estudada, considerada uma região relativamente estável, com eventos rápidos e localizados, o que não resultaria em uma “camuflagem” dos dados obtidos. Outro fator que foi considerado é a correção da idade, obtida através do método utilizado (calibração absoluta), que amenizaria o “overprint” caso este tenha ocorrido, por ser um método que considera os períodos em que a amostra esteve na zona de *annealing* parcial.

Modelo de Taxa 2 – Taxa de Soerguimento

Este modelo permite calcular a taxa de soerguimento, considerando dois geotermômetros (zircão e apatitas), com a mesma ferramenta, as análises de traços de fissão, pertencentes a um mesmo lugar, ou seja de uma mesma amostra. Para o cálculo é necessário o conhecimento da temperatura de “fechamento” de cada um dos geotermômetros, no caso do zircão a temperatura é de 240°C e para a apatita a temperatura é de 120°C.

Outro fator a ser observado para que o valor obtido a partir deste cálculo seja considerado confiável, é o *annealing* que deve ser semelhante nos dois geotermômetros ou somente ter ocorrido no mineral de menor temperatura de retenção, para garantir que durante o tempo de resfriamento entre as duas temperaturas de retenção não houve nenhum processo além do resfriamento contínuo.

Em síntese, a taxa é obtida com os seguintes dados: sabe-se que o registro da idade se refere ao momento em que a amostra cruzou a faixa de temperatura de início da retenção dos traços de fissão, é também estipulada uma variação do gradiente geotérmico na área (25°C, 30°C e 35°C), desta forma temos uma variação de temperatura, convertido em distância, e de tempo entre o início de retenção dos dois minerais.

A tabela a seguir mostra a variação em quilômetros entre os dois geotermômetros (zircão e apatitas) para os traços de fissão, baseado na variação de temperatura (240°C – 120°C = 120°C) de retenção:

Temperatura →	25°C	30°C	35°C
Quilômetros (120 °C) → (entre os dois geotermômetros)	4,8 km	4 km	3,43 km

Tabela 13: Cálculos para distância, baseados na variação de temperatura de retenção da apatita e do zircão, para cada grau geotérmico adotado.

For fim o cálculo é feito com a subtração a fórmula é a seguinte:

$$T = \frac{d}{V_{id}}$$

onde, T é a taxa de soerguimento, d é a distância (variação em quilômetros dos dois geotermômetros) e V_{id} é a variação de idades obtidas para os dois geotermômetros.

Para melhor visualização foram “plotados” no gráfico de idade *versus* temperatura as amostras que possuem valores de idades em apatitas e zircões. A partir deste gráfico são observadas as variações máximas de tempo entre esses dois geotermômetros, para cada serra (Mantiqueira e Mar).

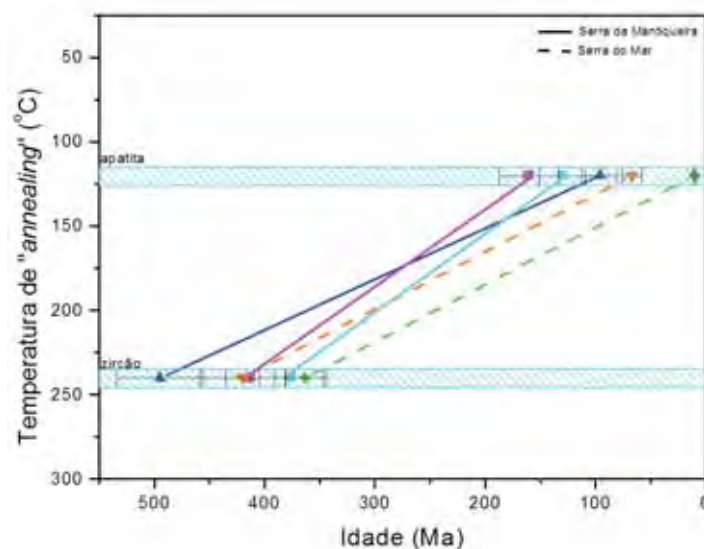


Figura 37: Gráficos da variação térmica *versus* tempo, aplicados nos resultados de traços de fissão em zircões em apatitas.

O gráfico deixa claro que há uma grande semelhança nas curvas de resfriamento nas duas serras, a velocidade do resfriamento é semelhante, trata-se de um resfriamento moderado

e contínuo por aproximadamente 400 Ma, porém a Serra do Mar possui idades mais novas o que indica um resfriamento posterior a Serra da Mantiqueira.

Os dados de traços de fissão em zircões e apatitas demonstram uma variação de ~ 399 Ma, na Serra da Mantiqueira e ~ 410 Ma, na Serra do Mar, conseqüentemente as taxas de soerguimento obtidas foram de ~ 0,012 – 0,008 km/Ma para ambas as serras (tabela 14).

Distância \ Taxa de soerguimento	4,8 km	4 km	3,43 km
Serra da Mantiqueira	0,0120 km/Ma	0,0100 km/Ma	0,0086 km/Ma
Serra do Mar	0,0117 km/Ma	0,0097 km/Ma	0,0084 km/Ma

Tabela 14: Taxas de soerguimento obtidas através de dois geotermômetros (apatita e zircão).

Modelo 3 - evolutivo

O último modelo proposto não fornece um valor para os processos sofridos pela amostra, mas um modelo tempo *versus* temperatura na evolução da rocha hospedeira. Este consiste na utilização das idades dos dois geotermômetros (apatita e zircão) acrescido ainda da análise em grupo das histórias térmicas obtidas para a área.

Este modelo evolutivo aplica-se em parte da Serra da Mantiqueira (região denominada em alguns artigos como Serra da Mantiqueira Alta), pois são desta região específica todas as amostras aqui apresentadas e que possuem idade de zircão e apatita, há também uma grande quantidade de histórias térmicas compiladas, utilizadas como se fosse uma única história agrupada.

A evolução termo-temporal tem seu início na idade de traços de fissão dos zircões, que fornece a informação da passagem da rocha hospedeira pela isoterma de 240°C, como os comprimentos dos traços confinados medidos evidenciaram que se houve um “annealing”, este foi de baixa intensidade, portanto admite-se que se trata de um alçamento progressivo (contínuo).

Ainda pelo modelo, o resfriamento inicial persiste até os 80-60°C, dado fornecido pelas histórias térmicas das apatitas (figura 38), que via de regra registram um início em temperaturas mais amenas, aquecendo posteriormente, mostrando que durante a passagem de registro da idade dos traços de fissão em apatitas, a amostra (rocha hospedeira) estava

resfriando de forma acelerada. A passagem pela isoterma de 120°C ocorreu muito rapidamente até atingir os 60°C (Tello *et al.*, 2005).

Serra da Mantiqueira

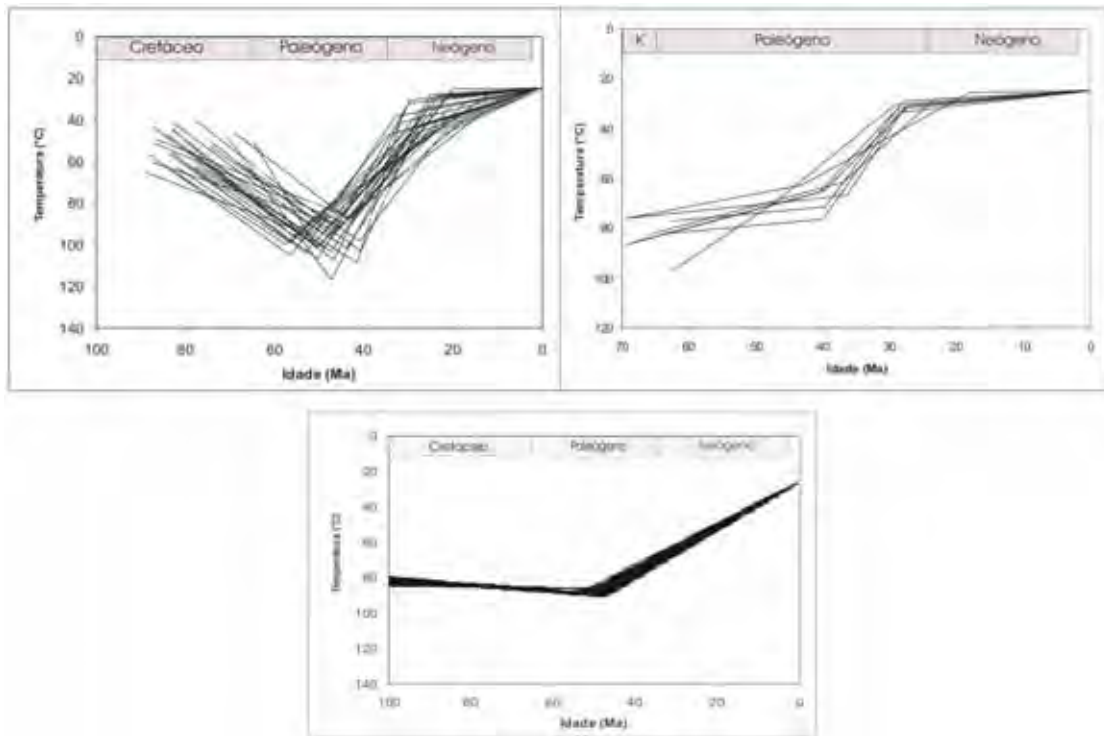


Figura 38: Histórias térmicas da Serra da Mantiqueira, ressaltando as histórias que registram um aquecimento iniciado em 60- 80 Ma.

As subsequentes informações são fornecidas unicamente pelas histórias térmicas, onde é comum um aquecimento no Paleoceno-Eoceno (entre 60 e 40 Ma), seguido de um resfriamento. Em algumas histórias térmicas aparece ainda uma estabilidade térmica no final da história, platôs de temperatura entre 40°C e 20°C, mas por se tratar de uma ferramenta com restrições em temperaturas amenas, o intervalo de retenção da apatita é de 120°C até 60°C, optou-se por não considerar a estabilidade como informação definitiva.

Acrescendo as histórias térmicas as variações das idades e temperatura de retenção, obtemos uma espécie de história térmica mais completa para a área em questão (figura 39).

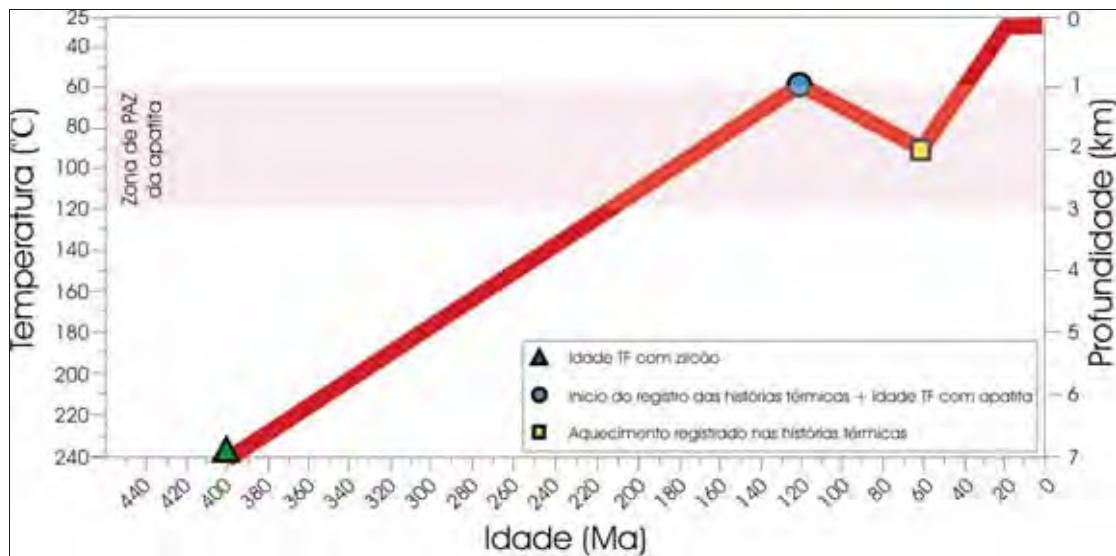


Figura 39: Modelo de evolução para a Serra da Mantiqueira, utilizando as idades traços de fissão em zircões e apatitas e histórias térmicas compiladas por comprimentos de traços em apatitas.

Este modelo não foi aplicado também para a Serra do Mar por considerar que esta possui uma evolução composta por uma sucessão muito maior de eventos termais, não podendo ser atualmente compilado em uma única história (Tello *et al.*, 2005).

13. Discussões

Mesmo com um número abaixo do ideal de resultados, porém com uma acervo razoavelmente bom de dados bibliográficos, foram tecidas algumas considerações sobre a região, com base nas análises dos traços de fissão.

Correlações de eventos geológicos com idades dos traços de fissão em apatitas

Para esta discussão vale ressaltar que serão utilizadas também amostras obtidas através de bibliografias, sendo portanto consideradas as idades corrigidas nos casos dos trabalhos de Tello *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2004), Genaro (2005), Ribeiro (2007) e Hiruma (2007), e as idades absolutas *zeta* nos casos de Gallagher *et al.* (1994) e Silva (2006).

