



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro



DANIEL HENRIQUE DE SOUZA

**REATIVAÇÕES PÓS-RIFTE E EVOLUÇÃO DO RELEVO DA ÁREA
CENTRAL DA MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO:
RELAÇÕES ENTRE DINÂMICAS DE LONGO E CURTO PRAZO NO
TEMPO GEOLÓGICO**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Rio Claro – SP

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

DANIEL HENRIQUE DE SOUZA

**REATIVAÇÕES PÓS-RIFTE E EVOLUÇÃO DO RELEVO DA ÁREA
CENTRAL DA MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO:
RELAÇÕES ENTRE DINÂMICAS DE LONGO E CURTO PRAZO NO
TEMPO GEOLÓGICO**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Rio Claro – SP

2018

551.42 Souza, Daniel Henrique de
S729r Reativações pós-rifte e evolução do relevo da área central
da margem continental do sudeste brasileiro: relações entre
dinâmicas de longo e curto prazo no tempo geológico / Daniel
Henrique de Souza. - Rio Claro, 2018
147 f. : il., figs., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher

1. Geomorfologia. 2. Serra do Mar. 3. Serra da
Mantiqueira. 4. Taxas de erosão. 5. Evolução da paisagem. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da
UNESP Campus de Rio Claro/SP - Adriana Ap. Puerta Buzzá /
CRB 8/7987

DANIEL HENRIQUE DE SOUZA

**REATIVAÇÕES PÓS-RIFTE E EVOLUÇÃO DO RELEVO DA ÁREA
CENTRAL DA MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO:
RELAÇÕES ENTRE DINÂMICAS DE LONGO E CURTO PRAZO NO
TEMPO GEOLÓGICO**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Prof. Dr. Silvio Takashi Hiruma

Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Profa. Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro

Conceito: Aprovado

Data da defesa: 27/04/2018

AGRADECIMENTOS

À FAPESP (processos: 2014/14702-0 e 2016/10014-7) e CAPES pelo financiamento da pesquisa. Ao professor Dr. Peter Christian Hackspacher pela oportunidade, orientação e confiança. Ao professor Dr. Finlay Stuart pela hospitalidade, respeito e entusiasmo com esta pesquisa e com meu crescimento acadêmico.

À Carina, pelo suporte durante todo o período e por fazer funcionar um laboratório de U-Th-Sm/He. Ao Fabiano Pupim pela parceria na pesquisa e conversas geomorfológicas. À Danieli Canaver por ter tornado possível as primeiras etapas de processamento das amostras de ^{10}Be na UNESP e por ter feito o impossível para eu ter idades de U-Th-Sm/He antes que terminasse o doutorado. Ao Angel Rodés e à Maria Miguens-Rodriguez pela atenção e orientação durante o processamento das amostras de ^{10}Be .

Aos professores Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha e Dr. Giancarlo Scardia pelos ensinamentos durante o estágio docência e pelas contribuições na qualificação (ambos) e defesa (Giancarlo). Ao professor Dr. Silvio Takashi Hiruma pela contribuição na defesa. A Rosangela, sempre pronta para ajudar na burocracia da pós. Aos membros do grupo de termocronologia de Rio Claro, pela vivência e pelas contribuições diárias que não têm como mensurar: Daniel Godoy, Carolina Doranti, Bruno Kiko, Leandro e Iata.

Aos amigos já de longa data, e aqueles que vão se somando no percurso, essenciais para tornar a caminhada mais leve: Michele Cacá, Nats, Tcheca, Jaq, Rigo, Pv, Orc, Skal, Gordo, Argentino, Vini, Artur, Janaina e Fran.

Aos meus pais, Sérgio e Rosa, a quem devo todo o esforço para terminar o doutorado. Aos meus irmãos: Dé, Pico e Tia Lê, e a meus sobrinhos: Natally, Gabriel e Gustavo.

Emoção...

Os rios falam pelas cachoeiras

E por paixão...

Os peixes nadam contra a correnteza

Sim ou Não...

As dúvidas protegem as certezas

Tudo é um rio refletindo a paisagem,

Espelho d'água levando as imagens pro mar.

Cada pessoa levando um destino,

Cada destino levando um sonho

E sonhar é a arte da vida

Sonhar nas sombras de um jardim

Nas noites de lua que não tem fim

Almir Sater e Renato Teixeira

RESUMO

Este trabalho investiga a evolução do relevo da área central da margem continental do sudeste brasileiro a partir de uma abordagem que integra diversas escalas temporais. Identificar os principais eventos tectônicos que definiram a formação do relevo em uma escala regional e como este relevo tem se modificado na dinâmica atual constituem o principal objetivo desta tese. Foram utilizados como principais ferramentas a termocronologia por U-Th-Sm/He em apatitas (escala de milhões de anos) e análise da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em amostras de sedimentos de rios (escala de milhares de anos). A datação por U-Th/He em apatitas resultou em idades médias entre 58 ± 17 e 124 ± 12 Ma. As histórias térmicas modeladas marcam períodos de resfriamento acelerado no Cretáceo Inferior, Cretáceo Superior e Paleógeno, em acordo com os grandes pulsos tectônicos registrados pela história geológica da região. As taxas de erosão modernas, derivadas da análise de ^{10}Be situam-se entre 5 ± 0.5 a 53 ± 4 m/Ma. Este intervalo é semelhante ao verificado em outras margens passivas no globo e significativamente inferiores as taxas de erosão estimadas nas histórias térmicas para períodos de rápido soerguimento, que ultrapassam 100 m/Ma, indicando assim estabilidade tectônica durante o Quaternário Superior. Foi verificado que precipitação e temperatura, sob forte regulação do relevo topográfico definem a variação das taxas de erosão regionalmente, de modo que as escarpas da Serra do Mar voltadas ao oceano erodem mais rápido que as demais regiões. Incisão e processos de vertente são balanceados, de modo que o alto relevo dos escarpamentos se mantém. Episódios de captura de drenagem levam a dissecação dos planaltos elevados e ao movimento descontínuo das escarpas em direção ao divisor regional. A extrapolação das taxas de erosão modernas revelou que na manutenção das condições atuais seriam necessários entre 20 a 40 Ma para atingir o total de incisão observado nas escarpas; a integração entre taxas de longo e curto termo indica que nos períodos de tectônica moderada, as taxas são semelhantes nos pontos chaves de evolução do relevo, tais como vales estruturais incisos. Assim, em torno de oscilações na média, há um balanço entre soerguimento e erosão.

Palavras chave: Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, taxas de erosão, evolução da paisagem.

ABSTRACT

This work investigates how the landscape of the continental margin of southeast Brazil evolves from an approach that integrates several temporal scales. The main goals of this thesis are to identify the main tectonic pulses that defined the regional landscape shape and how this landscape is changing in the current times. The main tools used was the apatite U-Th-Sm/He thermochronology (million years time scale) and the cosmogenic ^{10}Be analysis (thousand years time scale). Apatite U-Th/He data yields average ages between 58 ± 17 e 124 ± 12 Ma. The thermal histories highlight fast cooling periods in the Late Cretaceous, Upper Cretaceous and Paleogene, in agreement with the tectonic reactivation phases registered by the regional geological data. The ^{10}Be -derived modern erosion rates range between 5 ± 0.5 to 53 ± 4 m/Ma, which is similar to observed in others passive margin. This indicates relative tectonic stability in the Quaternary, which is strengthened by the comparison with the high rates observed in the U-Th-Sm/He-derived thermal histories for the reactivations phases. The precipitation and temperature define the regional variation in erosion rates, although under topographic regulation. Thus, the ocean-side Serra do Mar escarpments erode faster than the other regions. The river incision and the hillslopes processes are balanced, so that the high relief of the escarpments remains constant. River capture episodes results in the low-relief highlands dissection and in the discontinuous migration of the escarpments to the regional divide. The modern erosion rates extrapolation shown that in maintaining the current conditions it would be needed between 20 to 40 Ma to reach the total amount of incision observed in the escarpments. The integration between long and short-term erosion rates indicates that in periods of moderate tectonics, the rates are similar at key points of evolution, such as incised valleys. Thus, around mean oscillations, there is a balance between surface uplift and erosion.

Key words: Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, erosion rates, landscape evolution.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Modelos de evolução de margens passivas	17
Figura 1.2. Localização da área de estudos.	19
Figura 2.1. Contexto topográfico regional, destacando feições geológicas.	26
Figura 2.2. Mapa tectônico da América do Sul.....	28
Figura 2.3. Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira.....	29
Figura 2.4. Cenário Geotectônico do Neo-Jurássico.	31
Figura 2.5. Alinhamento Magmático Poços de Caldas Cabo Frio.....	33
Figura 2.6. Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB.....	35
Figura 2.7. Picos de precipitação, com idades de paleossolos soterrados por radiocarbono no planalto Bocaina.	43
Figura 2.8. Geologia simplificada da área de estudos.....	45
Figura 2.9. Principais unidades geomorfológicas.	47
2.10. Clima regional	50
Figura 3.1. Amostras para análise de U-Th-Sm/He em apatitas	55
Figura 3.2. Exemplos de grãos escolhidos.	56
Figura 3.3. Extração e mensuração de Hélio	57
Figura 3.4. Bacias amostradas	63
Figura 3.5. Correlações das medias erosivas das bacias estudadas inferidas pela análise de ^{10}Be e modelo de erosão das vertentes e modelo de erosão por incisão dos rios.	69
Figura 3.6. Validação dos mapas de erosão	70
Figura 4.1. Localização das amostras e idades médias de U-Th/He.....	72
Figura 4.2. Perfis topográficos com localização e idades das amostras.....	76
Figura 4.3. Correlação entre as Idades corrigidas e não corrigidas de AHe com elevação e distância da costa.	77
Figura 4.4. Correlação entre idades dos grãos de cada amostra com raio do grão.....	79
Figura 4.5. Correlação entre idades dos grãos de cada amostra com urânio efetivo....	80
Figura 4.6. Comparação entre os modelos de dano de radiação.....	82
Figura 4.7. História térmica das amostras.....	85
Figura 5.1. Área de estudos.....	93
Figura 5.2. Localização das amostras em cada região.....	94

Figura 5.3. Perfis topográficos.....	95
Figura 5.4. Taxas de erosão em cada região geomorfológica de acordo com o tipo de bacia.....	101
Figura 5.5. Relações entre os parâmetros morfométricos.....	102
Figura 5.6. Correlações entre taxas de erosão derivadas de ^{10}Be e parâmetros morfométricos.....	107
Figura 5.7. Perfil longitudinal dos rios principais de bacias representativas de escarpa e de topografia mistas em cada região.	108
Figura 5.8. (A) Taxas de erosão derivadas da concentração de ^{10}Be correlacionadas a taxa de erosão derivadas de modelo climático; (B) correlação entre taxas de erosão e resistência das rochas.....	110
Figura 5.9. Modelo de evolução de escarpa.....	113
Figura 6.1. Mapa de taxas de erosão do Quaternário Superior.....	118
Figura 6.2. Correlação entre taxas de erosão derivadas de análise do isótopo ^{10}Be e taxas estimadas por dados de termocronologia.	119
Figura 6.3. Detalhe do Planalto de Bocaina, comparando taxas de erosão de longo e curto termo.....	121
Figura 6.4. Detalhe da borda do Planalto de Campos do Jordão..	125
Figura 6.5. Detalhe da escarpa da Serra do Mar	127

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Discriminação dos eventos tectônicos, magmáticos e sedimentares ocorridos na margem continental do sudeste brasileiro	38
Tabela 3.1. Escala de Vulnerabilidade à denudação das rochas mais comuns	67
Tabela 4.1. Resultados das análises de (U-Th-Sm)/He em apatitas*	73
Tabela 4.2. Características gerais das amostras e idades médias	75
Tabela 4.3. Medidas de apatitas padrão Durango	76
Tabela 5.1. Características das amostras e concentrações de ^{10}Be produzido <i>in situ</i> ...	97
Tabela 5.2. Características das bacias e quantificações derivadas de ^{10}Be produzido <i>in situ</i>	99
Tabela 5.3. Relevo local medido a diferentes raios de janela circular	103