Regionalmente, considera-se que o método permitem reconhecer uma série de eventos termocronológicos que exerceram alguma influência sobre a região sudeste do Brasil. Correspondendo desde eventos como soerguimento termal (intumescências), anterior a abertura do Oceano Atlântico Sul até eventos deformadores da paisagem no recente.

As idades mais antigas, superiores a **200 Ma**, encontram-se em terreno muito antigos e de grande estabilidade e, segundo Gallagher *et al.* (1994), seus traços encontram-se muito pequenos, havendo a possibilidade de ter havido uma superestimação dos dados. Assim sendo essas idades não serão discutidos.

O outro intervalo é de **155 – 115 Ma** (Cretáceo Inferior), e registra o primeiro grande evento termal, responsável pelo *reset* dos traços de fissão no sudeste brasileiro. Este intervalo

inclui o início dos processos de rompimento do supercontinente Gondwana, como as manifestações magmáticas no Arco de Ponta Grossa (Franco, 2006), e derrame basálticos do Serra Geral e diversos outros enxames de diques (Ernesto *et al.*, 1999).

Neste trabalho, duas amostras forneceram idades dentro do intervalo do Cretáceo Inferior. Sendo uma pertencente à Formação Resende, localizada na borda noroeste da Bacia de Resende, mostrando que o embasamento de onde provem os sedimentos registrou um aquecimento anterior (talvez intumescência) aos principais eventos tectônicos, e mesmo estando tão próxima as intrusões alcalinas de Itatiaia e Passa Quatro permaneceu inalterada.

A outra amostra foi coletada em um corpo granítico encontrado na região de topos de preservação de sedimentos da Bacia de Volta Redonda. Esta idade mostra que a intrusão (possivelmente correlacionada aos granitóides brasileiros sin-tectônicos) teve um soerguimento associado a abertura do Oceano Atlântico Sul e as intrusões basálticas. Porém, a colocação desta rocha parece ter ocorrido mais recentemente (no Neógeno), em um momento posterior a desfiguração da Bacia de Volta Redonda em pequenas “manchas” sedimentares, o que mostraria se tratar então de um soerguimento lento, iniciado no Cretáceo que perdurou até o Neógeno ou uma reativação com temperaturas mais amenas em épocas mais recentes, tais eventos culminaram na fragmentação da bacia nos atuais topos.

As idades de **90-65 Ma**, Cretáceo Superior, são correlacionadas ao início das manifestações alcalinas iniciadas em ± 82 Ma. Concomitantemente, essas idades são consideradas por alguns autores como origem da Serra do Mar, aproximadamente em 80 Ma (Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004), bem como um novo pulso da Serra da Mantiqueira, caracterizando, portanto, um período de um tectonismo que abrangeu toda a área. Este evento pode ser vinculado ainda ao fornecimento de sedimentos terrígenos e geração de grandes cunhas clásticas prográdantes na Bacia de Santos e instalação da “Bacia Bauru” (inserida na Bacia do Paraná), no Neocretáceo (Almeida, 1980).

As idades deste intervalo apresentadas neste trabalho foram obtidas em amostras coletadas na região entre as bacias de Resende e Volta Redonda, bem como em depósitos da Formação Resende, localizado abaixo do basanita Casa de Pedra. Estas apresentam valores de aproximadamente 85 e 90 Ma respectivamente, mostrando que esse soerguimento, já bem caracterizado regionalmente, alçou também os altos estruturais que segmentam o RCSB, assim como acabou gerando um aporte sedimentar para a bacia.

O gráfico de idade *versus* comprimento médio dos traços confinados, como proposto por Gallagher *et al.* (1998), para verificar o efeito *boomerang*, também indica que um grande evento de resfriamento ocorreu no intervalo entre os dois *rifts* (Atlântico Sul e Continental do

Sudeste do Brasil), pois neste intervalo concentra-se o maior número de idades jovens, com os maiores comprimentos de traços, indicando uma passagem rápida pela zona de PAZ.

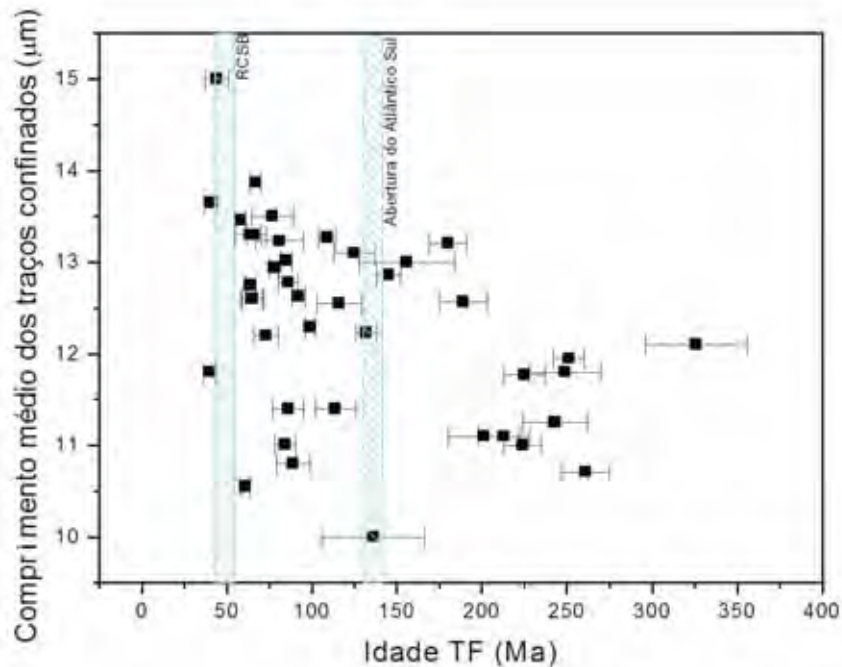


Figura 40: Gráfico *boomerang*, evidenciando um forte resfriamento na região, entre os dois *rifts*, aonde concentram-se os maiores comprimentos de traços e as idades mais jovens.

O último intervalo ocorreu entre **60-40 Ma** e destaca-se pois é o período de origem das bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, sendo também marcado por registros de reativação de falhas e novos pulsos na Serra da Mantiqueira (Guedes *et al.*, 2000; Ribeiro, 2003), em aproximadamente 60 Ma (Paleoceno).

O derrame ultrabásico (ankaramito ou basanita Casa de Pedra) da Bacia de Volta Redonda registrou a idade de ~40 Ma, semelhante à idade obtida para o Alto Estrutural de Aparecida no interior da Bacia de Taubaté, evidenciando um evento tectônico posterior a instalação do RCSB e concomitante a deposição dos leques aluviais da Formação Resende, possivelmente associado às mudanças nas direções dos esforços de Riccomini (1989).

Conformação da Paisagem

Em um contexto geral as amostras evidenciam um aumento das idades de traços de fissão conforme o avanço para o interior do continente, expondo idades de pouco mais de 30 Ma na Serra do Mar (margem continental), atingindo idades de até 243 Ma (no caso das

apatitas), em regiões mais distantes da Serra da Mantiqueira. Diversos autores já haviam atentado para tal fenômeno na região ou mesmo em outras margens de *rifts* (Gallagher *et al.*, 1998; Ghebreab *et al.*, 2002; Spiegel *et al.*, 2004; Van der Beck *et al.*, 1998, entre outros). Este acontecimento vem enunciar que a margem continental sofreu com eventos térmicos, e esteve mais ativa tectônica ou epirogeneticamente, até recentemente, enquanto o interior permaneceu um mais estável, nos últimos milhões de anos.

Porém, salientando somente à região mais próxima ao RCSB, as escarpas voltadas para esta estrutura apresentam uma variação de idades, representada pelo rejuvenescimento em direção as bacias, principalmente no lado norte (Serra da Mantiqueira), corroborando com estudos como o de Almeida e Carneiro (1998) que propõem uma evolução não por tectônica, mas por recuo de escarpa para a Serra do Mar. Esta variação provavelmente ocorre em função à instalação do próprio *rift* e de reativações de antigas zonas de cisalhamento.

A figura 41 (a seguir) é um modelo estatístico de *krigagem* gerado a partir das idades da área, e mostra a intercalação destas na direção NE, idades menores a SE, seguido por idades maiores a NW, sempre com uma tendência crescente do comprimento, porém com uma mudança de padrão próxima ao RCSB.

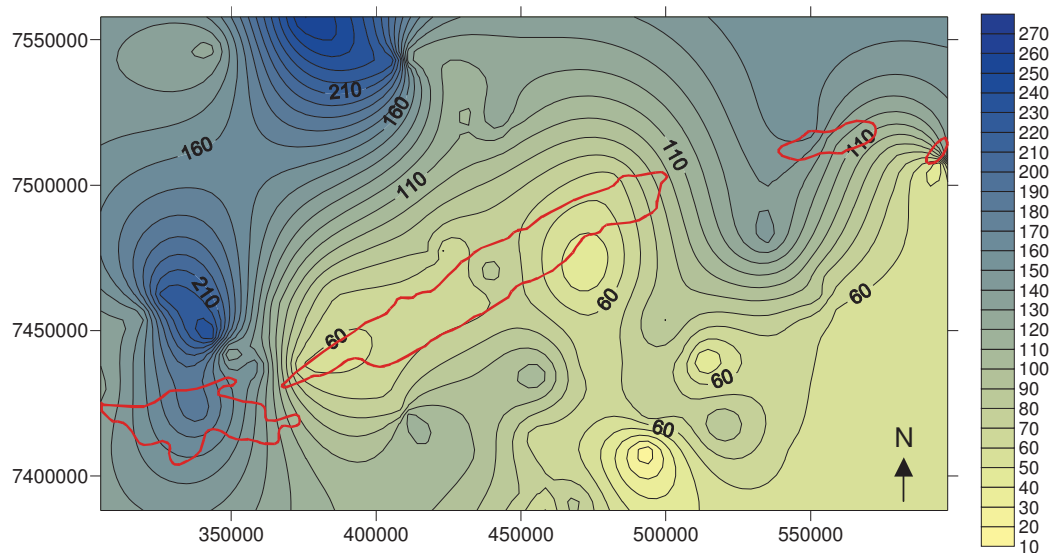


Figura 41: Mapa de distribuição estatística dos comprimentos médios dos traços confinados, na área de estudo. As linhas vermelhas são a localização aproximada das bacias do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil.

Portanto, os traços de fissão também identificaram que o surgimento do RCSB provocou uma reestruturação nas condições térmicas da área, associada a novos pulsos de

soerguimento e subsidência, corroborando com a evolução tectônica cenozóica que ocasionou o quebramento de uma superfície relativamente estável, proposto por Zalan e Oliveira (2005).

Em outra abordagem, mais localizada, através de perfis nas proximidades das bacias, são observadas variações contrárias as traçadas regionalmente, em direção a zona de deposição há um envelhecimento das idades traços de fissão. Para explicar tal distribuição sugere-se correlacionar as idades não só com relação ao distanciamento do depocentro da bacia, mas também em função de sua distribuição semi-vertical (cotas). Em um evento onde só ocorre o soerguimento espera-se que nas cotas mais baixas sejam encontradas idades mais novas e, nos topos das serras, idades mais antigas (pois a região mais alta passou primeiro pela isoterma que dá início a geração dos traços).

A disposição geral das amostras mostra um envelhecimento destas com o aumento da altitude, a percepção do envelhecimento fica mais fácil através de gráficos de idades por altitude.

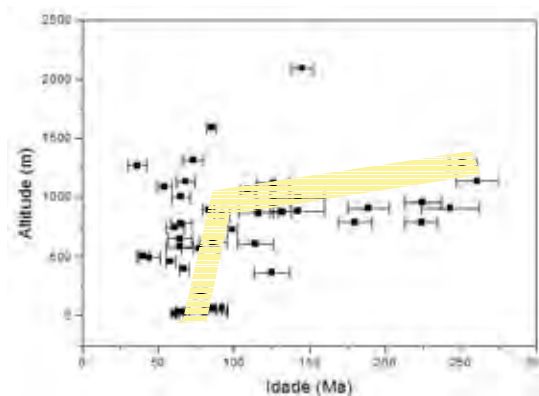


Figura 42: Gráfico idades x altitudes, mostrando o comportamento geral das idades das amostras, a sombra amarela indica a disposição preferencial do gráfico.

Agora em pequenos perfis próximos ao RCSB, fica evidente a distribuição contrária nos mesmos gráficos de elevação versus idade.