SUMÁRIO

Capítulo 1 Introdução	13
1.1. Soerguimento das rochas, soerguimento da superfície e isostasia	14
1.2. Margens continentais passivas.....	15
1.3. Área de estudo	18
1.3.1. Estudos de termocronologia e isótopos cosmogênicos	20
1.5. Objetivos.....	22
1.6. Estrutura e organização da tese	23
Capítulo 2 A margem continental do sudeste brasileiro: uma revisão crítica	25
2.1. Introdução	25
2.2. História tectônica.....	26
2.2.1. O Ciclo Brasileiro e a Província Mantiqueira	26
2.2.2. Abertura do Atlântico e ruptura do Gondwana	30
2.2.3. Reativações pós-rifte	32
2.2.4. Atividade tectônica Cenozóica e rearranjo da rede de drenagem	37
2.3. O Quaternário.....	38
2.3.1. Tectônica	38
2.3.2. Glaciações.....	39
2.3.3. Evolução da paisagem	41
2.4. Paisagem atual.....	43
2.4.1. Geologia.....	44
2.4.2. Geomorfologia.....	45
2.4.3. Solos.....	49
2.4.4. Clima e vegetação.....	49
Capítulo 3 Metodologia	52

3.1. Termocronologia por (U-Th-Sm)/He em apatita	52
3.1.1. Introdução	52
3.1.2. Método analítico	53
3.1.3. Procedimentos.....	55
3.2. Taxas de erosão através do isótopo cosmogênico ^{10}Be	59
3.2.1. Introdução	59
3.2.2. Isótopo cosmogênico Berílio (^{10}Be)	60
3.2.3. Taxas de erosão em escala de bacia de drenagem	60
3.2.4. Coleta e preparação de amostras.....	62
3.3. Variáveis morfométricas, climáticas e geológicas	64
3.3.1. Introdução	64
3.3.2. Análise morfométrica	64
3.3.3. Variáveis climáticas	66
3.3.4. Litologia (L)	66
3.4. Mapa de taxas de erosão	67
3.4.1. Introdução	67
3.4.2. Análise de regressão linear múltipla	67
3.4.3. Confeção do mapa	69
Capítulo 4 Reativações pós-ruptura do Gondwana	71
4.1. Introdução	71
4.2. Idades de U-Th-Sm/He em apatitas	71
4. 3. Dispersão das idades	78
4.4. História Térmica.....	81
4.4.1. Análise	81
4.4.2. Resultados	82
4.4. Discussão	87

4.5. Considerações finais	90
Capítulo 5 Dinâmica erosiva no Quaternário Superior	92
5.1. Introdução	92
5.2. Bacias hidrográficas	92
5.3. Distribuição das taxas de erosão	96
5.4. Análise morfométrica	101
5.5. Controles erosivos	104
5.5.1. Ângulo de declividade das vertentes	104
5.5.2. Declividade dos canais de drenagem	105
5.5.3. Clima	109
5.5.4. Resistência das rochas	110
5.6. Implicações para evolução da paisagem	111
5.7. Considerações Finais	114
Capítulo 6 dinâmicas de curto e longo prazo no tempo geológico.....	116
6.1. Introdução	116
6.2. Evolução do padrão erosivo no tempo	117
6.2.1. Planalto Bocaina	120
6.2.1. Planalto Campos do Jordão	122
6.2.1. Serra do Mar	126
6.3. O que dizem as taxas modernas e antigas?	128
Capítulo 7 Conclusões.....	131
Referências	135

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

Há poucas décadas, Summerfield (1991) chamava atenção ao fato de que estudos de evolução do relevo em longos períodos e abrangendo grandes extensões de área deveriam ganhar fôlego novo devido a uma nova conjuntura que se desenhava. A previsão adquiriu forma e teve como corolário a publicação em uma mesma edição na revista *Nature* três artigos ligados a esta temática: Burbank et al. (2003); Dadson et al. (2003); e Reiners et al. (2003), fato bastante improvável nos anos anteriores (Summerfield, 2005). A formação desta conjuntura é descrita por Bishop (2007), trata-se da incorporação da teoria das placas tectônicas aos estudos geomorfológicos e uma conseqüente nova compreensão da evolução do relevo a partir do balanço entre os processos superficiais e o fluxo de massa das rochas dirigido pela atividade tectônica. Para tanto, foi de grande importância a formulação de modelos numéricos (acompanhado do avanço computacional) que possibilitaram explorar e testar modelos de evolução do relevo em longo prazo e, sobretudo, o advento e evolução de um conjunto de técnicas para medir o fluxo de massa de rochas em diferenciadas escalas temporais e espaciais, especialmente a termocronologia de baixa temperatura e análise de isótopos cosmogênicos.

É diante deste quadro que estudos sistemáticos sobre a complexa evolução do relevo da região sudeste brasileira (De Martone, 1943; King, 1956; Ab' Saber, 1962; Almeida, 1964; Bigarella et al., 1965; Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005; entre outros), a partir de um avanço na compreensão do papel de forças tectônicas e climáticas no modelado terrestre, recebem contribuições significativas advindas do emprego de termocronologia de baixa temperatura (Gallagher et al., 1994; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004, 2007; Hiruma et al., 2010; Franco-Magalhães et al., 2013, Karl et al., 2013) e análise de isótopos cosmogênicos (Salgado et al., 2007, 2014, 2016; Cherem et al., 2012; Barreto et al., 2013, Gonzalez et al., 2016), permitindo precisar melhor no tempo e espaço os grandes eventos geológicos/geomorfológicos que estruturaram a paisagem regional, assim como o ritmo pelo qual o relevo evoluiu.

Neste sentido, a presente pesquisa surge como uma oportunidade da aplicação integrada destas técnicas em uma faixa que abrange partes da Serra do Mar e da Serra

da Mantiqueira, áreas de relevância no contexto de evolução da região sudeste. Apesar da escala temporal diferenciada, o uso em conjunto de diferentes técnicas pode possuir relação de complementaridade (Cockburn et al., 2000): termocronômetros de baixa temperatura registram taxas médias de denudação envolvendo longo - prazo (milhões de anos), não captando flutuações que ocorrem a curto-prazo (milhares de anos) (Pazzaglia et al., 1998; Fellin et al., 2005), as quais podem ser inferidas pela mensuração da produção *in situ* de isótopos cosmogênicos, análise de perfis longitudinais de drenagens e terraços. Assim, padrões semelhantes entre taxas de denudação registrados nestes métodos podem indicar relevo em estado estacionário (*steady state*), do contrario, detectamos uma flutuação atual na média obtida a longos períodos de tempos, indicando relevo em estado transitório (Pazzaglia e Brandon, 2001).

Deste modo, o escopo desta pesquisa foi investigar a dinâmica evolutiva da área central da margem continental do sudeste brasileiro, integrando Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, por meio da análise de perfis longitudinais dos canais de drenagem, estimativa de taxas de erosão pela mensuração da concentração de isótopos cosmogênicos ^{10}Be produzidos *in situ* e termocronologia de baixa temperatura pela sistemática (U-Th-Sm)/He em apatitas.

1.1. Soerguimento das rochas, soerguimento da superfície e isostasia

A compreensão do relevo como resultante de um balanço entre os processos superficiais e o fluxo de massa das rochas dirigido por processos tectônicos, aliado ao advento de um novo conjunto de técnicas para a mensuração deste balanço abre um leque de possibilidades de estudos de evolução da paisagem em longo prazo. Entretanto, uma distinção clara entre conceitos-chaves se faz necessária. O soerguimento das rochas (ou crustal) consiste no movimento vertical das rochas em direção a superfície, a partir da transferência de massa na crosta. Tal processo difere de soerguimento da superfície, sendo ambos coincidentes apenas na ausência de denudação durante o soerguimento das rochas. Em contrapartida, ocorre rebaixamento da superfície quando a denudação é superior ao soerguimento das rochas; e o clássico estado estacionário da paisagem (*steady-state*) é atingido quando

a denudação e soerguimento das rochas são equivalentes, de modo que a superfície se mantém constante (England e Molnar, 1990; Bishop, 2007).

Neste balanço entre soerguimento das rochas e denudação, o conceito de isostasia adquire papel de relevância. Equilíbrio isostático significa que a altitude na qual a litosfera rígida flutua sobre a astenosfera plástica depende de sua densidade e espessura, o que se reflete também na altitude da topografia superficial. A aplicação de carga na litosfera, seja positiva (sedimentação) ou negativa (denudação) altera este equilíbrio e provoca um dobramento local da superfície, com extensão limitada pela rigidez da litosfera, esse processo é denominado de isostasia flexural (*denudational isostatic rebound*) (Summerfield, 1991). Assim, sedimentação gera subsidência e denudação induz ao soerguimento. Para determinada profundidade de denudação da superfície, cerca de 5/6 (razão aproximada entre a densidade da crosta e o manto superior) serão compensados através do soerguimento das rochas (England e Molnar, 1990).

O soerguimento dirigido por isostasia denudacional leva a exumação progressiva em superfície de camadas profundas da crosta, mesmo que a superfície esteja sendo rebaixada de uma forma geral (Bishop, 2007). Além disso, este tipo de soerguimento contribui para a longevidade de cadeias montanhosas em fase pós-orogênicas ou margens passivas de altitude elevadas, afinal, a resposta isostática às atividades erosivas retarda ao rebaixamento da topografia (Baldwin et al., 2003; Matmon et al., 2003). Porém, uma das mais relevantes implicações consiste em que soerguimento superficial não é necessariamente inteiramente tectonicamente induzido, desde que o soerguimento regional pode ser uma resposta isostática a uma atividade denudacional intensa e localizada, o que coloca o clima também como um potencial indutor de soerguimento superficial (England e Molnar, 1990).

1.2. Margens continentais passivas

Margens continentais passivas resultam de processos de rifteamento que levam a ruptura continental e abertura de oceanos. Podem apresentar altitudes baixas a altas, assim como segmentos alternando ambas as tendências. A morfologia clássica de margens de alta altitude apresenta uma planície costeira limitada por um

escarpamento declivoso, do qual se segue um planalto de baixo relevo em direção ao interior do continente (Bishop, 2007). Duas grandes subdivisões são possíveis a depender da posição do divisor topográfico: nas margens passivas do tipo ombreira o divisor topográfico é coincidente com a borda da escarpa; por sua vez, nas margens do tipo arco o divisor topográfico encontra-se no interior (Matmon et al., 2002).

A manutenção da forma clássica em margens maduras, cujos efeitos termiais relacionados aos processos extensionais cessaram a dezenas de milhares de anos, consiste em grande desafio explicativo pelo qual geomorfólogos tem se proposto ao longo de várias décadas (Bishop, 2007). A retração das escarpas para o interior numa taxa contínua desde a ruptura continental é uma visão tradicional (Ollier, 1985; Almeida e Carneiro, 1998). Ollier e Pain (1997) sugerem à existência de uma paleo-superfície erosiva, elaborada anteriormente a ruptura continental, que seria arqueada durante o rifteamento, com mergulho em direção ao oceano e eixo de soerguimento paralelo ao rifte. O arqueamento criaria uma discordância basal que separaria antigas rochas continentais de sedimentos depositados pós-rifte. O grande escarpamento se originaria a partir do relevo causado pela discordância, e se retrairia rumo ao eixo de soerguimento, paralelamente à costa (figura 1.1A).

Entretanto, a visão mais difundida nas últimas décadas sugere o movimento rotacional de margens passiva, no qual ocorre subsidência *offshore* e soerguimento da borda continental como resposta isostática flexural à deposição sedimentar na borda oceânica e denudação no continente (Summerfield, 1991; Gallagher et al., 1998). Assim, a partir de um novo nível de base criado pelo processo de rifteamento, erosão na margem continental com espessura quilométrica ocorre desencadeando a resposta isostática. Não há consenso ao modo de evolução de escarpa neste modelo, alternativo a idéia de retração paralela (figura 1.1B), é proposto que a escarpa consiste em um divisor pré-estabelecido, de modo que a erosão se procederia *in loco* entre esta e a costa através de um progressivo rebaixamento vertical (*downwearing*) (Braun e van der Beek, 2004) (figura 1.1C).

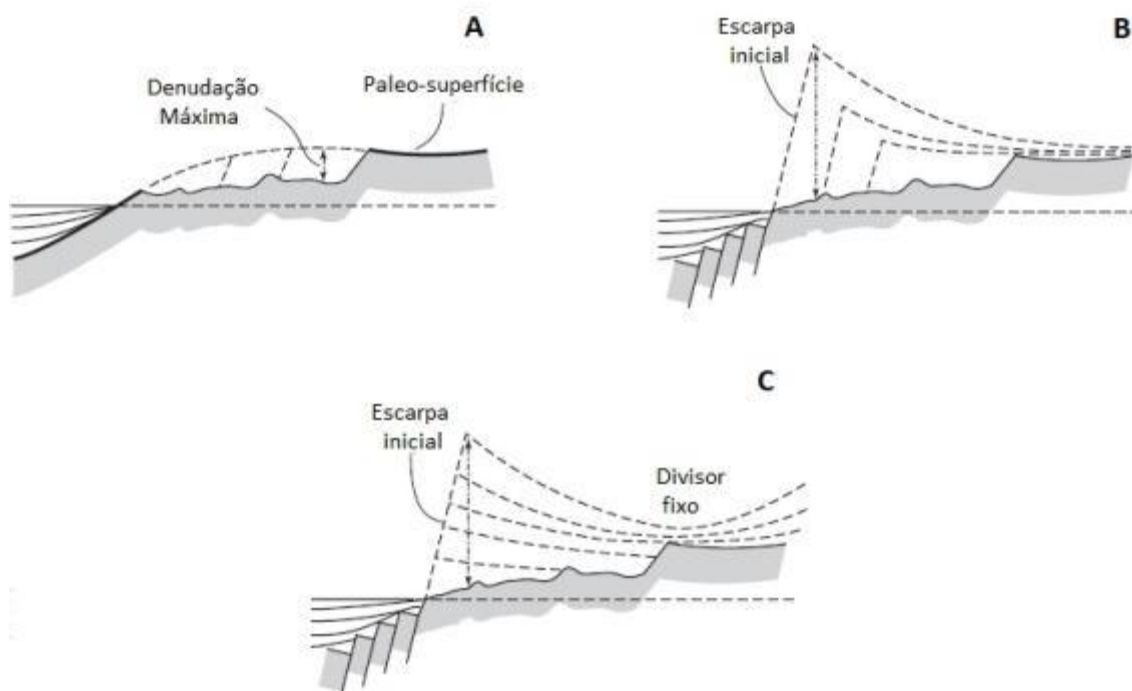


Figura 1.1. Modelos de evolução de margens passivas: (A) modelo de evolução considerando retração de escarpa até a margem continental arqueada. Modelos considerando resposta isostática flexural: (B) evolução por retração de escarpas e (C) rebaixamento vertical entre o divisor (escarpamento) e a costa (adaptado de Gallagher et al., 1998).

A termocronologia de baixa temperatura tem sido aplicada em diversas margens passivas no globo terrestre. Embora o uso desta ferramenta não tenha resolvido o modo de evolução (retração x rebaixamento), confirma a denudação quilométrica nas planícies costeiras requerida para o modelo de isostasia flexural (Dumitru et al., 1991; Gallagher et al., 1994; Brown et al., 2000a; Persano et al., 2002; Balestrieri et al., 2005). Estes dados sugerem ainda que grande parte desta denudação ocorre durante a formação do rifte e se prolonga por um período de até 10 Ma após finalizado o processo de rifteamento. Após este período, a margem se torna estável. Taxas de erosão milenares, mensuradas a partir de isótopos cosmogênicos confirmaram em um primeiro momento o prolongamento desta estabilidade pelo menos no Quaternário, apontando para taxas de erosão baixas, inferiores a 20 m/Ma (Fleming et al., 1999; Brown et al., 2000b; Bierman e Caffee, 2001; Cockburn et al., 2000; Van der Wateren e Dunai, 2001; Heimsath et al., 2000).

Desde então, taxas de erosão derivadas do isótopo ^{10}Be tem sido estimadas em diversas margens passivas. Taxas de erosão modernas no Sri Lanka (Vanacker et al., 2007), Austrália, (Heimsath et al., 2009; Nichols et al., 2014), sudeste dos Estados

Unidos (Sullivan et al. 2007), sul da Índia (Mandal et al., 2015) e sul e sudeste do Brasil (Salgado et al., 2016; Gonzalez et al., 2016) são todas menores do que taxas estimadas pelos termocronômetros para os estágios de rifteamento. Entretanto, variações nas taxas de erosão entre regiões e dentro destas (aproximadamente entre 0 – 100 m/Ma) demonstram que, mesmo lentamente, a paisagem continua evoluindo nas margens passivas de maneira desigual, refletindo a ação de controles erosivos independentes do controle tectônico.

Uma compilação global apresentada por Portenga e Bierman (2011) indicou influência potencial das zonas climáticas nas taxas de erosão, sendo as zonas glaciais e áridas os extremos para taxas altas e baixas. No contexto de margem passiva, esta influência se verifica na diferença entre as zonas áridas, como Namíbia, com taxas de erosão menores que 10 m/Ma (Bierman e Caffee, 2001), e as zonas úmidas como no sul da Índia, onde regiões escarpadas erodem numa taxa média de 48 m/Ma (Mandal et al., 2015). A resistência das rochas (Scharf et al., 2013; Pupim et al., 2015) e a estrutura geológica também podem exercer controle na evolução dos escarpamentos (Gunnell e Harbor, 2010) através da definição das posições das escarpas e de pontos de captura de rios que levam a retração das escarpas. Além destes, o relevo topográfico parece possuir uma relação de retro-alimentação com as taxas de erosão, considerando a boa correlação entre taxas e erosão e parâmetros que descrevem a morfometria do relevo (Portenga e Bierman, 2011). Esta relação é notável no contraste sistemático entre altas e baixas taxas de erosão encontradas entre as frentes escarpadas e seus reversos de baixo relevo (Vanacker et al., 2007; Heimsath et al., 2009; Mandal et al., 2015, Salgado et al., 2016). Estes dados em conjunto apontam para uma interação complexa entre os diversos controladores da evolução da paisagem, que podem não ser percebida totalmente, se não considerados e avaliados de maneira integrada.

1.3. Área de estudo

A pesquisa tem como enfoque o recorte central da margem continental do sudeste brasileiro. Localiza-se na divisa entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, situando-se entre as coordenadas 46°W e 44° W e 22°S e 23°30'S. Situa-

se entre as duas maiores metrópoles brasileiras: São Paulo e Rio de Janeiro, e é cortada pela Rodovia Presidente Dutra, que liga estas capitais. Os principais municípios da área de estudo são Taubaté, Campos do Jordão, Ubatuba e Paraty (figura 1). Consiste numa margem passiva madura caracterizada por duas cadeias de montanhas paralelas a costa - Serra do Mar e Serra da Mantiqueira – separadas por bacias sedimentares terciárias.

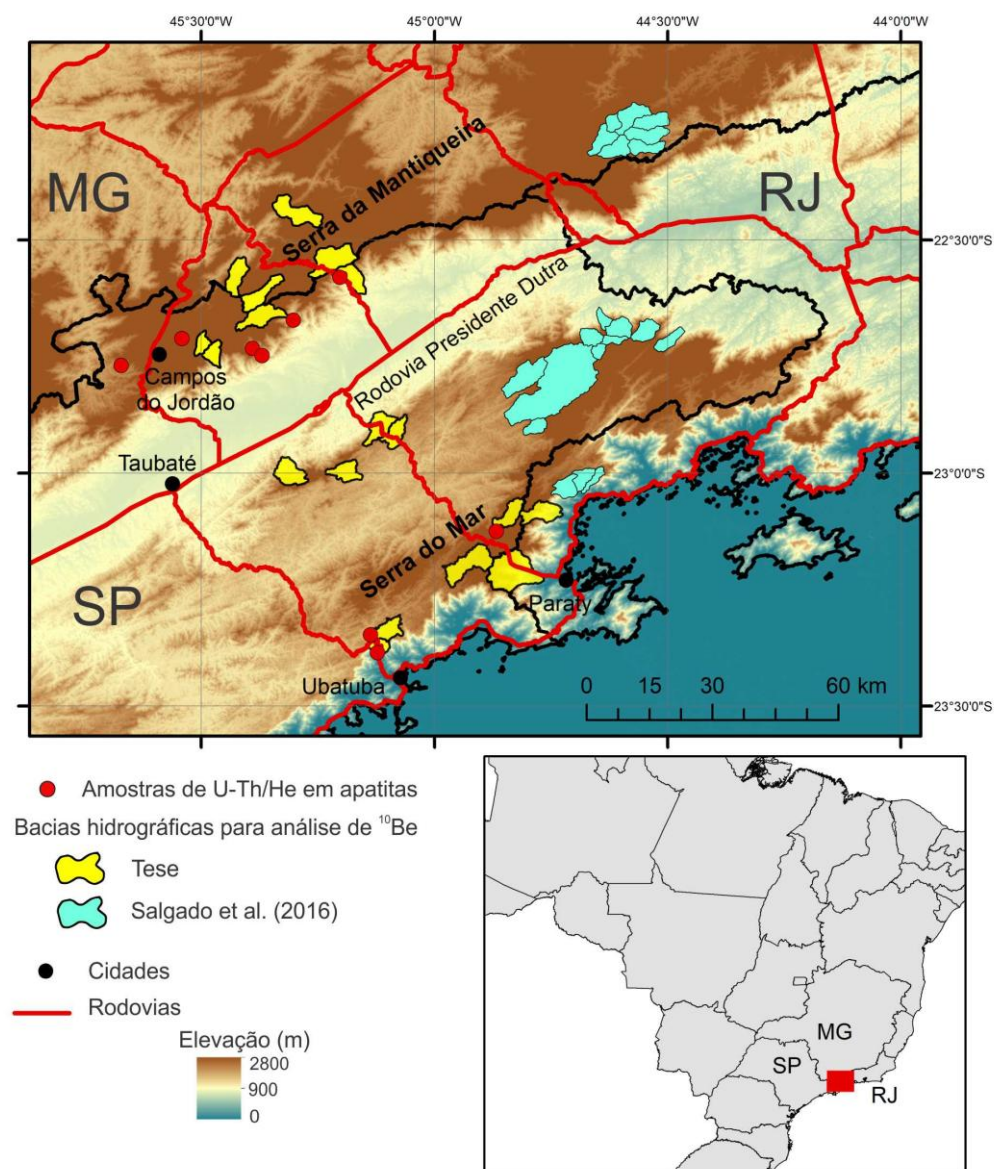


Figura 1.2. Localização da área de estudos e das amostras utilizadas neste trabalho.

1.3.1. Estudos de termocronologia e isótopos cosmogênicos

Desde a década de 1990, a história tectônica e denudacional da margem continental do sudeste brasileiro (MCSB) têm recebido sucessivas contribuições advindas da aplicação de métodos de termocronologia de baixa temperatura, dentre os quais, a análise de traço de fissão em apatitas (TFA) aparece como o método mais popular (Gallagher et al., 1994; Hackspacher et al, 2004, 2007, Hiruma et al., 2010; Cogné et al, 2011, 2012). Na primeira publicação, Gallagher et al. (1994) indicaram que um modelo de evolução de margem passiva com base em resposta isostática flexural à erosão e deposição não é suficiente para explicar toda complexidade dos dados obtidos na região, dado a diversidade das idades e a longa extensão das áreas altas em direção ao interior. Trabalhos seguintes pontuaram máximos de soerguimento posteriores à fase de rifteamento da margem, indicando reativações tectônica durante a fase de deriva continental (Hackspacher et al, 2004, 2007, Hiruma et al., 2010; Cogné et al, 2011, 2012). Neste sentido, o Cretáceo Superior e o Paleoceno são destacados e correlatos a pulsos elevados de sedimentação nas bacias oceânicas (Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005). O primeiro período é relacionado a uma série de intrusões alcalinas, sobretudo concentradas no alinhamento magmático Poços de Caldas – Cabo Frio (Almeida, 1991), sendo estipulado um soerguimento generalizado na região neste período. O Paleoceno, por sua vez, é marcado pela formação de bacias continentais a partir de esforços distensivos (Riccomini et al., 2004) que levaram também a individualização das duas cadeias montanhosas paralelas a costa: Serra do Mar e Serra da Mantiqueira. A reativação de antigas zonas de cisalhamento nestes eventos possui papel primordial no soerguimento de blocos, aumento de nível de base e desencadeamento da erosão, haja vista o controle exercido por estas zonas no padrão de distribuição de idades tanto na Serra da Mantiqueira (Hackspacher et al., 2004) quanto na Serra do Mar (Hiruma et al., 2010).

O método U-Th-Sm/He em apatitas (AHe) permite o registro da história dos minerais em profundidades mais rasas da crosta do que o registrado pelo TFA devido sua temperatura de fechamento menor (AHe: $\sim 75^{\circ}\text{C}$; TFA: $\sim 120^{\circ}\text{C}$). Entretanto, os estudos iniciais na MCSB revelaram a existência de idades de AHe similares ou mais

antigas que as idades correlatas de TFA (idades maiores que 55 Ma) (Siqueira-Ribeiro et al, 2011; Cogné et al., 2011 e 2012). Esta inversão é freqüente em rochas cristalinas antigas em contexto tectônico estável, devido ao efeito de determinadas características da apatita nestas rochas (e.g. acumulo de danos de radiação, que impedem a difusão de He) e à história de resfriamento na crosta mais lenta, que amplifica tais efeitos (Flowers e Kelley, 2011). Apesar do envelhecimento aparente de algumas idades de AHe, Cogné et al. (2011 e 2012) estipula a partir de modelagem térmica de dados de AHe e TFA resfriamento acelerado e generalizado na MCSB a partir do Mioceno, com conseqüente soerguimento da superfície e rejuvenescimento do relevo que prossegue até os dias atuais. Estes autores sugerem que este soerguimento final seria necessário para ajustar as idades de AHe dos grãos aos comprimentos de traço de fissão observados. Em termos geológicos, o soerguimento seria correlato a um aumento do fluxo de sedimentos na Bacia de Campos e de uma reorganização do sistema de drenagem.