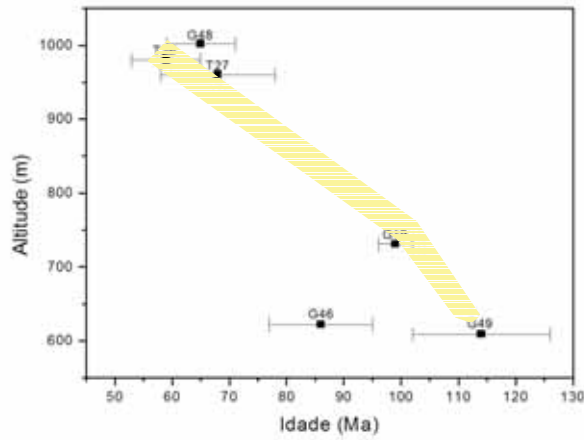


Figura 43: Gráficos idades x altitudes, mostrando mudança de comportamento próximo ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, a sombra amarela indica a disposição preferencial do gráfico.

O esquema proposto para este trabalho baseia-se na existência de uma sucessão de falhas configurando um modelo com blocos escalonados.

Guedes *et al.* (2000), Ribeiro *et al.* (2003) e Ribeiro *et al.* (2004) estudaram a aplicação dos traços de fissão através de perfis que continham falhas normais e mostraram que estas causam alterações na distribuição das idades ao longo da área. Ao contrário do encontrado neste trabalho, estes autores obtiveram idades mais antigas na capa (teto) e idades mais novas na lapa (muro), o resultado é correlacionado a pulsos tectônicos individuais, onde a região mais elevada já teria sido alçada anteriormente ao alçamento da parte inferior da serra (figura 44). Mais recentemente Ribeiro (2007) também atribuiu aos falhamentos na Serra do Mar, a distribuição heterogênea das idades traços de fissão na área.

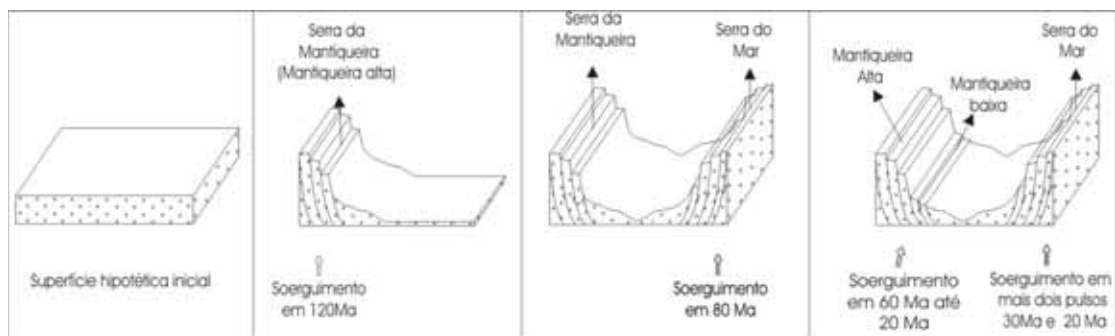


Figura 44: Evolução proposta por Hackspacher *et al.* (2004), Guedes *et al.* (2000) e Ribeiro (2003), baseados em estudos de traços de fissão em zonas de falhas na Serra da Mantiqueira (Modificado de Genaro, 2005).

A explicação para tal disposição das idades apresentada neste trabalho consiste na movimentação em blocos e uma erosão diferencial, para explicar as idades encontradas no embasamento próximo ao RCSB. Este processo ocasionaria uma erosão mais acentuada nos blocos mais altos, ou seja, nestes blocos as idades mais novas seriam erodidas, deixando expostas às idades mais antigas, ao contrário de um soerguimento simples seguido de uma denudação, em que as amostras do topo teriam idades mais antigas comparativamente à base (figura 45).

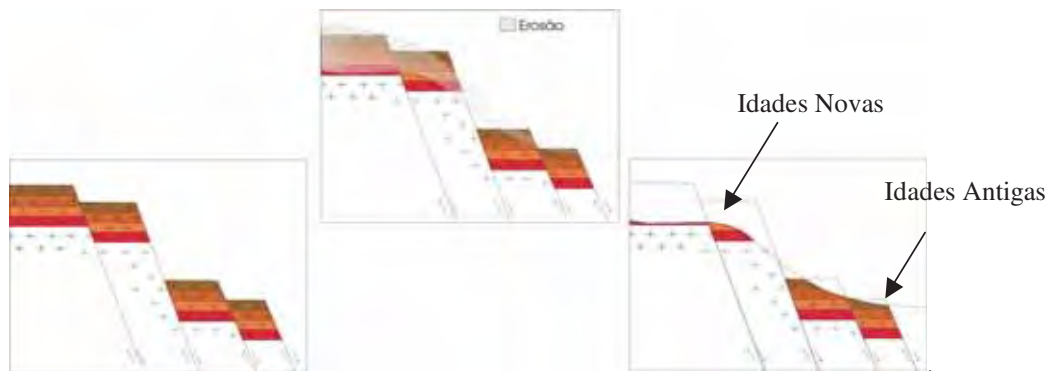


Figura 45: Esquema de denudação em blocos escalonados

Ghebreab *et al.* (2002) em estudo na margem oeste do Mar Vermelho propôs um modelo semelhante para as relações das idades obtidas e os planos de falhas deslocadas, em um pequeno *gráben* da região, a configuração proposta é mostrada na figura 46.

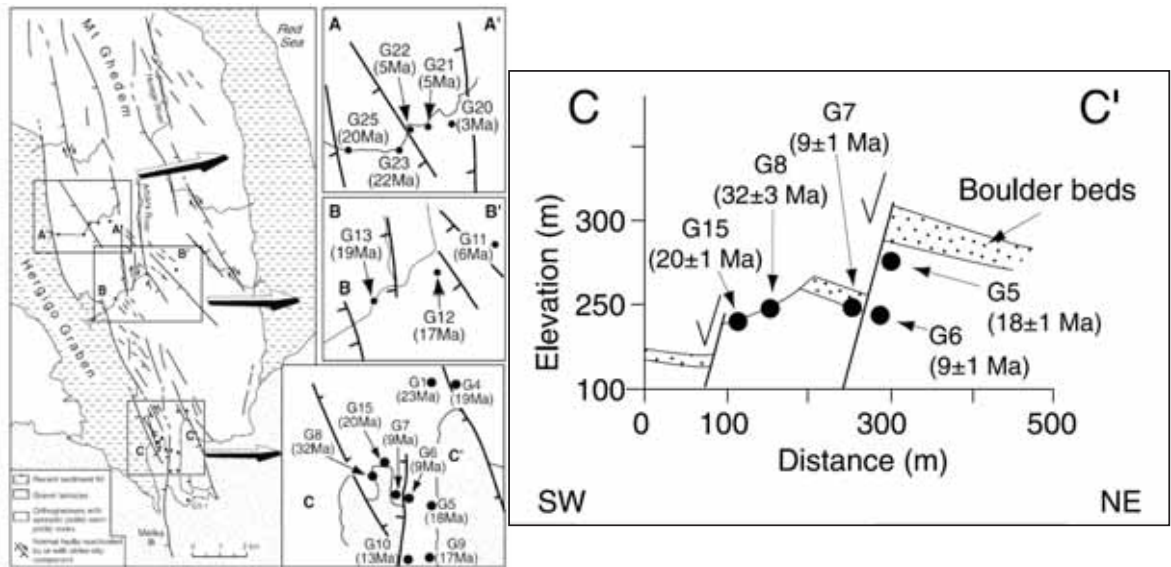


Figura 46: Localização e esquema da relação das idades com os planos de falhas em *gráben* da margem oeste do Mar Vermelho (Ghebreab *et al.*, 2002)

Deformações no RCSB

Outro ponto que pôde ser analisado apoiou-se nas idades obtidas no embasamento entre as bacias do segmento central do RCSB e altos estruturais. Trata-se do processo de desconfiguração do *rift* original, ou configuração inicial do mesmo, em outras palavras, avaliar se originalmente *rift* era segmentado ou não.

A utilização dos traços de fissão buscou o entendimento evolutivo dos altos estruturais como o de Arujá (entre as bacias de São Paulo e Taubaté), Queluz (entre as bacias de Taubaté e Resende - figura 47), Floriano – Barra Mansa (entre as bacias de Resende e Volta Redonda) e Aparecida (interior da Bacia de Taubaté – figura 48), visando reconhecer o instante do último evento térmico (superior a 120°C) atribuído ao soerguimento destes altos estruturais, e assim caracterizar se eles são anteriores ou posteriores a instalação do *rift*.

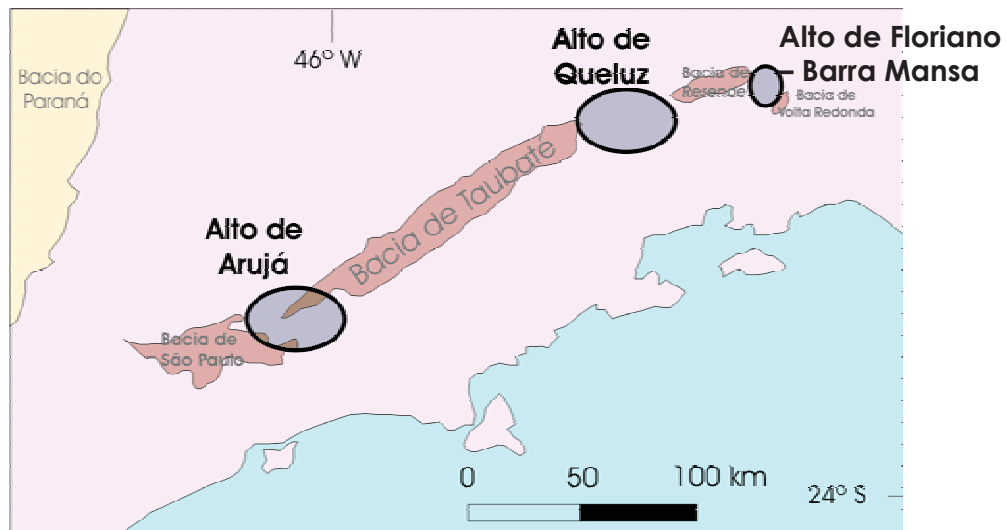


Figura 47: Localização dos altos estruturais de Arujá e Queluz, entre as bacias de São Paulo, Taubaté e Resende.



Figura 48: Localização do Alto Estrutural de Aparecida (modificado de Hasui e Ponçano, 1978)

Os resultados adquiridos identificaram idades de ~60 Ma (Tello *et al.*, 2003) no Alto de Arujá; de ~200 Ma (Hiruma, 2007) no Alto de Queluz, e de ~85 Ma (trabalho atual) para o embasamento aflorante no Alto Floriano – Barra Mansa. Estas idades mostram uma grande variação de pulsos tectônicos ocorridos nos altos estruturais entre as bacias, porém evidencia também que grandes pulsos já ocorriam, soerguendo esta região, muito antes da instalação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil no início do Eoceno (~50 Ma) perdurando até o período sin-deposicional. Entretanto estas idades mostram que a atuação de novos pulsos neotectônicos registrados internamente as bacias, e que por sua proximidade também afetaram estes altos estruturais, não atingiram temperaturas suficientemente elevadas para causar um “reset” nas amostras.

Esses resultados corroboram parcialmente com a idéia de que as bacias que compõe o segmento central do *rift* surgiram de forma independente, como proposto por Cobbold *et al.* (2001), Ramos (2003) e Ramos *et al.* (2006), pois as idades no interior das bacias de Taubaté (Alto de Aparecida) e Volta Redonda (basanita), expuseram um pulso térmico em torno dos 40 Ma, idade em que as bacias já se encontravam instaladas e concomitante a ação dos leques aluviais da Formação Resende.

As idades mais recentes nesta região evidenciam que os pulsos mais antigos registrados nos altos estruturais de Arujá, Queluz e entre as bacias de Resende e Volta Redonda não foram os últimos pulsos de soerguimento ao longo do segmento central do RCSB. Considera-se, portanto, a ocorrência de atividades tectônicas posteriores, ocorridas juntamente com o soerguimento encontrado no interior da Bacia de Taubaté, registrado pelo Alto Estrutural da Aparecida e pela manifestação magmática no *Gráben* Casa de Pedra, que podem ter ocasionado as evidências da neotectônica já bem conhecida nos sedimentos das bacias.

Cálculos de taxas

Como era de se esperar as taxas fornecidas a partir dos dois geotermômetros juntos, representando um valor médio de soerguimento, propiciaram valores muito inferiores as taxas de *lag time*, que além de representar o valor de soerguimento agrega os valores de erosão, transporte e deposição (trata-se de um ciclo bem maior em um período mais instável).

Considerando que a taxa de soerguimento só analisa o pulso no intervalo térmico de registro dos dois geotermômetros, e que o *lag time* tem seu início no final no início do registro do geotermômetro mais raso, utilizou-se da soma das médias simples dos valores obtidos nos dois cálculos, para determinar o valor total dos processos envolvidos para conformação da paisagem atual (100% = valor de todos os processos), ver figura 49.

Assim, é possível dizer que o pulso inicial de soerguimento representa um montante de 60% do valor da taxa de *lag time*, para essa região, os demais 40% são relacionados ao final do soerguimento, erosão, possíveis aquecimentos, transporte e deposição. Considerando para isso que os eventos representados pela idade dos traços de fissão em apatitas são, em sua maioria, relacionados a soerguimentos rápidos e que estes pulsos iniciais atingem temperaturas mais amenas do que 120 °C, os soerguimentos fazem com que as amostras neste mesmo pulso, atinjam temperaturas variando de 80°C a 60°C (Tello *et al.*, 2005).

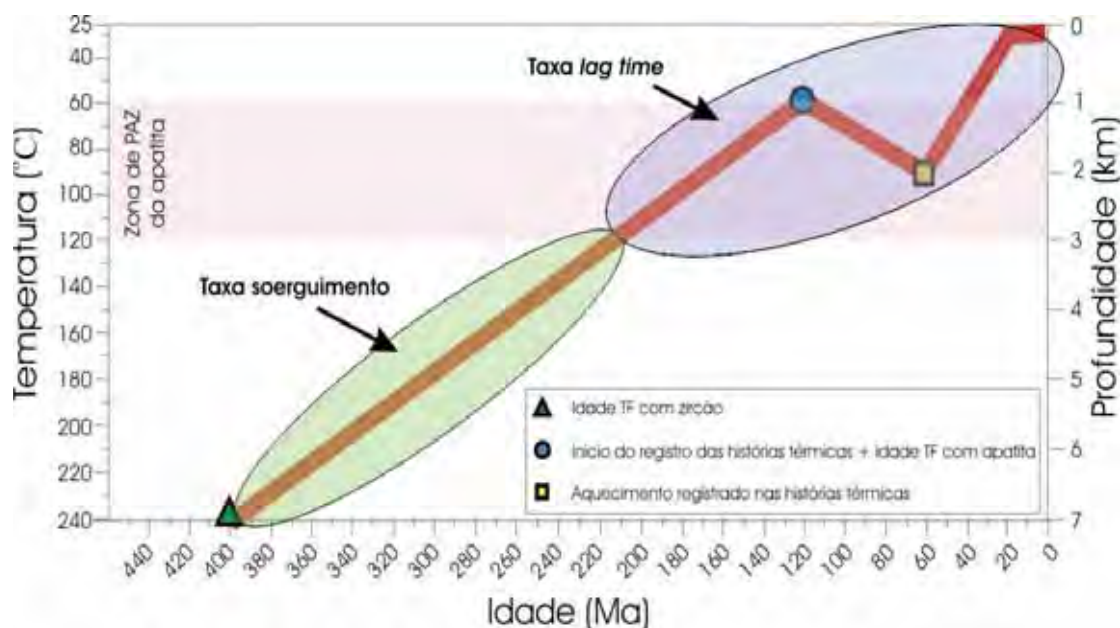


Figura 49: Modelo evolutivo para a Serra da Mantiqueira, com os momentos dos cálculos de taxas realizados neste trabalho.

Associação com os depósitos correlatos

Uma das propostas deste trabalho era fazer uma analogia dos processos tectônicos identificados pelos traços de fissão, com os processos que levaram a deposição nas bacias terciárias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

Apesar de algumas diferenças encontradas na distribuição litológica e temporal das três bacias estudadas, estas de forma geral possuem um preenchimento sedimentar muito semelhante (figura 50). Podendo ressaltar como principais diferenças a Formação Ribeirão dos Quatis (nas bacias do Rio de Janeiro), a Formação Tremembé (na bacia paulista) e o magmatismo (na Bacia de Volta Redonda).

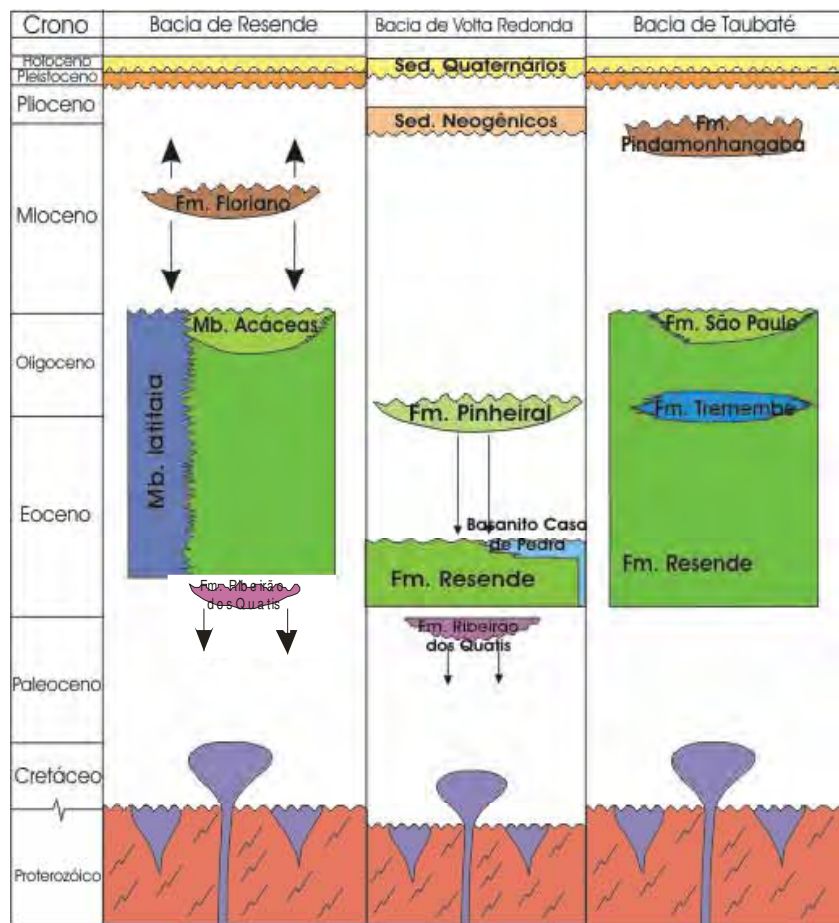


Figura 50: Compilação das colunas litoestratigráficas das três bacias em uma mesma escala de tempo.

Destas diferenças destacadas, somente na Formação Ribeirão dos Quatis não foi possível à obtenção de resultados por traços de fissão, para as demais unidades as idades obtidas podem ajudar a compreender a proveniência dos depósitos, e indicar os eventos a eles correlacionados.

Os dados fornecidos pelos zircões mostram uma correlação a eventos muito antigos, em torno de 800 Ma, que remete a conformação do supercontinente Gondwana, portanto não correlacionados ao RCSB. Mesmo as idades dos traços de fissão em apatitas dos sedimentos indicam pulsos anteriores aos eventos que propriamente geraram os sedimentos.

De forma simplificada as amostras sedimentares indicam que foram muitos os processos que resultaram na geração das áreas de proveniência dos depósitos destas bacias, pois foram obtidas idades, traços de fissão, muito variadas para os sedimentos.

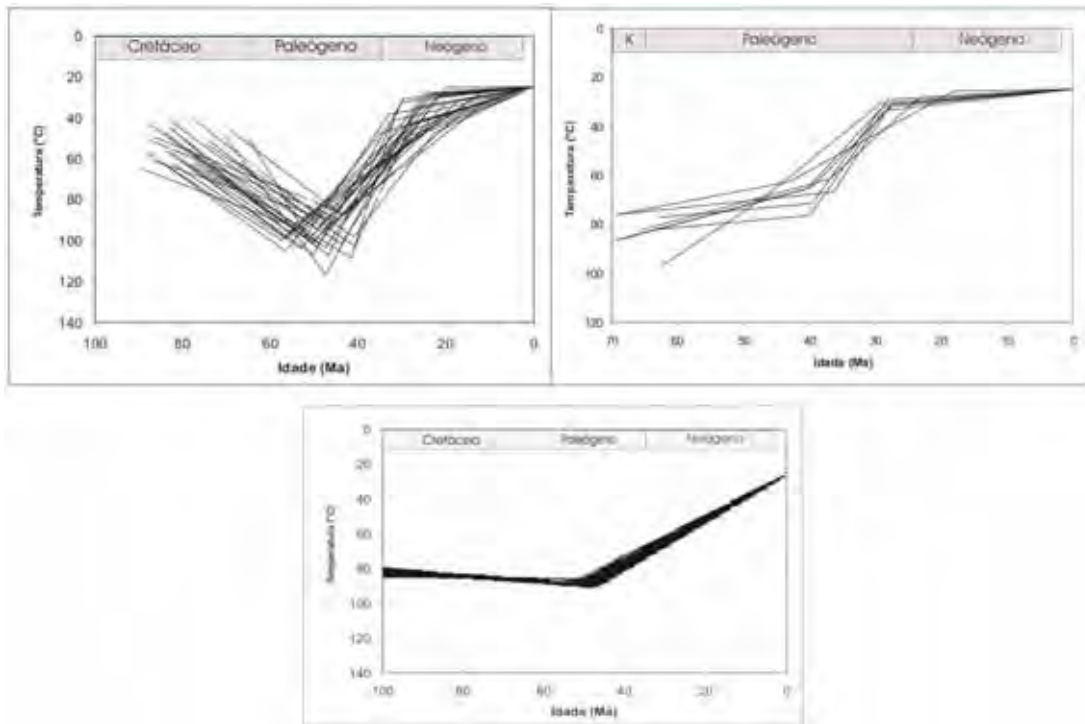
Idades em torno dos 70-89 Ma das amostras TF- 749 (Formação Resende, na Bacia de Taubaté) e TF-969 (Formação Resende, na Bacia de Volta Redonda) devem representar as

intrusões alcalinas, principalmente do Itatiaia, por sua proximidade com as bacias. As idades encontradas na Formação Tremembé, de 64 e 44 Ma, também estariam ligadas ao segundo pulso de soerguimento regional, também atribuído segundo alguns autores (Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003 e Ribeiro *et al.*, 2003) a origem da Serra da Mantiqueira Baixa (~60 Ma).

As idades obtidas para a exposição do embasamento na Bacia de Taubaté (Alto de Aparecida) e do magmatismo na Bacia de Volta Redonda em pouco mais de 40 Ma, indicam um soerguimento tectônico e/ou epirogênico, ainda um período de forte atuação dos leques aluviais da Formação Resende. Considerando que para estas idades estarem aflorando atualmente, há a necessidade de ter sido erodido o pacote sobrejacente, de cerca de 3 km, que se encontrava sobre essa rocha aflorante atualmente e que esse pacote tem de ter passado pela isoterma de 120°C algum tempo antes do registro de idade obtido. Considera-se portanto que esses 40 Ma representam apenas o final do alçamento que ocasionou a geração dos sedimentos da Formação Resende, podendo para tanto representar alçamentos próximos aos 50 Ma, como proposto por outras ferramentas de datação geocronológicas.

Como, de modo geral, as idades possuem valores superiores ao instante de instalação do RCSB, para auxiliar no entendimento da origem dos depósitos, são utilizadas as histórias térmicas obtidas no embasamento da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar (figura 51).

Serra da Mantiqueira



Serra do Mar

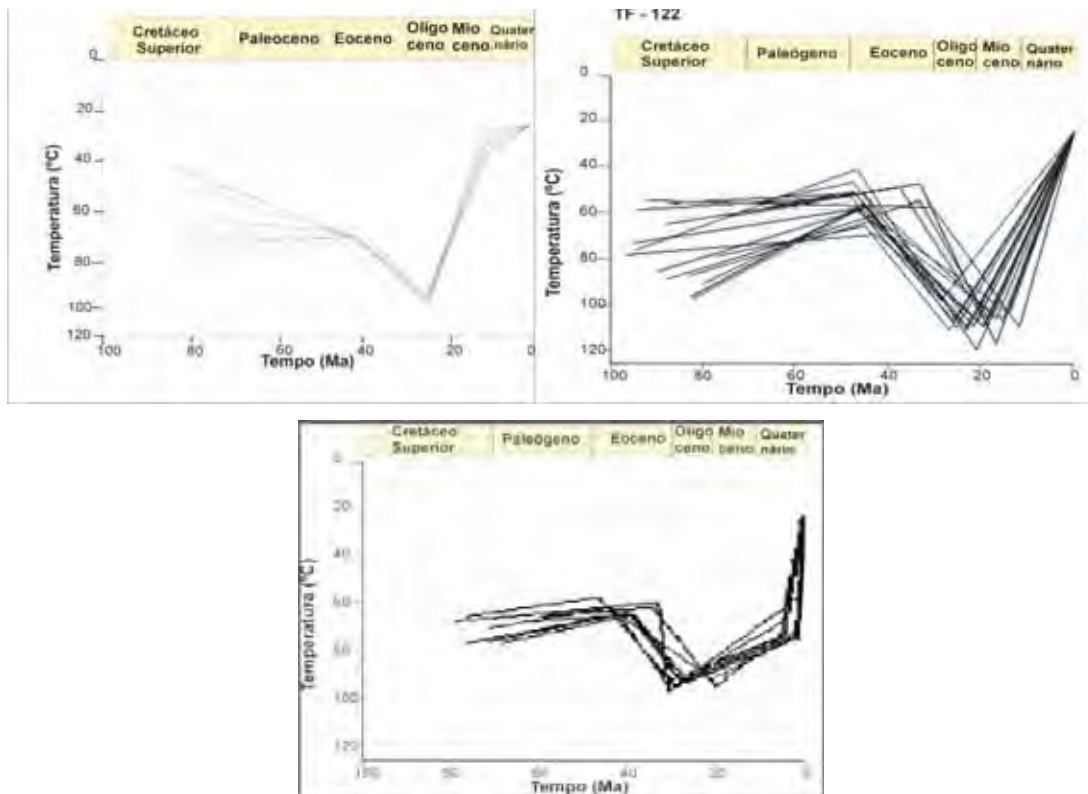


Figura 51: Histórias térmicas compiladas por Genaro (2005), Ribeiro (2007) e Tello *et al.*, (2005).