Se episódios de reativação tectônica têm marcado a evolução da paisagem regional no longo termo, as baixas taxas de erosão estimadas nas análises do isótopo cosmogênico ^{10}Be , em sua maior parte menores que 30 m/Ma, são interpretadas como indicativo de estabilidade tectônica no Quaternário Superior (Salgado et al, 2008, 2014, 2016; Cherem et al., 2012; Rezende et al.; 2013; Barreto et al, 2013; Gonzales et al., 2016, Sordi et al., 2018). Para explicar a variabilidade das taxas, alguns destes trabalhos destacaram o papel local da alternância litológica na erosão diferencial (Salgado et al, 2008; Rezende et al, 2013). Entretanto, características morfológicas do relevo medidas por parâmetros tais como relevo local médio e declividade média das vertentes têm sido utilizadas como a principal interpretação para a variabilidade das taxas de erosão em uma escala regional (Salgado et al, 2016; Gonzales et al., 2016). A influência climática nestas taxas é às vezes mencionada, entretanto, apenas Gonzales et al. (2016) aplicou regressão linear simples entre taxa de erosão e média anual de precipitação. Estes autores encontram boa correlação na escala local, mas correlações muito fracas quando integraram seus dados a um conjunto de dados regional.

1.5. Objetivos

A execução desta pesquisa tem como objetivo delinear em diversas escalas temporais de análise o ritmo e a forma de evolução do relevo da área central da margem continental do sudeste brasileiro, dentro de um contexto evolutivo regional do sudeste brasileiro. Para tanto, pretende-se estimar taxas de exumação e erosão em diferentes escalas de tempo através da aplicação termocronologia de baixa temperatura e medidas de concentração de isótopos cosmogênicos.

O termocronômetro de baixa temperatura - sistemática U-Th-Sm/He em apatitas – permitiu definir os principais mecanismos geológicos e geomorfológicos que estruturaram os grandes compartimentos do relevo, assim como seu ritmo de evolução na escala de dezenas a centenas de milhões de anos. A mensuração da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be produzido *in-situ* em sedimentos de rio, objetiva avaliar se os mecanismos regionais de formação do relevo continuam ativos e se a topografia gerada permanece estável ou está sendo degradada longo do Quaternário.

Visando atingir estes objetivos, o uso integrado de métodos de resolução temporal e espacial distinta se fez tendo como guia os seguintes questionamentos gerais:

1. A paisagem está em estado estacionário (*steady-state*)?
2. Quais os principais eventos tectônicos definidores da estrutura do relevo regional?
3. Como se dá a evolução do relevo em contexto de margem passiva?
4. Qual o papel do clima na distribuição das taxas de erosão?
5. A neotectônica tem papel relevante durante o Quaternário Superior?

Em face às frentes de estudos aberta por estas questões gerais e pelas escalas temporais abrangidas pelos diferentes métodos, tem-se os seguintes objetivos específicos:

1. Verificar a relação entre as idades de U-Th-Sm/He (AHe) medidas nesta pesquisa e as idades de traço de fissão em apatitas (TFA) existentes na literatura para a área de estudos;
2. Analisar em quem medida eventuais similaridades ou inversões de idades (idades de AHe mais antigas que de TFA) são funções da história térmica ou das características dos grãos mensurados);
3. Verificar se o soerguimento estipulado para o Mioceno é registrado nas idades de AHe, e assim, relativizar a magnitude deste evento;
4. Analisar a variação espacial das taxas de erosão modernas estimadas via ^{10}Be ;
5. Identificar as relações entre incisão dos rios e processos erosivos de vertente, e o modo de evolução da paisagem;
6. Identificar o papel relativo da morfologia do relevo, da resistência das rochas e da variabilidade climática no controle das taxas de erosão;
7. Comparar as taxas de erosão dos diferentes métodos aplicados e inferir a evolução do relevo a partir das mudanças da variabilidade espacial das taxas ao longo do tempo;
8. Estimar o tempo de formação das escarpas a partir da extrapolação das taxas de erosão modernas.

1.6. Estrutura e organização da tese

O texto principal inicia-se com o presente capítulo de “Introdução”, onde os principais temas, conceitos e objetivos da pesquisa são apresentados.

No Capítulo 2 – “A margem continental do sudeste brasileiro: uma revisão crítica” - o desenvolvimento tectônico regional, responsável pela estruturação do relevo é discutido, assim como a evolução da paisagem ao longo do Quaternário. O principal objetivo deste capítulo é fornecer as bases para interpretação de evolução do relevo a partir dos métodos utilizados.

O capítulo 3 – “Metodologia” - se divide em quatro partes, as duas primeiras referem-se a conceitos e procedimentos dos métodos que definem as frentes de pesquisa deste trabalho – Termocronologia de baixa temperatura e Isótopos Cosmogênicos – e a terceira e quarta parte, métodos complementares que auxiliaram

nas interpretações, sendo a terceira, a extração dos parâmetros que potencialmente controlam os processos erosivos, e na quarta parte, os procedimentos para modelar o mapa de erosão da área.

O capítulo 4 – “Reativações pós-ruptura do Gondwana” - consiste num capítulo destinado a análise dos dados de termocronologia por U-Th-Sm/He em apatitas. O potencial significado das idades dos grãos e sua interpretação a luz das reativações tectônicas ocorridas depois de cessado o processo de rifteamento que deu origem a margem continental do sudeste brasileiro.

No capítulo 5 – “Dinâmica erosiva no Quaternário Superior” - as taxas de erosão estimadas pela análise do isótopo ^{10}Be são discutidos, em suas relações com as variáveis responsáveis por controlar a evolução da paisagem.

O capítulo 6 – “Dinâmicas de curto e longo prazo no tempo geológico” – pretende uma integração entre as taxas modernas e antigas obtidas neste trabalho, visando encontrar pistas da evolução geomorfológica no Neógeno.

O capítulo de “Conclusão” encerra a tese, pontuando os principais pontos defendidos e analisados na pesquisa.

2.1. Introdução

A área central da margem continental na região sudeste do Brasil, situada entre as megalópoles de São Paulo e Rio de Janeiro, é sustentada pelas rochas cristalinas pré-cambrianas do ciclo Brasileiro, predominantemente gnaisses e granitos. Sobre este embasamento uma grande diversidade topográfica ocorre tendo como principais expressões duas cadeias de montanhas paralelas à costa: a Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, as quais são separadas por uma depressão tectônica que da forma ao vale do Rio Paraíba do Sul (figura 2.1). É limitada a oeste pela Bacia do Paraná, e a leste pelas bacias sedimentares da plataforma continental (Santos e Campos), com enorme importância econômica devido à exploração de hidrocarbonetos.

A esta configuração tem sido atribuído como causa reativações que se sucederam após a ruptura do continente Gondwana e abertura do oceano Atlântico. As intrusões alcalinas cretáceas e paleógenas que cortam o embasamento, a bacia do Taubaté, instalada no vale do Paraíba do Sul (figura 2.1), e as taxas de deposição anômalas em determinados períodos nas bacias adjacentes sinalizam estas reativações (Almeida e Carneiro, 1998).

O presente capítulo tem como objetivo uma revisão da área de estudos que contemple os principais eventos geológicos e geomorfológicos responsáveis por este cenário. Para tanto, inicia-se com a história tectônica da região, desde a consolidação da plataforma Sul-Americana até as reativações durante a deriva continental após a abertura do Atlântico-Sul; prossegue com a dinâmica de evolução quaternária, destacando o papel das oscilações climáticas e retomadas erosivas; e finaliza com uma descrição sintética do estado atual da paisagem regional.

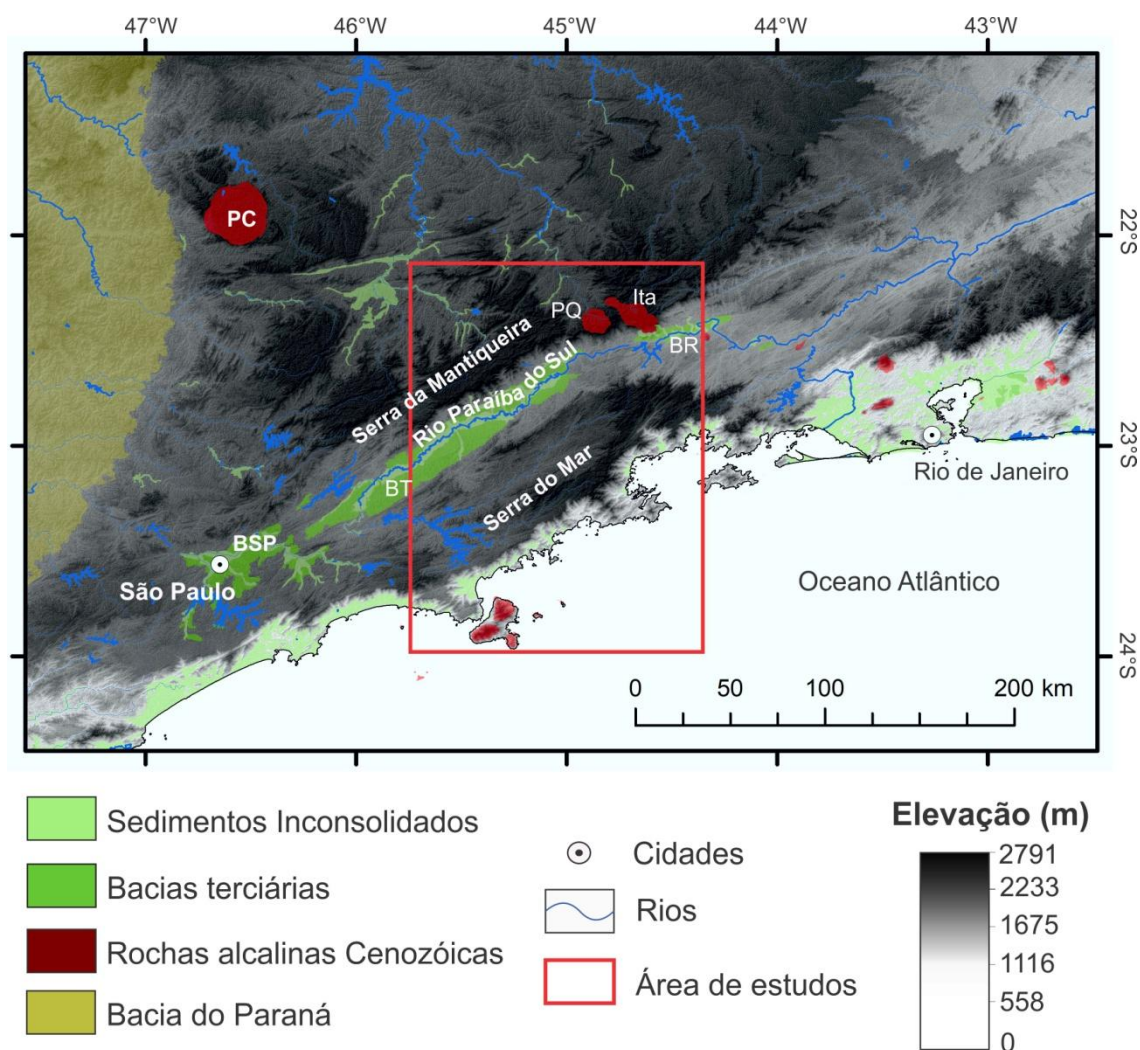


Figura 2.1. Contexto topográfico regional, destacando feições geológicas. A topografia é sustentada por rochas do embasamento Pré-Cambriano. Estas rochas são cortadas por intrusões alcalinas cretáceas, sobretudo pertencentes ao Alinhamento Mágmatco Poços de Caldas-Cabo Frio, sendo: (PC) Maciço de Poços de Caldas, (PQ) Maciço do Passa Quatro e (Ita) Maciço do Itatiaia; e por bacias sedimentares terciárias: (BSP) Bacia de São Paulo, (BT) Bacia do Taubaté e (BR) Bacia de Resende. O quadro vermelho destaca a área de estudos, a qual é representada nas figuras 2.8, 2.9 e 2.10.

2.2. História tectônica

2.2.1. O Ciclo Brasileiro e a Província Mantiqueira

O ciclo Brasileiro consiste em um amplo período orogenético Neoproterozóico-Cambriano no qual um conjunto de colagens deram origem a estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves et al. 1999) e, associado à Orogênese Pan-Africana, a consolidação do continente Gondwana (Tompette, 1994).