Foram atribuídas as atividades térmicas, eventos tectônicos de soerguimento, estabilidade e subsidência, sendo assim os resfriamentos iniciados em 50-40 Ma (Eoceno-Neo Oligoceno), percebidos nas histórias térmicas da Serra da Mantiqueira, seriam correlacionados ao soerguimento da borda norte falhada da Bacia de Taubaté, e, portanto da instalação dos leques aluviais da Formação Resende. Ressaltando que a correlação não é imediata, há um período entre o soerguimento, erosão e a deposição.

No período Neo-Oligoceno até o Eo-Mioceno há um período de estabilidade térmica na Serra da Mantiqueira, que possivelmente propiciou a geração de um novo nível erosivo, gerando novos sedimentos para as bacias. Na Serra do Mar neste período é registrado o fim de um aquecimento (subsidência e/ou alçamento de isoterma causando soerguimento), que poderia ser responsável por um aumento no espaço de acomodação da bacia e que em junção com o momento atribuído a Serra da Mantiqueira, teriam culminado na deposição lacustre da Formação Tremembé, na Bacia de Taubaté.

A Serra do Mar registra também um período de resfriamento que foi relacionado a um soerguimento no fim do Oligoceno e início do Mioceno, tal soerguimento teria acarretado um alçamento no substrato da Bacia de Taubaté em sua porção sudeste, sendo responsável por um basculamento para noroeste nesta porção da bacia. O alçamento do substrato teria sido responsável pela diminuição no espaço de acomodação da bacia acarretando no fim da deposição da Formação Tremembé. A tectônica miocênica estaria associada ao primeiro evento deformador do RCSB (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2003).

Correlação com os ciclos erosivos

Os estudos correlacionando traços de fissão e paleosuperfície usualmente são baseados em mapeamentos de topos aplainados e correlações altimétricas prévias, visando a partir destes a associação das idades traços de fissão com grupos semelhante de características geomorfológicas (Dorante, 2006; Ribeiro, 2007; entre outros).

Neste trabalho optou-se por tentar fazer uma associação regional, procurando resquícios de paleosuperfícies fragmentadas, através de intervalos que apresentam estabilidades térmicas que evidenciem um período de quietude tectônica e atuação de um ciclo erosivo (períodos sem geração de idades), porém a distribuição das idades não permitiu a identificação de nenhuma estabilidade marcante, principalmente através das apatitas.

Os dados fornecidos pelos zircões são semelhantes no embasamento e nas bacias sedimentares. No embasamento as idades encontram-se no intervalo de 300 a 400 Ma, assim

como nas bacias, cujos principais picos encontram-se na mesma faixa. O fato de haver idades semelhantes e mesmo nos depósitos correlatos não aparecer outro pico de idade tão marcante, sugere que após o evento térmico que gerou estas idades (300-400 Ma) houve uma estabilidade tectônica onde não foram geradas novas idades de resfriamento, possivelmente associada a erosão (isostasia) na região, que poderia ser correlacionada a superfície Itaguá de Almeida (1964), fragmentada e parcialmente depositada nas bacias do RCSB. O fato de as idades estarem registradas nas bacias cenozóicas indicam que houve um ciclo de erosão mais recente.

Outra suposição levantada anteriormente ao trabalho seria que ao subsidir, o embasamento abaixo das bacias do RCSB teria preservado uma superfície, possivelmente a Superfície Japi (~80-60 Ma, Almeida 1964), porém, os dados obtidos através das apatitas, neste trabalho, também indicaram que mesmo que essa superfície estivesse soterrada pelos sedimentos das bacias, uma tectônica em 40 Ma teria fragmentado essa paleosuperfície, com o alçamento, por exemplo, do Alto de Aparecida soerguido no meio da Bacia de Taubaté.

De uma forma geral o que pode se perceber é que a região possui diversos níveis nos quais poderiam ser associadas algumas superfícies de aplainamento, porém, um esfacelamento cenozóico e a atuação de ciclos erosivos recentes provocaram a formação de somente alguns picos preservados (desnívelamento), como proposto por Zalan e Oliveira (2005), que colocam a Superfície Japi originada através de um alçamento tectônico neocretáceo e posterior fragmentação da mesma pela tectônica de natureza tafrogênica cenozóica.

Ciclos mais recentes como o Velhas ou Paraguaçu, de King (1956), podem ainda ser consideradas como existentes, porém através dos traços de fissão em zircões e apatitas, não foi possível identificar estágios erosivos/estáveis tão recentes.

14. Conclusões

A grande variedade de idades no sudeste brasileiro, bem como a evolução complexa das histórias térmicas evidencia a diversidade de eventos que culminaram na configuração atual da região.

Muitos trabalhos fazendo uso dos traços de fissão, para entendimento da evolução de *rifts*, vêm sendo apresentado, como Ghebreab *et al.* (2002), Spiegel *et al.* (2004), Lisker (2004), Van der Beck *et al.* (1998), Cockburn *et al.* (2000) etc. De maneira geral esses trabalhos apresentam uma visão regional da margem passiva de *rifts* bem consolidados, como é o caso da margem passiva do Oceano Atlântico Sul. Porém, no caso da margem continental do sudeste brasileiro, o surgimento de novos esforços distensivos no cenozóico, que culminaram na abertura do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), tornou o entendimento da evolução desta região ainda mais complicado.

Os estudos têm mostrado uma variação de idades da costa para o interior do continente (com idades mais recentes na costa e idades mais antigas no interior do continente), porém, se observado localmente, estruturas como o RCSB perturbam significativamente esse “*trend*” geral de idades. Ao invés do proposto por Gallagher *et al.* (1998) atribui-se a evolução desta região a uma grande quantidade de eventos tectônicos até o recente e não somente eventos erosivos, devido a disposição destas idades “rejuvenescidas” por eventos cenozóicos.

O atual estudo aborda diversos aspectos os resultados das análises de traços de fissão, o que possibilitou gerar uma série de considerações

Os dados dos traços de fissão em zircões apresentados pouco acrescentam a evolução dos *rifts* da região (Atlântico Sul e Continental do Sudeste do Brasil), remetendo a eventos

principalmente atrelados a idades de amalgamação continentais que culminaram na formação do Gondwana. Contudo a utilização dos zircões possibilitou a estimativa de soerguimentos mais recentes, através de cálculos de soerguimentos, bem como a interpretações de paleo-superfícies que sofreram fragmentações durante a evolução da região sudeste brasileira, registrados por sua vez pelos traços de fissão em apatitas.

A primeira constatação da associação dos resultados de zircões e apatitas é um grande resfriamento lento, ou seja, não muito intenso e que persistiu durante um longo tempo, do Devoniano Inferior até o Cretáceo Inferior (400-120 Ma). Tal resfriamento não abrupto possivelmente é atribuído a fato de se tratar de uma região central do supercontinente Gondwana, sem grandes intervenções térmicas desde o último estágio de “colagem” (sutura) até os primeiros estágios do rompimento do continente.

Almeida (1966 e 1967) e Almeida *et al.* (2000) já haviam considerado um intervalo semelhante ao proposto como um “estágio de estabilidade” da plataforma brasileira, perdurando do Ordoviciano até Jurássico Superior (como algumas interferências distintas no Triássico). Os cálculos de taxas para este período através de resultados em zircões e apatitas registram um soerguimento lento, em torno de 12 a 8 m/Ma, até o Neocretáceo.

Os resultados fornecidos pelos traços de fissão em apatitas por sua vez mostraram variações térmicas distribuídas espacialmente e temporalmente, possibilitando considerações térmicas/evolutivas nesta região do sudeste brasileiro desde os primeiros indícios de “quebramento” continental. Como primeira constatação, pode se dizer que no intervalo de retenção da apatita houve um aumento considerável na taxa *lag time* obtida, em torno de 66 m/Ma, podendo haver uma variação entre o resfriamento das rochas de proveniências distintas (Serra da Mantiqueira e Serra do Mar).

De forma sucinta, podemos ressaltar que existem dois focos principais identificados neste trabalho, um regional, associado a abertura do Oceano Atlântico Sul, no qual observa-se uma distribuição de idades crescente em direção ao interior, gerados tanto em função de processos erosivos mais atuantes nas bordas continentais, quanto da concentração de eventos tectônicos mais recentes nas áreas mais instáveis durante o rompimento continental. O outro foco corresponde a uma reativação, muitas vezes atribuída a origem do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil em seu compartimento central, reconhecido através de idades mais novas (um rejuvenescimento) ao redor e nesta área.

Entende-se, portanto, que a evolução (a partir das apatitas) iniciou-se no Cretáceo Inferior, com uma intumescência térmica, com foco principal ao longo da futura zona de quebra continental, distribuindo-se radialmente a essa área. O aquecimento deste intervalo de tempo também é associado a enxames de diques bem conhecidos desde o sul (no Arco de Ponta Grossa – Franco, 2006) até o outro extremo da Serra do Mar (Ribeiro, 2007) e o grande derrame basáltico Serra Geral (Ernesto *et al.*, 1999). Tal evento térmico é reconhecido, neste trabalho, na Serra da Mantiqueira, em áreas afastadas da atual linha de costa.

Posteriormente, em 90 Ma, intrusões alcalinas muito próximas as bacias de segmento central do RCSB causaram uma nova geração de idades, com grande correspondência nas idades obtidas internamente as bacias, justamente devido à proximidade destas intrusões, principalmente na Bacia de Resende, ressaltando que até esse momento, ainda não existiam as bacias do *rift* continental. Outro evento climático posterior é que levou a deposição das rochas destas intrusões para as bacias. Outro registro térmico concomitante a este é um alçamento da Serra do Mar, considerado na literatura (Ribeiro, 2007; Hackspacher *et al.*, 2004; Tello *et al.*, 2003, Chang *et al.*, 1992 e Almeida *et al.*, 2000) como o primeiro grande pulso tectônico registrado por traços de fissão, ou seja, evento que apagou qualquer idade anterior a esta. Tal evento também é reconhecido até a região sul, no Arco de Ponta Grossa através de datações isotópicas de Vignol-Learge *et al.* (1994), de ~86 Ma.

A seguir iniciam-se os processos que deram origem ao *Rift* Continental de Sudeste Brasileiro, no Paleógeno, causando um novo rejuvenescimento das amostras que o cercam. Atribui-se a esses eventos abatimentos em blocos e a inversão da distribuição das idades em superfície e nas altitudes mais baixas do embasamento cristalino próximo ao *rift*, além de um alçamento que gerou um novo pico no aporte sedimentar, nas bacias continentais e um período de pouca sedimentação nas bacias costeiras (Bacia de Santos- Figura 52).



Figura 52: Carta estratigráfica da Bacia de Santos, ressaltando um pequeno intervalo de retração no processo de sedimentação entre o Eoceno e o Oligoceno (Boletim de Geociências da Petrobras, 1994).

Durante o processo de abertura do RCSB constituem-se blocos escalonados, típicos em zonas *rift*. Posteriormente um período de estabilidade tectônica se instala na região, associado a um processo de erosão diferencial que atua preferencialmente nos blocos elevados. Tal erosão expõe nas ombreiras do *rift*, idades mais novas do que as encontradas nas cotas mais baixas, que por sua vez voltam a registrar idades mais recentes em regiões mais próximas aos sedimentos, associadas a altos estruturais e em função da proximidade de uma fonte de calor que causou a instalação do *rift* (figura 53).

Por fim, mudanças quanto à direção principal dos esforços tectônicos, uma transcorrência sinistral no Neocretáceo/Paleoceno, e seguida por uma tectônica deformadora de natureza transtensional sinistral no Mioceno (Zalan e Oliveira, 2004), causam a deformação na região central do RCSB, encontrada nas 4 bacias que a compõe atualmente.

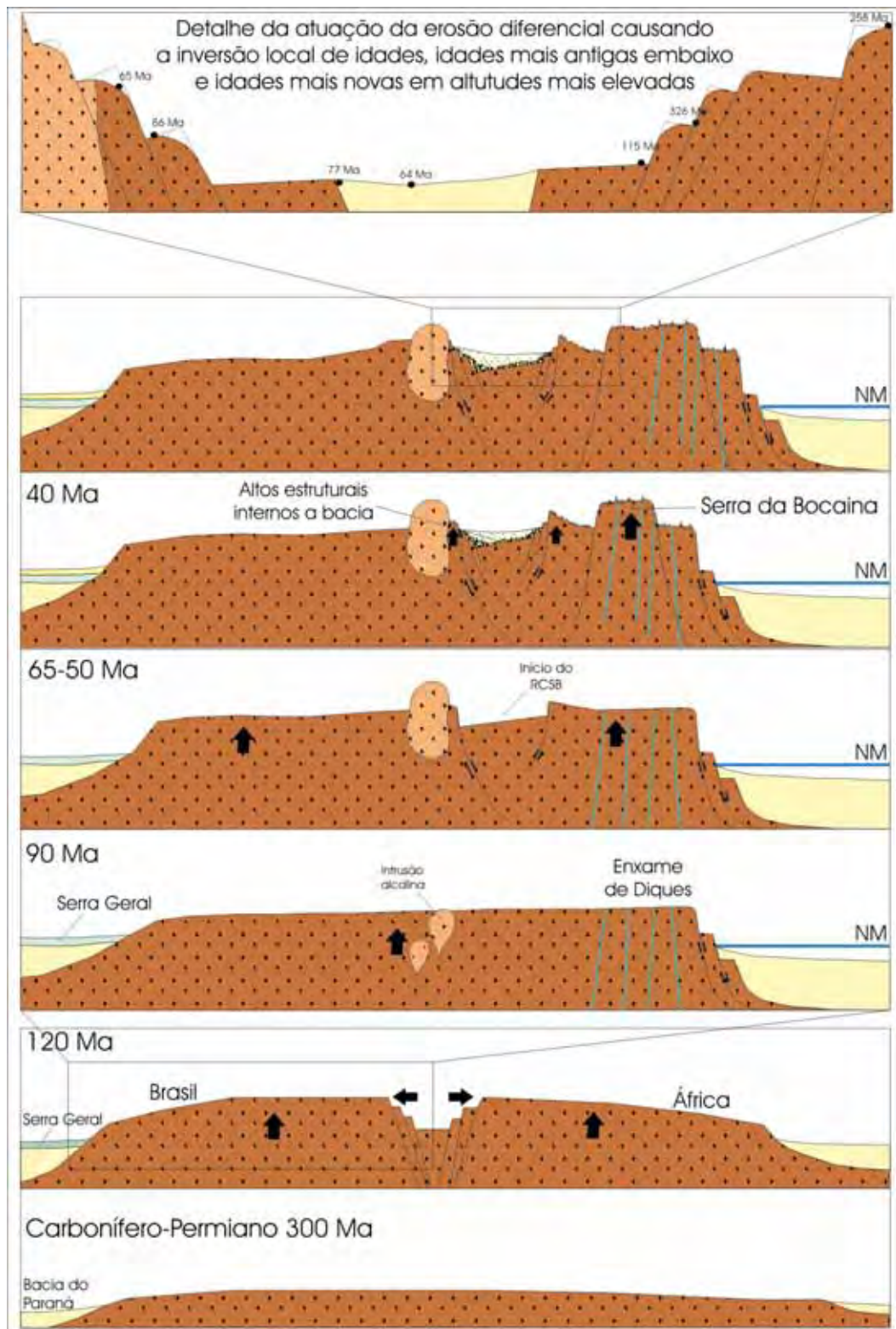


Figura 53: Esquema da evolução da região do RCSB, baseado em correlações com os dados de traços de fissão.

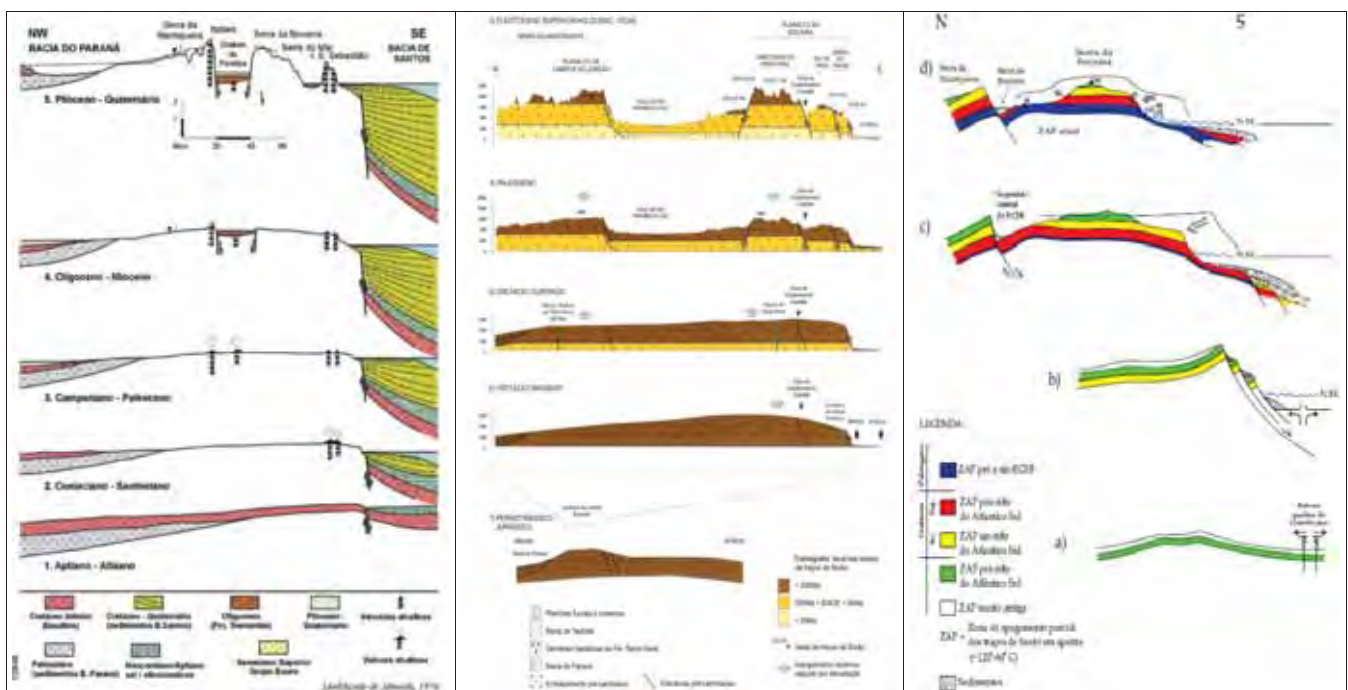


Figura 54: Modelos de perfis evolutivos para a região da área de estudo, sendo o primeiro perfil proposto por Almeida (1976) e os demais baseados também por análises de traços de fissão (Hiruma, 2007 e Silva, 2006).

Os dados de traços de fissão em apatitas, também permitiram uma estimativa da deformação ao longo do segmento central do RCSB propriamente dito (figura 54). O início deste modelo evolutivo é associado a um alçamento atribuído as intrusões alcalinas, origem da Serra do Mar e novo pulso da Serra da Mantiqueira (em torno dos 90-80 Ma), seguido pelo início dos esforços distensivos que deram origem as bacias, já seccionadas originalmente.

Do Mioceno em diante, uma neotectônica modificou a direção dos esforços causando novos soerguimentos, representados neste trabalho, principalmente pelas idades internas as bacias, onde começam a surgir altos estruturais por vezes aflorantes, mas também atuantes nos altos entre as bacias (registrados através de falhas que cortam os sedimentos mais recentes das bacias sedimentares- Riccomini, 1989; Sanson, 2006).

Não há, portanto, registros térmicos por traços de fissão, nos altos estruturais entre as bacias que caracterizem um alçamento tectônico, atribuído a instalação do *rift* continental, ou mesmo posterior. Ao invés de idades compatíveis aos eventos recentes na região são obtidas idades muito mais antigas do que o RCSB, conclui-se portanto que houveram sim movimentações posteriores, mas não suficientemente fortes para reiniciar os sistema de geração dos traços nas apatitas.

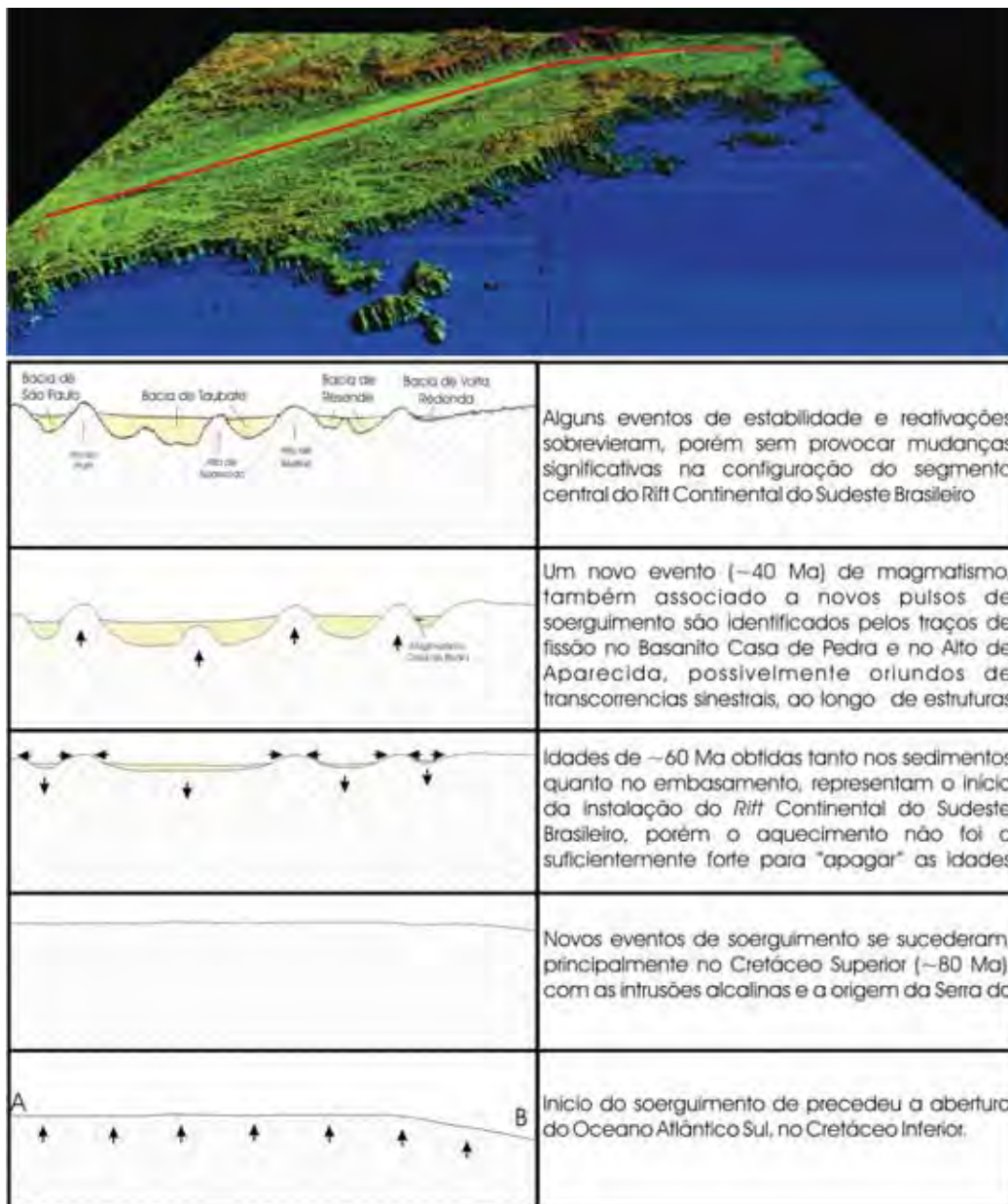


Figura 55: Esquema evolutivo ao longo do RCBS.

Ainda baseando-se em histórias térmicas são localizadas ocorrências de resfriamentos e aquecimentos, aos quais foram atribuídos a eventos que levaram a mudanças no sistema deposicional das bacias. Destes, vale destacar que na Serra da Mantiqueira as histórias térmicas mostram um aquecimento entre 80 até 40 Ma, ao qual foi atribuída uma intumescência e aquecimento causado pelas intrusões alcalinas, fechando com um alívio na

temperatura em função da abertura do RCBS e início da deposição dos leques aluviais da Formação Resende.

Um período de disparidades entre as histórias térmicas das duas serras, entre 40 e 20 Ma, mostra que a Serra da Mantiqueira já estava esfriando e, portanto, iniciando um período erosivo, enquanto a Serra do Mar estava aquecendo. Fato correlacionado a um alçamento de isoterma, que também pode ter afetado o Alto de Aparecida e a intrusão do basanita da Bacia de Volta Redonda (considerado de idade aproximada em 49 Ma pela literatura).

Após este evento um período de estabilidade térmica ocorre, estando associado à deposição da Formação Tremembé, na Bacia de Taubaté (~30 Ma). Tal unidade foi o resultado de um maior aporte sedimentar, obtido pelo alçamento iniciado em 40 Ma, seguido de uma forte erosão, já iniciada pela Serra da Mantiqueira. Os valores de *lag time* corroboram com um trajeto mais rápido para as amostras desta formação, comparativamente ao valor obtido para a Formação Resende, cujos valores são mais baixos.