Desta maneira, antigos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, hoje cobertos em sua maioria por bacias sedimentares intracratônicas (com a exceção do Cratón São Francisco), são interligados por faixas móveis resultantes das colisões de placas tectônicas durante este período. A área de estudo insere-se no setor central da Província Mantiqueira e o extremo sul da Faixa Brasília (ou província Tocantins), ambos os quais são sistemas orogenéticos do Ciclo Brasileiro (Figura 2.2).

A província Mantiqueira consiste num sistema orogênico paralelo a costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, com mais de 3000 km de comprimento e cerca de 700.000 km² de área (Heilbron et al. 2004). Tem como limites a província Tocantins, o Cratón São Francisco, a Bacia do Paraná, e as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. É constituída pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, além da zona de interferência entre a faixa Brasília e Ribeira e um conjunto de unidades agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embú, com relações geotectônicas não completamente compreendidas com o Orógeno Ribeira e o Orógeno Brasília (Heilbron et al. 2004).

A Faixa Brasília é parte da Província Tocantins, sistema orogênico ativo no Ciclo Brasileiro situado entre os crátons Amazônico e São Francisco. Esta faixa bordeja o Cratón São Francisco (Valeriano et al., 2004) e subdivide-se por dois ramos de orientação e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes: Orógeno Brasília Setentrional, com orientação NE e Brasília Meridional, de orientação NW. Os dois ramos encontram-se na altura do paralelo Brasília, formando a Megaflexura dos Pirineus (Costa e Angeiras, 1971, Valeriano et al., 2004).

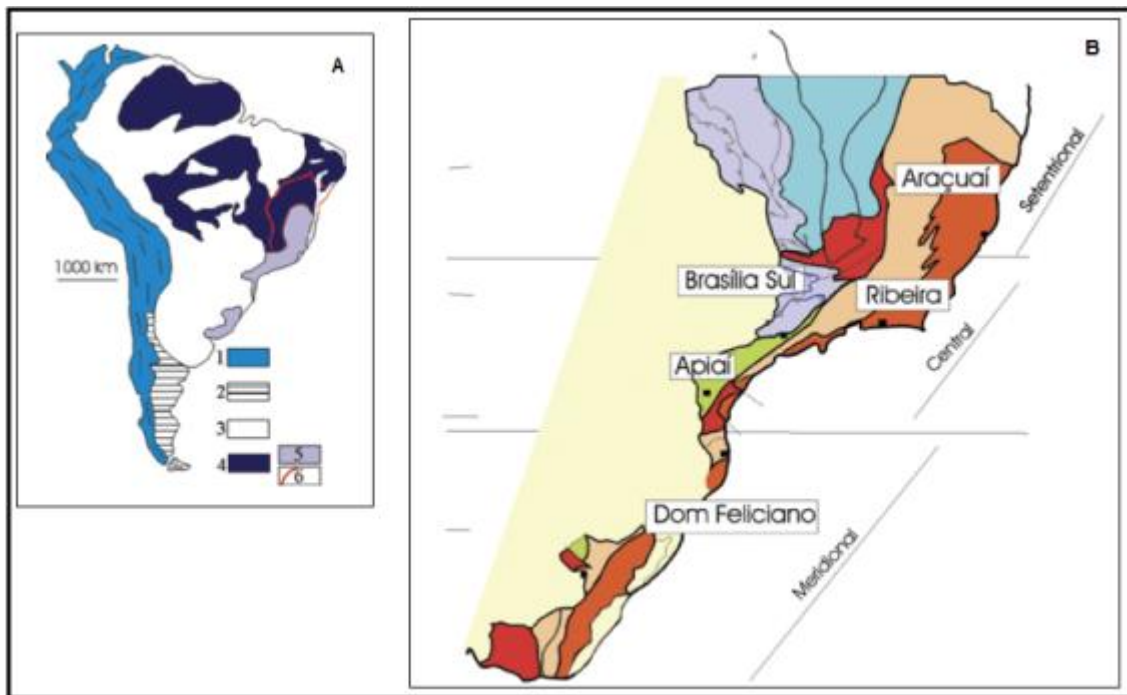


Figura 2.2. Mapa tectônico da América do Sul, destacando a localização da Província Mantiqueira. Legenda. 1 – Sistema orogênico andino. 2 – Terreno Patagônia. 3 – Cobertura Fanerozóica da Plataforma Sul-Americana. 4 – Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton São Francisco (6). B: Subdivisão da Província Mantiqueira. O quadrado indica a área de estudos e as cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos. (Modificado de Heilbron et. al., 2004).

2.2.1.1. Evolução do segmento central da Província Mantiqueira

A evolução do segmento central da Província Mantiqueira, região de interesse desta pesquisa, integra a interação entre o orógeno Ribeira e o extremo sul da Faixa Brasília, tendo início por volta de 880 Ma seguindo até cerca de 480 Ma, envolvendo formação de arcos magmáticos, processos acrescionários e colisionais, encerrando-se com a exumação e colapso dos orógenos (Heilbron et al. 2004) (figura 2.3).

Três colisões principais podem ser destacadas. A primeira ocorreu entre 630 – 625 Ma, sendo o encontro do Cráton Parapanema (embasamento da Bacia do Paraná) e o Cráton São Francisco, é responsável pela parte sul do Orógeno Brasília, gerando um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste e se sobrepõem a borda SSE do Cráton São Francisco (Heilbron et al. 2004). A segunda colisão ocorre entre 590 até 560 Ma e foi responsável pela formação do Orógeno Ribeira (Heilbron e Machado, 2003; Machado et al., 1996), sendo uma colisão oblíqua, este evento colocou os terrenos Paraíba de Sul e Oriental

sobre o Terreno Ocidental (embasamento retrabalhado do Cráton São Francisco) e sobre os terrenos da porção sul do Orógeno Brasília, recentemente formado. A terceira colisão tem ocorrência entre 535 Ma e 510 Ma (Schmitt et al., 1999) representa o amalgamento tardio do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

Com a diminuição gradual dos processos de dobramento, no início do Paleozóico, ocorre a passagem para um regime extensional (Heilbron et al. 2004) e os falhamentos tornam-se os principais responsáveis pela formação de bacias intermontanas, antefossas, bacias marginais (preenchidas por material continental) e material vulcânico (Zalán, 2004). Como representantes destas bacias tardi-tectônicas no segmento central da Província da Mantiqueira, tem-se as unidades Eleutério, Pouso Alegre, Castro e Camarinha. Magmatismo bimodal, entre 510 a 480 Ma, ocorre associado a este período tectônico.

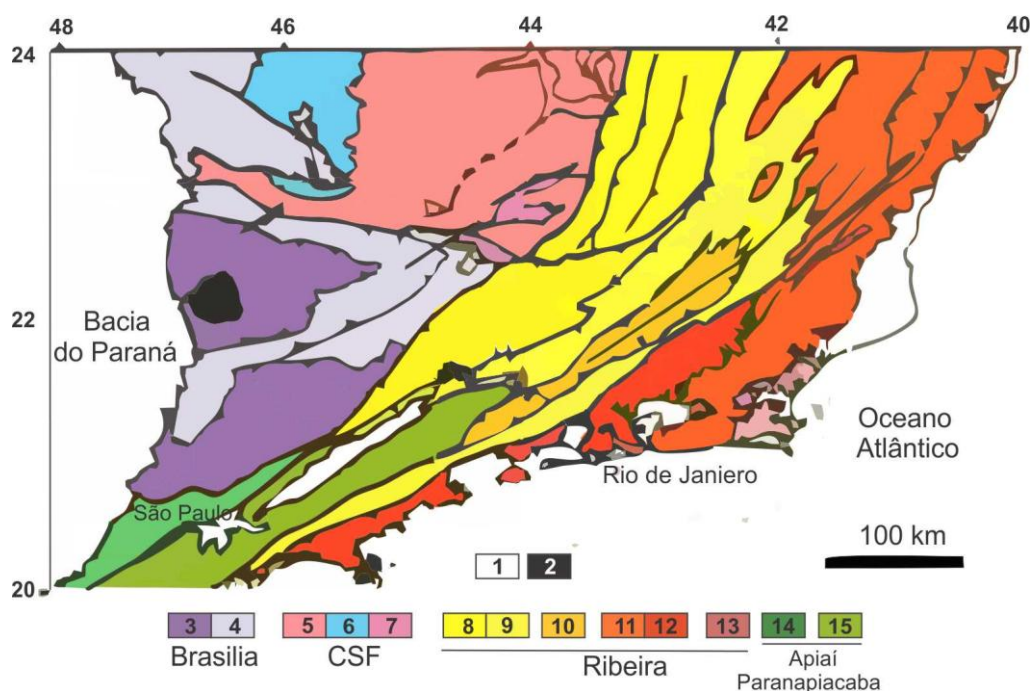


Figura 2.3. Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira.

Legenda. 1 – Riftes Cenozóicos; 2 – Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3 – Nappes Inferiores; 4 – Nappes Superiores; 5 – Embasamento do Cráton São Francisco 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 – Terrenos São Roque e Açungui; 15 – Terreno Embu (Compilado de Heilbron et. al., 2004).

Cessado o Ciclo Brasileiro, segue ao longo do Paleozóico e até meados do Mesozóico um período de quiescência tectônica e a formação de grandes sinécleses,

independentes das estruturas subjacentes locais (Zalán, 2004), tais como a Bacia do Paraná (Figura 2.1), que teria recoberto em parte indeterminada do segmento central da Província Mantiqueira e Sul da Faixa Brasília. Esta bacia intracratônica abriga uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, com área atual superior a 1.500.000 km² e perímetro que alcança 5500 km (Milani, 2004). De forma ovalada e com limites erosivos, teve como responsável pela subsidência inicial, durante o Neo-Ordoviciano, esforços compreensivos ligados a Orogênese Oclóyica, ocorridos na margem oeste do Gondwana (Milani, 2004). Para os mecanismos de subsidência posteriores, Milani e Ramos (1998) correlacionam as épocas de maiores taxas de subsidência aos picos das orogenias da margem SW do Gondwana.

2.2.2. Abertura do Atlântico e ruptura do Gondwana

Intensa reativação tectônica tem início a partir do Neo-Jurássico, a partir dos processos de rifteamento que iriam desencadear a ruptura do continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1972). Ocorre entre 220 – 98 Ma e apresenta três grupos de eventos semelhantes (figura 2.4), mas temporalmente e espacialmente distintos: Rifeamento I, de 220 a 140 Ma, abrangendo a parte norte da Plataforma Sul- Americana durante a abertura do Atlântico Central; Rifeamento II, de 140 – 110 Ma, na margem atlântica leste e sudeste do Brasil (área de estudos), configurando a ruptura do Gondwana ; e Rifeamento III, de 113 – 98 Ma, na margem atlântica equatorial (Zalán, 2004).

Quanto à evolução, Mohriak (2004) assume modelo baseado em conceitos de McKenzie (1978), onde estiramento litosférico resulta em afinamento da crosta e subida da astenosfera, seguido de subsidência termal associada ao posterior resfriamento da anomalia térmica. Assim, a formação do rifte é associada a processos extensionais responsáveis por falhas normais que formam grábens e semi-grábens. Estes são preenchidos por sedimentos continentais lacustres siliciclásticos e carbonáticos, contendo excelente teor de matéria orgânica que viria gerar hidrocarbonetos. Esta fase é acompanhada de magmatismo basáltico toleítico, ocorrido em ambiente terrestre, encontrando-se hoje parcialmente sob a plataforma

continental e na Bacia do Paraná (formação Serra Geral). As primeiras ingressões marinhas ocorrem no Aptiano através da formação de um golfo e espessas camadas de sal são depositadas devido ao clima árido. Novos eventos magmáticos ocorrem no final do rifteamento relacionados à implantação de centros de espalhamento oceânico, com cunhas de refletores mergulhantes para o mar, dando início assim a formação de crosta oceânica e fase de deriva continental. As posteriores fases de sedimentação marinha viriam a ser influenciadas por reativações tectônicas, vulcanismo e movimentação do sal depositado na fase transicional.