Algumas superfícies poderiam ser apontadas como originadas durante os períodos finais das histórias térmicas que apresentam um patamar estável, porém como a faixa superior aos 60°C na apatita não são confiáveis, preferimos propor a utilização de outras técnicas mais apropriadas para tal inferência.

Por fim, as análises de traços de fissão mostraram-se eficazes na aplicação para um entendimento evolutivo da região do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, porém ainda existem muitas lacunas, principalmente relacionado aos processos mais recentes atuantes na plataforma brasileira, novas técnicas como o U-Th-He, entre outros, que deveriam auxiliar no melhor entendimento da conformação da paisagem.

15. Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A.N. - Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Not. Geomorfologia.*, vol.5 (9/10), p.52-54, 1969.
- AB' SABER, A.N. – Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro: considerações finais, conclusão. *Geomorfologia*, vol. 28, p. 1-38, 1972.
- ALBUQUERQUE, A.P.B. – *Tectônica Deformadora Cenozóica na Bacia Sedimentar de Resende (Rift Continental do Sudeste do Brasil)*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 126 p., 2004.
- ALMEIDA, F.F.M. de. - O Planalto Paulistano. In: *Azevedo, A. De A. A cidade de São Paulo, São Paulo/SP*, vol.1, p.113-167, 1958.
- ALMEIDA F.F.M. - Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, Vol. 41, p.169-263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de, - Origem e evolução da plataforma brasileira. *Anais da Segunda Semana de Estudos Geológicos*, Porto Alegre 1, p.46–89, 1966.
- ALMEIDA, F.F.M. de – *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*, Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 241, 36 p., 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: *Proc., 24th Int. Geol. Congr., Montreal, 1972*, IUGS. Section 3, Tectonics, p. 339–346, 1972.
- ALMEIDA, F.F.M. de. – The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 48 (suplemento), p. 15-26, 1976.

- ALMEIDA, F.F.M. de – Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.13 (3): p.139 – 158, 1983.
- ALMEIDA, F.F.M. de – Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 16 (4), p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. de – O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: *SBG/Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro*, 2º. Simp. Geol. Sudeste, Atas, 423-428, 1991.
- ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. de; CARNEIRO, C.D.R. – The origin and evolution of South American Platform. *Earth-Science Reviews* vol. 50, p.77–111, 2000.
- ALMEIDA, F.F.M. de; CARNEIRO, C. Dal Ré. – Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.28, n.2, p.135 –150, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. – *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 378p., 1984.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., CARNEIRO C.D.R. – Lineamento Além Paraíba. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, vol.47 (3-4), 575, 1975.
- ALMEIDA, F.F.M. de, CARNEIRO, C.D.R. - The igneous record of the mesozóic activation of South American platform. *Geotectonica et metallogenia*, vol.13, p.308-325, 1989.
- ALMEIDA, F.F.M. DE, CARNEIRO, C.D.R. - Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*. V.28, p.135–150, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.R., MIZUSAKI, A.M.P. – Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 26 (3), p. 125-138, 1996.
- ALMEIDA F.F.M. DE. & PONÇANO W.L. - Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *Cadernos IG/UNICAMP*, vol.3(1), p.55-90, 1993.
- AMADOR, E.S. - *Estratigrafia e Sedimentação na Bacia de Resende - RJ*. Rio de Janeiro, (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro), 260p., 1975a.
- AMADOR, E.S. – Estratigrafia e sedimentação na Bacia de Resende - RJ. *Anais da Academia brasileira de Ciências (Supl.)*, 47:181-223, 1975.
- AMADOR, E.S.; ANTUNES, R.L. & PAIXÃO, R.A. - Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da Bacia de Resende. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, vol.50(1), p.122-123, 1978.

- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H. – Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 31, p. 117-142, 1967.
- ARAYA, A. M. O. - *Estudo metodológico da datação de vidros vulcânicos pelo método do traço de fissão*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade Estadual de Campinas, 1987.
- ASMUS, H.E. – *Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas-alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões Sudeste e Sul do Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobrás, série Projeto Remac 4, p. 39-73, 1978.
- ASMUS H.E. & FERRARI A.L. - Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p. 75-88 (Série Projeto REMAC 4), 1978.
- BERNET M.; GARVER J.I. - Fission-track analysis of detrital zircon. In: P.W. Reiners and T. Ehlers, Editors, *Low-temperature Thermochronology, Reviews in Mineralogy and Geochemistry Series* vol. 58, pp. 205–238, 2005.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. - Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, vol.84, p.433-451, 1965.
- BRANDON M.T.; RODEN-TICE M.K.; GARVER J.I. - Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol.110, p.985–1009, 1998.
- BROTZU, P.; BECCALUVA, L.; CONTE, M.; FONSECA, M.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; LEONG, R.; MACCIOTTA, G.; MANSUR, R.L.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SIGOLO, J.B.; TRAVERSA, G. & VALENÇA, J.G. - Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, vol. 3(1), p.63-80, 1989.
- BROWN R.W. - *A fission track study of the sub-aerial continental margins of southern Africa*. PhD thesis. Univ. Melbourne. 407 pp, 1992.
- BROWN R.W., GALLAGHER K., GLEADOW A.J.W., SUMMERFIELD M.A. - Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In *Geomorphology and Global Tectonics*, ed. MA Summerfield. Chichester: Wiley & Sons, 1997.
- BROWN, R.W., SUMMERFIELD, M.A., GLEADOW, J.W. - Apatite fission track analysis: its potencial for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term

- andscape development. In: M.J. Kirby (ed.) *Process Models and Theoretical Geomorphology*. p.:23-53, 1994.
- CAMPANHA, V.A. – *A arquitetura deposicional da Bacia Sedimentar de Taubaté, SP, como subsídio à delimitação das Zonas de Produção Mineral*. Rio Claro: IGCE-UNESP, 2 v. (Tese de Doutorado – IGCE – UNESP), 1994.
- CAMPOS NETO, M.C. – Orogenic system from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.335-365, 2000.
- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F.D. - Estrutura da bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. *Anais*. Ouro Preto, SBG, v.4, p.247-256, 1976.
- CARTER, A. & GALLAGHER, K. - Characterizing the significance of provenance on the inference of thermal history models from apatite fission-track data – A synthetic study. In: BERNET, M. & SPIEGEL, C. (eds.) - *Detrital thermochronology – Provenance analysis, exhumation and landscape evolution of mountain belts*. Geological Society of America, Special Paper, vol.378, p.7-23, 2004.
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A.A. - Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system. *Tectonophysics* – V. 213, p.97–138, 1992.
- COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. - Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, vol.85 (11), p.1925-1944, 2001.
- COCKBURN, H. A. P., BROWN, R.W., SUMMERFIELD, M.A., SEIDL, M.A. - Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters, Express Letter*, vol.179, p.429-435, 2000.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J. & LEDENT, D. - Orogeneses superposees dans le precambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Revista brasileira de Geociências*, São Paulo, vol.3(1), p.1-22, 1973.
- DE CORTE, F. ; BELLEMANS, F.; VAN DEN HAUTE, P.; INGELBRECHT, C.; NICHOLL, C. - A new U doped glass certified by the European Commission for the calibration of fission-track dating. In: P Van Den Haute & F. De Corte (eds.). *Advances in Fission-Track Geochronology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p.67-78, 1998.

- DE MARTONNE E. - Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, vol.4, p.523-550, 1943.
- DORANTI, C. – *Estrutura da paisagem no leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais: Relações entre superfícies de erosão e termocronologia por traços de fissão*. Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual Paulista UNESP- Campus Rio Claro, Rio Claro, 105p., 2006.
- DUMITRU T.A., HILL K.C., COYLE D.A., DUDDY I.R., FOSTER D.A., GLEADOW A.J.W., GREEN P.F., KOHN B.P., LASLETT G.M., O’SULLIVAN A.J. - Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *APEA Journal*. vol.31, p.131–142, 1991.
- ERNESTO, M., RAPOSO, M. I. B., MARQUES, L. S., RENNE, P. R., DIOGO, L. A., DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 321-340, 1999.
- FERRARI, A. L. - A geologia do Rift da Guanabara na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano.. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1990, Natal*. Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Natal : Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6. p. 2858-2872, 1990.
- FERRARI, A. L. ; RICCOMINI, C. - Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil), e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SP, v. 29, n. 2, p. 293-300, 1999.
- FERRARI, A. L. ; RICCOMINI, C. – Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do gráben da Guanabara – RJ. In: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3º International Symposium on Tectonics, *Boletim de Resumos*, p.137-139, 2003.
- FLEISCHER, R.L., HART, H.R. - Fission track dating: techniques and problems. In: Bishop, W.W., Miller, D.A., Colle, S. (Eds.), *Proceedings of Burg Wartenstein Conference on Calibration of Hominoid Evolution*. Scottish Academic Press, Edinburgh, p. 135–170, 1972.
- FLEISCHER, R. L.; WOODS, R. T.; HART, H. R. ;PRICE, P. B.; SHORT, N. M. - Effecto of shock on fission track dating of apatite and sphene crystals from the Hardhat and Sedan underground nuclear explosions. *Journal of Geophysical Research*, vol.79, p.339-342, 1974.
- FLEISCHER, R.L; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. - *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley, 605 pp., 1975.
- FRANCO, A.O.B. - Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Estadual Paulista, 141págs., 2006.

- FREITAS, R.O. - Eruptivas alcalinas de Cananéia, Estado de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, Geologia*, vol.4, 35p., 1947.
- FREITAS, R.O. de. - Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, V.7, p.3-19, 1951.
- FREITAS, E.L. & APPI, C.J. - Evento de ressecção (caliche): um marco estratigráfico do Terciário das bacias de Taubaté e Resende. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Anais...Rio Claro, SBG*. v.1, p.323-337, 1987.
- GALLAGHER, K. & BROWN, R. - The onshore record of passive margin evolution. *Journal of Geological Society of London*, vol.154, p.451-457, 1997.
- GALLAGHER, K., HAWKEWORTH, C. & MANTOVANI, M. – The denudation history of onshore continental margin of S.E. Brazil inferred from fission track data. *Journal Geophysical Research*, vol.99, 9b, p. 18117 – 18145, 1994.
- GALLAGHER, K; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. - Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, vol.8(1), p.65-77, 1995.
- GALLAGHER, K., BROWN, R., JOHNSON, C. – Fission track analysis ad its applications to geological problems. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, vol.26, p.519-572, 1998.
- GARVER, J.I., BRANDON, M.T., RODEN-TICE, M., KAMP, P.J.J. - Erosional denudation determined by "fission-track ages of detrital apatite and zircon. In: Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S., Lister, G. (Eds.), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow, and Erosion*, *Geological Society of London Special Publication*, Vol. 154, p. 283–304, 1999.
- GENARO, D.T. – *Soerguimento, exumação e denudação, a partir do fanerozóico, na região do Vale do Paraíba do Sul*. Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual Paulista UNESP- Campus Rio Claro, Rio Claro, 60p., 2005.
- GREBREAB, W.; CATER A; HURFORD, A. J.; TALBOT, C. J. - Constraints for timing of extensional tectonics in the western margin of the Red Sea in Eritrea. *Earth and Planetary Science Letters*, p. 107 a 119, 2002.
- GLEADOW, A. J. W. & DUDDY, I. R. - A natural long term annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, vol.5, p.169-174, 1981.

- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F., LOVERING, J.F. - Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions Mineral Petrology*, vol.94, p.405-415, 1986.
- GREEN,P.F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. - Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: a qualitative description. – *Chemical Geology (Isotope geosciences Section)* vol.59, p.237 – 253, 1986.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M; ALMEIDA, J.C.H. de ; EPIFÂNIO, D - Caracterização estrutural dos enxames de dique Meso-Cenozóicos da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: VIII Simpósio Nacional de Tectônica II International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, 2001, Recife. Anais do VIII Simpósio Nacional de Tectônica. Recife : Editora Universitária UFPE. p. 253-255, 2001.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. - K-Ar and Ar-Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende Area, SE, Brazil: Implications for the South Atlantic opening and tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3, 2005.
- GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; RIBEIRO, L.F.B.; S. TELLO, C.A. – Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of southeast Brazil, São Paulo State, using apatite fission track analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, especial congresso, p.107 –109, 2000.
- GUEDES S.; HADLER NETO J.C.; IUNES P.J.; TELLO S. – Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. In: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, p. 627 –636, 2003.
- GUEDES, S., HADLER NETO, J. C., IUNES, P. J., TELLO SAENZ, C. A. - Kinetic Model for the Relationship Between Confined Fission-Track Length Shortening and Fission-Track Age Reduction in Minerals. In: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, vol.217, p. 627-636, 2004.
- GUNNELL, Y. - Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, vol.12, p.115-132, 2000.
- HACKSPACHER, P.C., HADLER NETO, J.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S. IUNES, P.J., GUEDES,S. – Denudation and heating of the southeastern Brazilian margin: results from apatite fission track data. IN: *International Conference on Fission Track and Thermochronology*, Amsterdam, The Netherlands, August 8-14, 2004.

- HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., HADLER NETO, J.C., TELLO S., C.A, GUEDES,S. –Oligocen – Miocen heating of the South American Platform in Southeastern Brazil: Constraints from apatite fission track studies. *32nd International Geological Congress* – Florence – Italy – August, 2004.
- HACKSPACHER, P.C; RIBEIRO, L.F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER,A.H.; HADLER NETO,J.C.; S. TELLO, C.E.; DANTAS, E.L. - Consolidation and break –up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research* –nº1, p. 91 –101, 2004.
- HADLER, J.C.N.; PAULO, S.R.; IUNES, P. J.; TELLO, C.A.; BALESTRIERI, S. M. L.; BIGAZZI, G.; CURVO, E.A.C.; HACKSPACHER, P.C. – A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, 34: 149-154, 2001.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - Província Mantiqueira: Setor Central. In: *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, 344p., 1984.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. – Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, 1978, Recife. Anais... Recife: SBG. v.1, p. 368-381, 1978.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. – The Ribeira Folded Belt. *Revista brasileira Geociências*, 5:257-264, 1975.
- HEILBRON, M; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A - Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p.203-234, 2004.
- HIRUMA, S. T. – Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 205p., 2007.
- HURFORD, A.J. - Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol. Vol.92*, p.413–27, 1986.
- HURFORD, A. J. - Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, vol.80, p.171-178, 1990.
- HURFORD, A. J. & CARTER, A. - The role of fission track dating in discrimination of provenance. *Geological Society. Special Publication*, vol. 57, p. 67-68, 1991.

- HURFORD, A. J.; GREEN, P. F. - A user's guide to fission track dating calibration. *Earth Planet Science Letter*. Vol.59, p. 343-354, 1982.
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. - The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geosciences*, vol.1, p. 285-317, 1983.
- IUNES, P.J. - Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão. Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. *Tese de Doutorado*, 111 págs., 1999.
- IUNES, P.J.; HADLER N., J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R. -Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. *Chemical Geology*. Vol.187, p.201-211, 2002.
- KING, L.C. - A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v.18, 2, p.147-265, 1956.
- KLEIN V.C. & VALENÇA J.G.- Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In: SBG, Congr. Brás. Geol, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, vol. 9, p.4335-4345, 1984.
- LAUAR, C.R.M. - Paleomagnetismo e correlações com idades radiométricas: alguns exemplos. Seminário apresentado ao Instituto de Geociências da USP. São Paulo, 29p. 1988.
- LISKER, F. - The Evolution of the Geothermal Gradient from Lambert Graben and Mahanadi Basin - A Contribution to the Indo-Antarctic Rift Debate Gondwana Research, Volume 7 (2), p. 363-373, 2004.
- LIMA, M.R. & MELO, M.S. - Palinologia de depósitos rudáceos da região de Itatiaia, Bacia de Resende - RJ. *Geonomos*, vol.2(1), p.12-21, 1994.
- MACEDO M.J., BACOCOLI G., GAMBOA L.A.P. - O tectonismo meso-cenozóico da região sudeste. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, p. 429-437, 1991.
- MELLO, C.L. - Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 275 p., 1997.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; CAMPANHA, G.A.C.; MIOTO, J.A. ; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. & GIMENEZ, A.F. - *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP)*. Relatório 17.737, IPT, São Paulo, 124 p., 1983.

- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. & COIMBRA, A.M. - Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista brasileira de Geociências*, 15(3), p.193-201., 1985.
- MENZIES M.A., GALLAGHER K., HURFORD A.J, YELLAND A. - Red Sea and Gulf of Aden rifted margins, Yemen: denudational histories and margin evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol.61, 1997.
- MILLER, E.L.; DUMITRU, R.W.; GANS, P.B. - Rapid Miocene slip on Snake Range- Deep Creek Ranger Fault System, east-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 11, p.886-905, 1999.
- MOORE, M.W., GLEADOW, A.J.W., LOVERING, J.F. - Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. *Earth Planetary Sciences Letters*, vol.78, pp. 255-278, 1986.
- NEVES, M.A.; MORALES, N.; BORGES, M.S.; EBERT, H.D. - Compartimentação morfotectônica da região de Jundiá (SP). In: *Revista Brasileira de Geociências*, vol.33(2), p. 167-176, 2003.
- OSÓRIO, A. M. A. B. ; TELLO, C. A. S. ; IUNES, PEDRO JOSÉ ; DIAS, AIRTON NATANAEL COELHO ; HADLER NETO, JULIO ; GUEDES, S. ; HACKSPACHER, PETTER ; SOARES, C. J. ; NOVAES, FELIPE PONCIANO ; BARRA, B. C. - Thermotectonic of south american platform in south-east of brazil through fission tracks analysis in zircon and apatite. In: *Thermochronology Workshop*, 2008, Gramado-RS. *Thermochronology Workshop - Extended Abstracts*, p. 45-51, 2008.
- PADILHA, A.L.; VITORELLO, Í.; TRIVEDI, N.B.; RIBEIRO, M.J.; GROSS, J.M. - Seasonal variation in apparent resistivity probably associated with drastic rainfall changes in southern Brazil. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol.44 (8) :6 51-660, 1992.
- PRICE, P. B. & WALKER, R. M. - Observations of charged-particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, vol.33, p.3400-3406, 1962.
- RAMOS, R.R.C. - *Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com Ênfase na Caracterização das Litofácies, Ciclicidade e Paleocorrentes*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 208 p., 1997.
- RAMOS, R.R.C. - *Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 221 p., 2003.

RAMOS, R. R. C. ; MELLO, C. L. ; SANSON, M. S. R. - Discutindo a ligação pretérita entre as bacias do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, 2006, Serra Negra/SP. Boletim do 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil. Rio Claro/SP : IGCE/UNESP. v. 1. p. 107-107, 2006.

RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L. & SANSON, M.S.R. - Revisão estratigráfica da bacia de Resende, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro, Geociências (São Paulo), v. 25, p. 59-69, 2006.

RIBEIRO, M.C.S. - História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ. *Dissertação de Mestrado* apresentada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp, p.124, 2003.

RIBEIRO, M.C.S; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B; HADLER, NETO, J.C GUEDES, S. - Reativação Neocenozóica da Zona de Cisalhamento de Taxaquara – Serra do Mar na Região de Cunha – SP: Aplicações pelo Método de Traços de Fissão em Apatitas IX *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX SNET* e III International Symposium on Tectonics – SBG Búzios – RJ - Boletim de resumos – 394 – 397, 2003.

RIBEIRO, L.F.B.; TELLO, C.A.S.; IUNES, P.J.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; PAULO, S.R. – Phanerozoic brittle tectonics in the south American continental platform, southeast Brazil: new insights from fission tracks studies on apatite in reactivated fault zones. In. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 35 (2), p. 151-164 ,2004.

RIBEIRO, M.C. – Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Tese de doutoramento, apresentada ao Programa de Pós Graduação da Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 2007.

RICCOMINI, C. - Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós gouvênicos da porção centra-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. São Paulo (Tese de licenciatura apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), 100p.,1995.

RICCOMINI, C. – *O rift continental do sudeste do Brasil*. São Paulo: IGc-USP. p.256 (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências – IGc da Universidade de São Paulo – USP), 1989.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M.; SANT’ANA, L.G.; BRANDT NETO, M. & VALARELLI, J.V. - Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil). *Revista brasileira Geociências.*, vol.26(3), p.167-180, 1996.

- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A., HASUI, Y. - Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *In: Simpósio Regional de Geologia*, 4, Rio de Janeiro, 1993. SBG, Bol. Resumos, vol.1, p.23-24, 1983.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S. & COUTINHO, J.M.V. - Late cretaceous-early tertiary metabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, vol.10, p.77-84, 1991.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. - Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405, 2004.
- RICH, J.R. - Problems in brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. *Bol. Fac. Ciênc. Letras Geologia USP*, vol.22. p.5-93, 1953.
- RODRIGUES, F.B.H.; KLEIN, V.C.; CUNHA, F.L.S. - Novas descobertas de rochas alcalinas na bacia de São José, Itaboraí, Rio de Janeiro. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 11: 4335-4339, 1982.
- SAAD, A. R. - *Potencial econômico da Bacia de Taubaté (cenozóico do estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhagaba*. (Tese de doutoramento apresentada a Universidade Estadual Paulista UNESP- Campus Rio Claro), Rio Claro- SP.173p., 1990.
- SADOWSKI G.R. & MOTIDOME M.J. - Brazilian megafaults. *Rev. Geol. Chile*, vol.31, p.61-75, 1987.
- SALVADOR E.D. & RICCOMINI C. - Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, vol.25(3), p.151-164, 1995.
- SANSON, M.S.R. - Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil Cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 142p., 2006.
- SCHMITT, G.H. & PEREIRA, E. - Interação entre processos trativos e gravitacionais decorrente de atividades tectônicas na Bacia de Resende. *In: Congresso brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Bol. Res. Expandidos...Balneário Camboriú*, SBG. vol.3, p.289-290, 1994.

- SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R, ASMUS H.E. (cords.) - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DF, DNPM, 4 p., 1981.
- SICHEL, S.E.; ALVES, E.C.; SPERLE, M.D.; ARAÚJO, A.N.; CARLSON, R.W.; ESPERANÇA, S. & CHIANELLO, E.L. - Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do lineamento de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, Penedo, 1987. *Bol. Resumos...* Penedo, SBG. p.62-63, 1997.
- SILK E.C.H., BARNES R.S. - Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Phil. Mag.* vol. 4, p.970–71, 1959.
- SILVA, L.G.A.E. – Interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil, Tese de Doutorado, apresentada ao Programa de pós-Graduação em Análise de Bacia e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- C. SPIEGEL, W.; SIEBEL, J. KUHLEMANN; W. FRISCH - Toward a comprehensive provenance analysis: a multimethod approach and its implications for the evolution of the Central Alps, *GSA Spec. v. 378*, pp. 37–50, 2004.
- STORZER, D.; WAGNER, G.A. - Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.5, p. 463-468, 1969.
- TAGAMI, T., CARTER, A., HURFORD, A.J. - Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. *Chem. Geol.* Vol.130, p.147–157, 1996.
- Tello Saenz, C.A. - Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatitas. *Dissertação de mestrado*, Universidade Estadual de Campinas, 1994.
- TELLO, S.C.A. – *Estudo de Annealing de Traços de Fissão em Apatitas, tanto em Seções Basais quanto em Seções sem Orientação Preferencial, Análise dos comprimentos dos Traços de Fissão*. Tese (doutorado), Universidade de Campinas, Campinas – SP, 111 p., 1998.
- TELLO, S.C.A; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J; GUEDES, O.S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R.; OSORIO, A. M. - Termocronology of the south american platform in the state of são Paulo, through apatite fission tracks. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador – BA - BRASIL – Book of short papers – 124 – 127, 2003.

- TELLO SAENZ C.A.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R., PAULO; OSORIO, A.M. –Thermochronology of the South American Platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements*, vol.39, p.635-640, 2005.
- TROMPETTE, R. - *Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. The Pan- African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent África*. Rotterdam, Balkema. 366 p., 1994.
- TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F. V. P., VALERIANO, C. M., ALMEIDA, J. C. H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R. R. - The central segment of the Ribeira belt, *In: Tectonic Evolution of South America*, 854 p. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.287-310, 2000.
- UNRUG, R. - The assembly of Gondwanaland. Episodes 19, p.11–20, 1996.
- VAN DER BEEK, P. A.; J. BRAUN - Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: A parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia, *Basin Research*, vol.10, p.49–68, 1998.
- VESPUCCI, J.B. de O. - Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté, SP. São Paulo. *Dissertação de Mestrado* apresentada ao Instituto de Geociências das Universidade de São Paulo, 98p, 1984.
- VIGNOL-LELARGE, M.L.M., SOLIAN Jr. E., POUPEAU, G. – Datação pelos domínios meridionais da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camburiú, 1994. Bol. Res. Camburiú, SBG, vol.2, p.379-380, 1994.
- YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S. - Confined fission-track length measurement of zircon: assessment of factors affecting the paleotemperature estimate. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* vol.119, p.293–306, 1995a.
- YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S., ITO, H. - Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chem. Geol.* Vol.122, p.249–258, 1995b.
- YAMADA, R.; MURAKAMI, M.; TAGAMI, T. – Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments. *Chemical Geology*, vol.236, p.75-91, 2007.
- YOUNG, D.A. - Etching of radiation damage in lithium fluoride, *Nature*, vol.182, p.375–377, 1958.
- WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. – Fission-Track Dating. *Kluwer Academic Publishers*. 283p., 1992.

WASHBURN, C.W. - Petroleum geology of the state of São Paulo. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, vol.22, 1930.

WERNICK E. - Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no leste do estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.8, p.206-216, 1978.

ZALÁN P. V. - A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol.16(3), p.245-257, 1986.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T. - Bacia do Paraná. *In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, p.135-164, 1990.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. - Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.