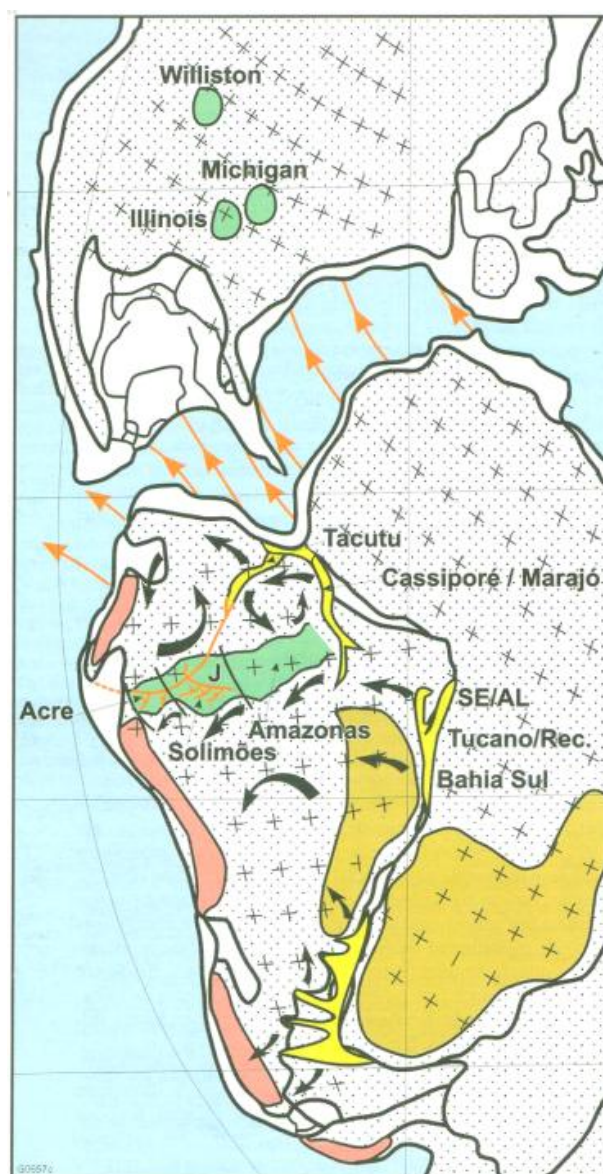


Figura 2.4. Cenário Geotectônico do Neo-Jurássico (140 Ma), localizando as três fases riftes - áreas amarelas (Compilado de Zalan, 2004).

2.2.3. Reativações pós-rifte

Ao cessar dos processos de rifteamento e início de deriva continental tem-se o estabelecimento de um ambiente de margem passiva, que no sudeste brasileiro é caracterizado *offshore* pelas bacias sedimentares (Santos, Campos e Espírito Santo) e *onshore* pela presença de um grande escarpamento marcando limite abrupto entre a planície costeira e os planaltos interiores elevados (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira) (Zalán, 2004).

Modelos de margens passivas (Summerfield, 1991) sugerem mecanismos de isostasia flexural, com subsidência por acúmulo de carga sedimentar nas bacias e soerguimento devido à descarga denudacional nos continentes para explicar a manutenção da expressão topográfica destes planaltos mesmo depois de encerrado os processos de rifteamento. No entanto, Gallagher et al. (1994), estimou fases de exumação intensa pós rifte com base em idades de traços de fissão em apatitas. Dado a elevada extensão de leste a oeste das áreas altas na região, estes autores calculam que uma rigidez litosférica de 10^{25} N e uma planície costeira com elevação inicial de vários quilômetros seriam condições necessárias para sustentar soerguimento contínuo por isostasia flexural. Como estas condições são extremas, outros fatores além de isostasia seriam necessários para explicar a morfologia destas margem passiva. Sinais de reativações tectônicas pós-rifte são evidentes e parecem melhor explicar a complexidade topográfica encontrada na região. Segue breve descrição dos principais eventos e suas conseqüências na geomorfologia regional.

2.2.3.1. Soerguimento no Cretáceo Superior

No intervalo Coniaciano – Maastrichtiano um fluxo anômalo de sedimentos preenche a bacia de Santos (formação Santos e Juréia), sendo os depósitos proximais formados por sedimentos clásticos de granulação predominantemente grosseira. Vários autores argumentam que para sustentar este fluxo deveria ter existido um soerguimento correlato nas montanhas costeiras e que estas se estenderiam a leste da atual linha de costa (Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005; Assine et al., 2008). De fato, seguidos trabalhos de termocronologia de baixa temperatura têm

registrado fase de rápido resfriamento para suas amostras neste período (Gallagher et al., 1994, Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004; Hiruma et al., 2010; Cogné et al. 2011), corroborando com a hipótese de soerguimento.

Paralelamente, uma série de corpos alcalinos é intrudida no embasamento, alinhando-se principalmente de WNW para ESE com um decréscimo de idades e tamanho na direção do oceano, (Thomaz Filho e Rodrigues, 1998, Thomaz-Filho *et al.* 2005). Esta seqüência é denominada como Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio (Almeida, 1991) e sugere a passagem da placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica, a qual seria, portanto, a provável causa do soerguimento apontado acima (figura 2.5).

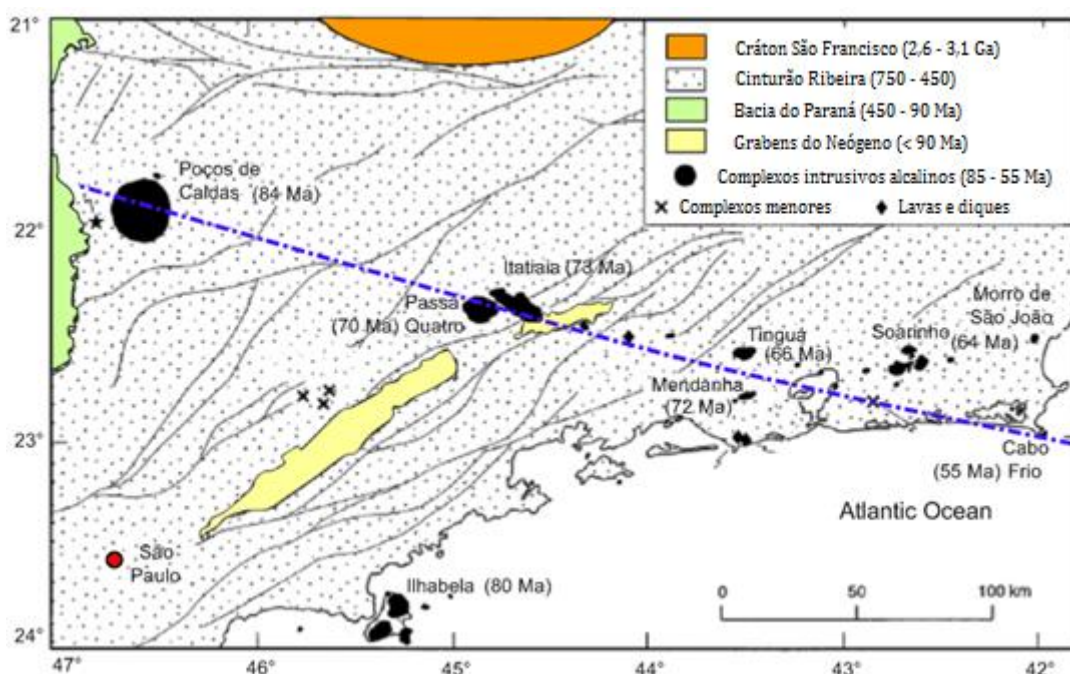


Figura 2.5. Alinhamento Magmático Poços de Caldas Cabo Frio.
(Compilado de <http://www.brazadv.com.br/brasil-geologia/magmatismo.htm>).

Quanto aos mecanismos e produto final, entretanto, os autores divergem. De acordo com Zalán e Oliveira (2005), seria um soerguimento epigenético em resposta a anomalia térmica que ocorreria de maneira homogênea e sem tectonismo. Por sua vez, Cobbold et al. (2001) e Riccomini et al. (2005) observam que este alinhamento poderia ser uma extensão continental da principal zona de transferência entre a bacia de Santos e a de Campos, de modo que as intrusões ocorrem pela reativação desta. Assim, o enfraquecimento da crosta, devido ao aquecimento pela anomalia térmica,

conjugado a herança estrutural teriam tornado a litosfera do sudeste brasileiro susceptíveis a esforços regionais.

Para Zalán e Oliveira (2005), a região alçada formaria então um mega planalto amplo atingindo altitudes de 2 a 3 km estendendo-se para leste da atual linha de costa, na plataforma continental. Com a criação de relevo, inicia-se um processo de erosão generalizado que iria aplainar e nivelar toda a região em torno de uma altitude média estimada em 2000 m (Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005), formando a chamada Superfície de Aplainamento Japi (SAJ), ou Sul Americana (King, 1956). Este aplainamento se encerraria no limite Cretáceo - Terciário (Riccomini et al., 2004) e seria desnivelada e erodida com os eventos tectônicos que viriam, tornando seus remanescentes importantes marcos tectônicos. Entretanto, Hiruma et al. (2010), verificou por análise de traço de fissão em apatitas histórias de resfriamento que diferem nos supostos remanescentes da SAJ, com determinadas áreas mais preservadas que outras e períodos de denudação diacrônicos, tornando-se assim, inviável uma superfície de aplainamento única e extensa, e mesmo um único mega-planalto homogêneo.

2.2.3.2. Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil

Durante o Cenozóico a margem continental do sudeste brasileiro adquire sua característica peculiar: duplo escarpamento formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira intercaladas por bacias terciárias que chegam a atingir atualmente 850 m de espessura sedimentar. A este conjunto Almeida (1976) designou de *Rifts* da Serra do Mar, modificado para *Rift* Continental do Sudeste do Brasil por Riccomini (1989), por entender que em sua formação as bacias eram contínuas. A bacia então seguia paralelamente à costa, da qual dista cerca de 70 km, até passa a convergir e atinge o oceano em suas terminações nos estados de Paraná e Rio de Janeiro.

Partindo do pressuposto uma área soerguida no Cretáceo Superior – proto Serra do Mar – que se estenderia para leste da linha de costa, Almeida e Carneiro (1998) estipularam um evento tectônico no Paleoceno resultante de instabilidade gravitacional. Este evento teria ativado a falha de Santos que, segundo estes autores, se localizaria ente a atual linha de costa e a zona de charneira. A escarpa de falha

gerada delimitaria a Serra do Mar, e recuaria até a posição atual por processos erosivos controlados pela estrutura e resistência litológica diferencial. As bacias terciárias teriam formação relacionada a este mesmo evento tectônico, reativando antigas zonas de cisalhamento.

Zalán e Oliveira (2005) apesar de partilharem da hipótese de instabilidade gravitacional como principal motor de rifteamento, não reconhecem a falha de Santos e discordam quanto ao recuo erosivo de escarpa. Para estes autores, o “mega-planalto” teria sofrido colapso e ruptura, gerando abatimento de blocos em faixas lineares de direção NE-SW, escalonadas à direita, indicando distensão levemente oblíqua, com direção NW-SE, gerando assim os quatro grandes riftes ou corredores de grabéns: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (este último constituído por grabéns apenas inferidos) (figura 2.6).

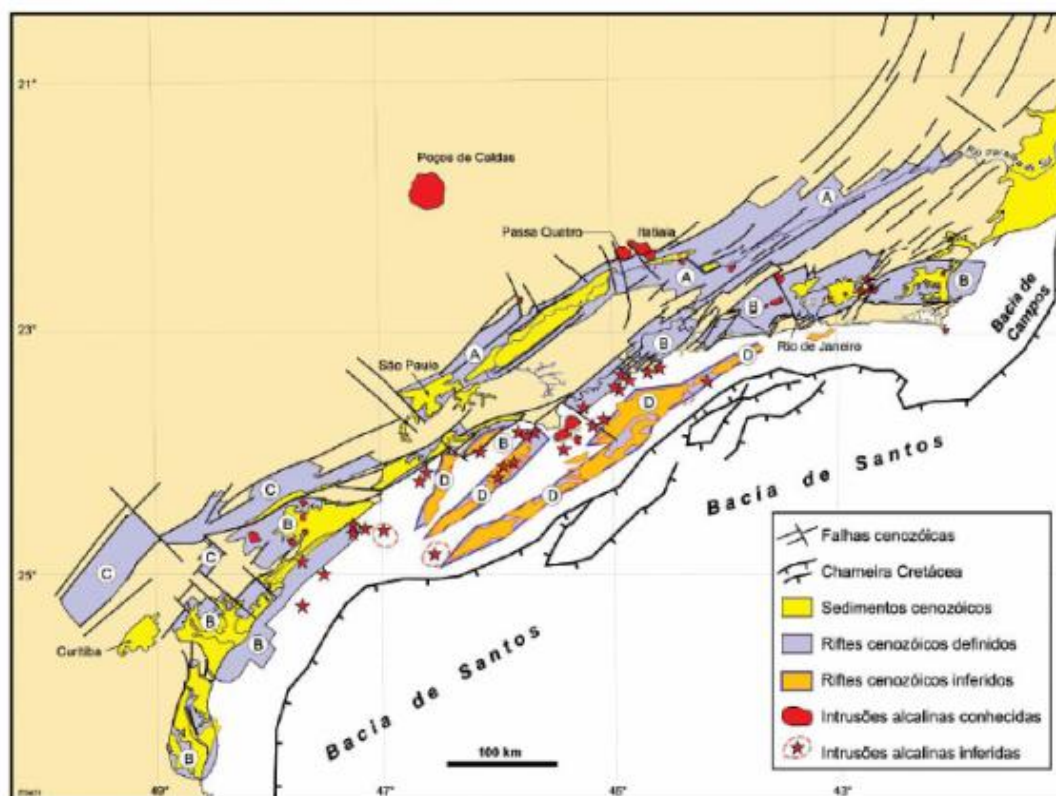


Figura 2.6. Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalán e Oliveira, 2005).

Para Riccomini et al. (2004), a formação do rifte e o simultâneo preenchimento sedimentar e vulcânico data do Paleógeno, sob a ação de um campo de esforços

distensivo de direção NNW-SSE a E-W, o qual causou reativações de antigas zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE a ENE como falhas normais. Entretanto, alguns autores (Cobbald et al., 2001; Cogné et al., 2012b) têm contestado hipótese de bacias de tipo rifte e defendido a formação das bacias em regime de transtensão, formando uma bacia do tipo *pull-apart*. Para estes autores, as principais fases de reativação (Cretáceo Superior, Paleógeno e Neógeno) estão ligadas a fases orogênicas dos Andes.

2.2.3.3. Rejuvenescimento no Neógeno

Independente do regime de *stress*, tanto Cogné et al. (2012b) quanto Riccomini et al. (2004), baseados em dados estruturais nas bacias terciárias, convergem no reconhecimento de reativação tectônica no Neógeno. Riccomini et al. (2004) sugere quatro episódios de deformação nas bacias terciárias após o Mioceno, em contexto e compressão NW-SE a E-W. Cogné et al. (2012b), reavaliando perfis sísmicos 2D, chega a conclusão que após período de estabilidade tectônica do Oligoceno ao Mioceno Inferior, reativação ocorre sob regime transpressional E-W. Evidências estruturais similares são encontradas também na Serra da Mantiqueira e do Mar (Modenesi-Gauttieri et al., 2002; Hiruma et al., 2010), e nas bacias *offshore* (Fetter, 2009).

Cogné et al. (2011), por modelagem térmica estipulam rápida denudação na Serra do Mar após 15 Ma, na faixa entre o litoral norte do estado de São Paulo e sul do estado do Rio de Janeiro, com taxas de denudação superiores a 100 m/Ma. Posteriormente, Cogné et al. (2012) estendem este soerguimento para toda a região, compreendendo, Serra do Mar, Bacia de Taubaté e Serra da Mantiqueira. Além disso, verifica-se neste período aumento de carga sedimentar na Bacia de Campos, onde deságua o Rio Paraíba do Sul, e em menor medida na bacia de Santos (Contreras et al., 2010). Modenesi-Gauttieri et al. (2011) também admite soerguimento recente, na medida em que se verifica mudança no tipo de intemperismo nos perfis de alteração no Planalto Campos do Jordão (Serra da Mantiqueira): a tendência a monossialitização vem sendo substituída pela podzolização nas áreas mais elevadas, adaptando-se assim a nova condição climática de altitude.

Riccomini et al. (2004) relaciona as deformações neogênicas nas bacias terciárias ao balanço entre *ridge-push* e *slab-pull* sofrido pela placa Sul-Americana em relação respectivamente a cadeia Meso-Atlântica e a placa de Nazca. A nova fase deformacional, assim, seria resultado na aceleração da convergência na margem Pacífica da placa Sul-Americana e mudança de sua direção de NE para E. Isto seria suficiente para explicar no sudeste brasileiro a fase de exumação acelerada neste período encontrada nos dados termocronológicos de Cogné et al. (2011, 2012) e o rejuvenescimento do relevo.

2.2.4. Atividade tectônica Cenozóica e rearranjo da rede de drenagem

O soerguimento das montanhas costeiras tem como impacto a mudança do padrão de sedimentação das bacias *offshore* e *onshore*, e por extensão, é possível inferir a história da rede de drenagem.

Como apontado, o soerguimento da Serra do Mar no Cretáceo Superior foi responsável por um aporte sedimentar anômalo de sedimentos com granulometria grosseira que deram origem a Formação de Santos e Juréia (Almeida e Carneiro, 1998). Segundo Cobbold et al. (2001) este aporte deve ter sido transportado por um grande sistema de drenagem que não existe atualmente nos canais alimentadores da bacia de Santos. O rio Paraíba do Sul e o rio Tiête são os principais rios da região, e apesar de terem suas cabeceiras a 10 km da costa, seguem sentido contrário. Provavelmente, a bacia hidrográfica destes rios alimentava a bacia de Santos neste período, até que as manifestações tectônicas de Paleoceno alteraram o contexto topográfico regional. O Soerguimento da Serra do Mar criou uma barreira impedindo estas drenagens de chegarem ao mar, ao mesmo tempo em que a formação dos riftes levou o Paraíba do Sul a alimentar a bacia do Taubaté, provocando o aumento de sedimentação observado nos depósitos lacustres do Oligoceno (Cobbold et al., 2001).

O registro sedimentar do Neógeno registra um aumento do aporte sedimentar na Bacia de Campos e a formação de um delta na foz do rio Paraíba do Sul, fornecendo sedimentos clásticos a essa bacia (Contreras et al., 2010). Este fato estaria relacionado à passagem de um sistema de drenagem endorréico para um sistema exorréico na bacia do rio Paraíba do Sul (Cobbold et al., 2001). Cogné et al. (2012) observam que o

Paraíba do Sul segue paralelo a zona de cisalhamento Além Paraíba por 200 km, de modo que a reativação desta no Neógeno possivelmente levaria a destruição da barreira que separava a drenagem interna do Paraíba do Sul do sistema que drena diretamente para a Bacia de Campos, desencadeando assim a erosão dos sedimentos acumulados nas bacias terciárias.

A tabela 2.1 apresenta um resumo dos eventos tectônicos, magmáticos e sedimentares apresentados ao longo desta seção.

Tabela 2.1. Discrimiação dos eventos tectônicos, magmáticos e sedimentares ocorridos na margem continental do sudeste brasileiro (adaptado de Zalán, 2004).

Idade (Ma)	Evento	Consequência
790 - 480	Ciclo Brasileiro.	Consolidação da Plataforma Brasileira
450 - 130	Estabilidade tectônica.	Bacia do Paraná
130 - 110	Distensão e formação das bacias <i>offshore</i> ; magmatismo básico.	Ruptura do Gondwana; abertura do Oceano Atlântico.
90 - 65	Soerguimento crustal; magmatismo alcalino.	Soerguimento Superficial regional; formação da superfície Japi.
55- 25	Distensão e formação das bacias continentais.	Individualização das Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.
15 - 0	Deformação das bacias continentais.	Rejuvenescimento do relevo; rearranjo da rede de drenagem.

2.3. O Quaternário

Foram descritos resumidamente alguns dos principais eventos tectônicos que definiram a estrutura geomorfológica da margem continental do sudeste brasileiro. Com o estabelecimento do delta do rio Paraíba do Sul e a consolidação de um sistema de drenagem exorréico no Neógeno, a paisagem adquire os contornos atuais. O relevo então estabelecido segue evoluindo pela ação dos processos erosivos em interação ainda não totalmente compreendida entre clima e tectônica.

2.3.1. Tectônica

Apesar do soerguimento regional e rejuvenescimento do relevo correntes desde o Neógeno (Cogné et al., 2011), dados sísmicos atuais apresentados por

Assumpção et al. 1998 parecem relativizar o nível de atividade tectônica no Quaternário. Para explicar ocorrências de terremotos recentes, além do citado esforço regional da placa Sul-Americana, estes autores destacam a importância da sobreposição de outros dois fatores que também seriam geradores de estresse na plataforma continental: a diferença de densidade entre crosta continental e oceânica e esforço flexural, devido a espessa carga sedimentar depositada na bacia (Assumpção et al. 1998, 2013). No interior do continente, a ocorrência de terremotos em localidades afetadas por intrusões alcalinas no Cretáceo Superior e Paleógeno levou Assumpção et al. (2004) a supor que estas localidades, quando submetida aos esforços regionais teriam sua crosta sujeita a deformações devido a anomalia térmica residual existente ainda no manto superior.

Porém, áreas com altitudes superiores a 600 metros não apresentam atividades sísmicas consideráveis, tanto a Serra do Mar quanto a Serra da Mantiqueira estão relativamente inativas sismicamente. Adicionalmente, taxas de erosão na região mensuradas pelo isótopo cosmogênico ^{10}Be (Cherem et al., 2012; Salgado et al., 2014, 2016) apresentam números baixos ($<30 \text{ m/Ma}$) se comparado a regiões tectonicamente ativas (Portenga e Bierman, 2011). Assim, duas possibilidades aparecem: há um decréscimo da atividade tectônica a partir do Pleistoceno Superior, não interferindo significativamente na evolução da paisagem; ou, devido à magnitude baixa da tectônica, o relevo é capaz de adaptar-se rapidamente a instabilidade causada pela tectônica episódica, explicando as baixas taxas de denudação.

2.3.2. Glaciações

O período Quaternário é marcado por ciclos glaciais, onde o resfriamento global leva a expansão das geleiras sobre tudo nas áreas de altas latitudes e regiões montanhosas, chegando a ocupar 32% dos continentes e 30% dos oceanos. Períodos de temperatura mais amena intercalam as glaciações, sendo denominados de interglaciais. O Holoceno, iniciado a 11.5 ka consiste num destes períodos, com as geleiras tendo se retraído e ocupando 10% do planeta. A extensão dos ciclos tem se alterado ao longo do Quaternário, entretanto, no último milhão de ano, tem durado cerca de 100 ka, com o lento resfriamento e expansão das geleiras contrastando com

rápido aquecimento e derretimento das geleiras (Lisiecki e Raymo, 2005). O crescimento das calotas polares relaciona-se a ciclos orbitais e a incidência solar no pólo norte (Kawamura et al., 2007), entretanto, sua expansão, preservação e retração é ligado a complexas relações de retro-alimentação entre resfriamento, quantidade de CO₂ na atmosfera e albedo das geleiras.

Com o aumento das geleiras há uma queda no nível do mar. Na região sudeste do Brasil o nível caiu para cerca de 140 metros abaixo do atual após o Último Máximo Glacial (UMG ~20 ka). Este rebaixamento expôs a atual plataforma continental à erosão subaérea, de modo que vales profundos foram instalados, sendo reconhecidos em mapas batimétricos e sísmica rasa. Após o UMG, o nível do mar começou a subir atingindo cerca de 5 metros acima do atual a 5,5 ka, desde então, o nível desceu e tem oscilado em torno do atual (Suguio et al., 2005).

Relacionando nas regiões tropicais as glaciações a períodos semi-áridos (frio e seco) e os interglaciais a um aumento de temperatura e umidade, uma corrente de pensamento ligada à geomorfologia climática teve grande influência nos estudos de evolução da paisagem no Brasil (Ab'Saber, 1956, 1998; Bigarella e Ab' Saber, 1964). Para eles, os períodos secos corresponderiam a processos de pediplanação do relevo, através de intensificação da erosão lateral e os períodos úmidos relacionados à formação de manto de intemperismo e predomínio da erosão linear pela incisão dos rios.

Esta escola geomorfológica liga-se aos pressupostos da teoria dos refúgios ecológicos (TRE), onde nos períodos secos o cerrado se expandiria e as florestas se retraíam em espaços menores denominados de refúgios ecológicos. O isolamento destes refúgios favoreceria a uma maior especiação, explicando a grande diversidade das atuais florestas (Haffer, 1969; Prance, 1982).

Entretanto, polêmicas recentes têm colocados estas idéias em debate. Apesar de trabalhos palinológicos em sedimentos marinhos na bacia de Campos indicarem expansão das gramíneas e retração das florestas no período glacial (Behling et al. 2002), outro artigo demonstrou no mesmo local, para o mesmo período de tempo uma grande variedade tipológica de polens, incluindo florestas densas, florestas semi - decíduas, restingas e gramíneas (Freitas et al. 2013). Além disso, na floresta atlântica da Serra do Mar, Pessenda et al. (2009) atestou a persistência do mosaico florestas e

gramíneas desde 30 Ka, com aumento de araucárias no UMG. Segundo estes autores, para manutenção das florestas, a umidade, mesmo que em menor quantidade que no Holoceno, seria necessária. Esta umidade é confirmada por estudo de mudança na composição do isótopo de oxigênio em foraminíferos na plataforma continental do Sudeste (Pivel et al., 2010), e em espeleotemas espalhadas nas regiões sudeste e sul, atestando clima úmido entre 70 e 17 ka, sobretudo no UMG (Cruz et al., 2009). Recentemente, modelos de distribuição de espécies por seqüências de DNA apontam no UMG expansão das florestas ao invés de redução e fragmentação como suposto pela TRE (Leite et al., 2015). Como elemento chave nesse processo destaca-se a descida do nível do mar a 140 metros abaixo do atual. Com a exposição da plataforma continental e a manutenção da condição úmida haveria condições necessárias para a expansão das florestas. Para explicar a especiação que levou a grande biodiversidade atual, ao invés dos refúgios ecológicos, Leite et al. (2015) destacam a importância de barreiras topográficas, tais quais a Serra do Mar e Serra da Mantiqueira. A manutenção de florestas na Serra do Mar implica em persistência das condições atuais no tempo de integração das análises de concentração de ^{10}Be , método aplicado nesta tese.

2.3.3. Evolução da paisagem

Os modelos clássicos da geomorfologia climática apresentam uma evolução quaternária que alternam fases de pedimentação durante os períodos glaciais, sob clima frio e seco e dissecação do relevo com erosão linear nos períodos interglaciais, quentes e úmidos. Por outro lado, estudos de neotectônica têm associado fases de denudação acelerada e sinais de rejuvenescimento do relevo a reativações tectônicas recorrentes.

Dados recentes, entretanto, apontam para uma conjuntura mais complexa e exigem tanto a reavaliação dos modelos, como uma interação maior entre os processos. A umidade e a manutenção relativa do mosaico vegetacional presente nas glaciações implica em uma paisagem que não se altera drasticamente em um período climático a outro e a quiescência sísmica na região aliada as baixas taxas denudacionais implicam em uma tectônica ao menos mais sutil no controle recente de evolução do relevo.

Coelho Neto (2003), em síntese detalhada de estudos sistemáticos sobre a formação e crescimento de redes de canais em cabeceiras de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul, reconhece como processos denudacionais dominantes os movimentos de massa e mecanismos de erosão linear, prevalecendo o primeiro nos domínios montanhosos e escarpamento e os segundos nas colinas. Estudando erosão linear, Coelho Neto (2003) verificou processos integrados de formação de depressão química fechada e desenvolvimento de canais incisos nas cabeceiras (voçorocas). Como consequência se tem a ocorrência de deslizamentos, rebaixamento de divisores, inversões de relevo e processos de capturas de canais. De acordo com a autora, estes processos se dariam de maneira episódica, de modo que as depressões fechadas e anfiteatros estáveis estão sujeitos a reativações quando as condições limites forem atingidas.

De fato, a ocorrência episódica de deposição coluvial em anfiteatros é registrada tanto na Serra da Mantiqueira (Modenesi-Gauttieri, 2000) e Serra do Mar (Bocaina) (Hiruma et al. 2013). Nestes locais, a deposição de material coluvial é intercalada por formação de solos expressos na presença de horizontes A soterrados. Para Modenesi-Gauttieri (2000), a alternância de fases de pedogênese e morfogênese deveria se relacionar a uma instabilidade gerada por episódios de alternância climática, ou (e) tectônica. Datações por radiocarbono revelam idades semelhantes para formação dos solos em ambas as Serras (Hiruma et al. 2013), reforçando o caráter regional dos processos atuantes.

Embora exista uma diminuição da granulação e maior seleção do material coluvial no Holoceno (Modenesi-Gauttieri, 2000), indicando menor intensidade dos processos no interglacial, a frequência de coluvionamento obtida pelas idades de radiocarbono é incompatível com o modelo de alternância morfogênese/pedogênese correspondentes a sequência período glacial/interglacial, já que sucessivas fases ocorrem em ambos os períodos. Instabilidades menores parecem reativar ciclicamente processos morfogenéticos.

Cruz et al. (2009) inferiu taxas de paleoprecipitação registradas em espeleotemas de cavernas por mensuração do isótopo $\delta^{18}\text{O}$, registrando uma sequência de picos de precipitação atuando de forma cíclica durante o último período glacial. Como mecanismos explicativos de variação, estes autores correlacionaram, em

escala orbital a picos de insolação cíclica (23ka) e eventos milenares tais como os eventos Heinrich, ambos alterando o padrão de circulação atmosférica global, acarretando em aumento das precipitações no hemisfério sul.

Ao plotar as idades de radiocarbono da Serra da Bocaina e Campos do Jordão, verifica-se correspondência com os eventos pluviais inferidos pelas espeleotemas (figura 2.7, Hiruma et al., 2013). As idades referem-se a paleossolos soterrados por material coluvional, indicando correspondência entre processos pedogenéticos e picos de precipitação, a queda abrupta nas taxas levariam ao processo oposto. Temos, portanto, um ambiente de constantes oscilações milenares nos últimos 100 mil anos, onde retomadas erosivas são desencadeadas quando condições limites são atingidas. A alternância breve e constante no tempo explica a atuação complementar de erosão química e mecânica.

Nestes processos, a estrutura geológica também é valorizada por Coelho Neto (2003), controlando fluxos de água subterrânea e criação de canais erosivos, neste sentido, a neotectônica poderia ajudar a criar condições erosivas, tanto na reativação de fraturas do embasamento em regolitos quanto na criação de níveis de base locais.

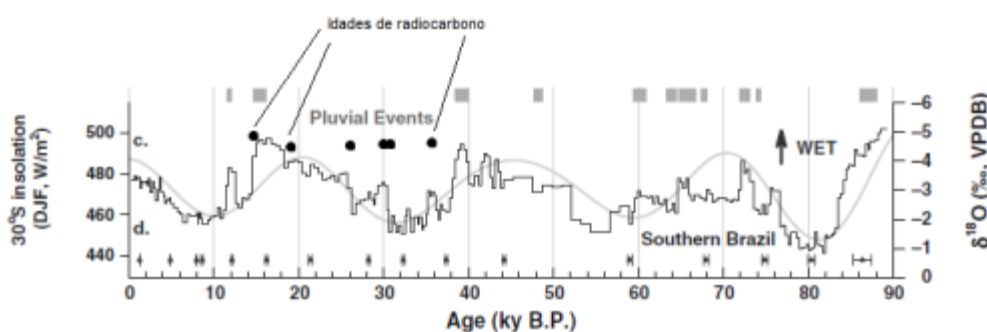


Figura 2.7. Picos de precipitação (Cruz *et al.*, 2009), com idades de paleossolos soterrados por radiocarbono no planalto Bocaina (Hiruma *et al.*, 2013).

2.4. Paisagem atual

Esta seção encerra a revisão sobre a margem continental do sudeste brasileiro apresentando uma breve descrição das linhas gerais da paisagem atual, resultante dos

processos (tectônicos/climáticos/geomorfológicos) descritos ao longo de todo este capítulo.

2.4.1. Geologia

As rochas aflorantes refletem os eventos relatados na seção 4.2. Heilbron et al. (2004) resume subdivisão estratigráfica regional da seguinte maneira:

1. Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais antigo do que 1,7 Ga, retrabalhado ou não, constituído por *greentone belts* com rochas máficas e ultramáficas e metassedimentares, ortognaisses migmatíticos e ortogranulitos, entre outros;
2. Sucessões intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
3. Seqüências metassedimentares neoproterozóicas de margem passiva (megasseqüência Andrelândia);
4. Estágio pré-colisional e arcos magmáticos com migmatitos e granulitos, entre outros;
5. Estágio colisional com magmatismo neoproterozóico a partir da reciclagem de rochas antigas;
6. Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional;
7. Intrusivas alcalinas cretácicas (Maciço do Itatiaia e Passa Quatro).
8. Bacias sedimentares continentais terciárias (Bacia de Taubaté)
9. Sedimentos inconsolidados do Neógeno ao Quaternário.

Diante deste quadro, a figura 2.8 apresenta uma simplificação da geologia da área de estudo:

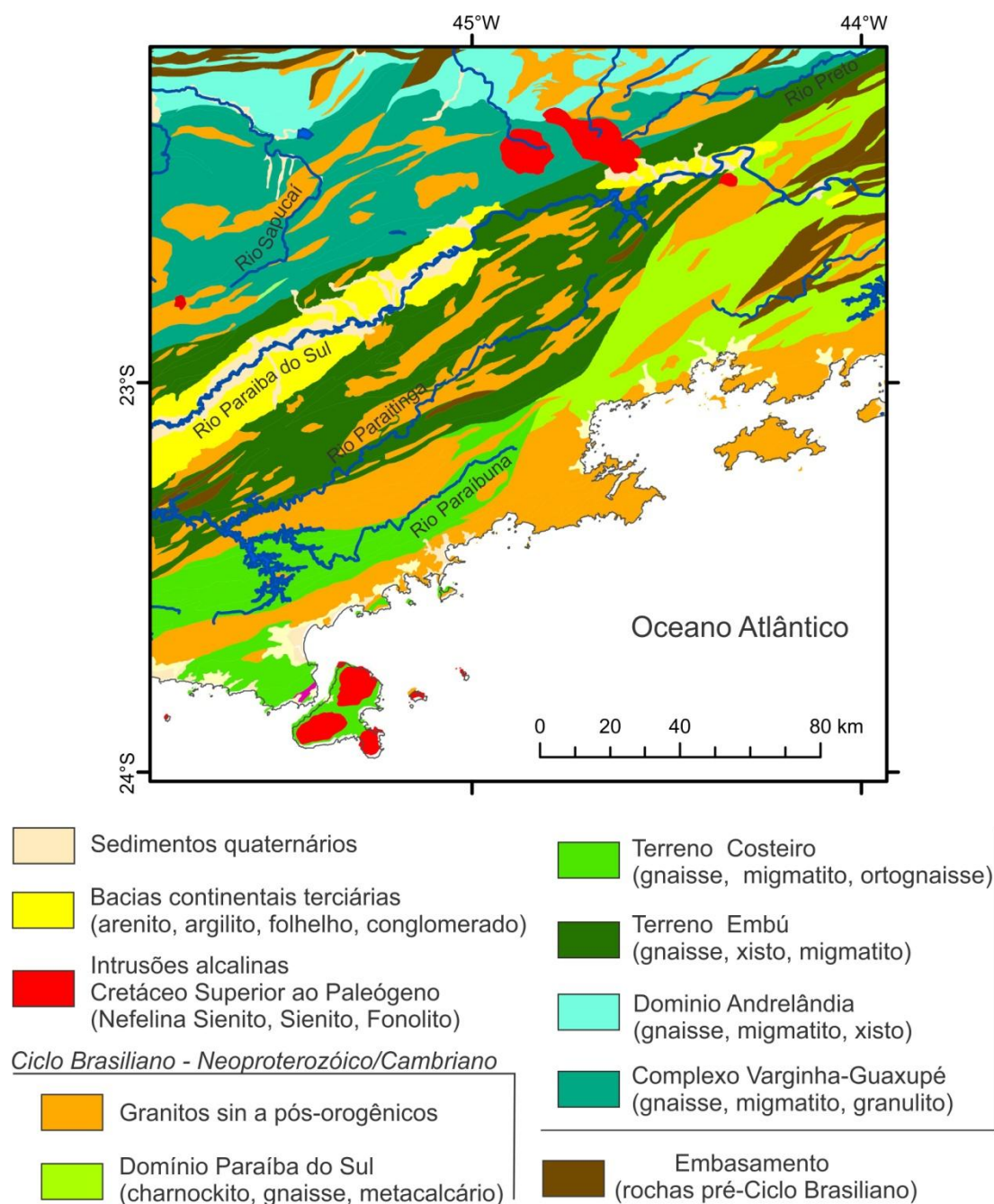


Figura 2.8. Geologia simplificada da área de estudos. Localização destacada na figura 2.1.

2.4.2. Geomorfologia

Embora possa haver algumas discordâncias, as classificações do relevo do sudeste brasileiro possuem grande concordância. Para uma visão geral e regional, aqui se optou pela descrição efetuada pelo projeto Radam Brasil (1983). A figura 2.9 apresenta mapa com as principais unidades na área de estudo, com breve descrição de cada uma delas no texto que segue.

A planície costeira tem sua morfologia e depósitos condicionados pelo tectonismo e oscilações eustáticas. Assim, no que compreende o litoral norte de São Paulo e Sul do Rio de Janeiro (área de estudos), o controle litológico e estrutural gerou uma grande quantidade de reentrâncias e saliências, formando enseadas e rias após a elevação do nível do mar após o último glacial, sendo comum o contato direto de esporões das escarpas da Serra do Mar com o mar. A proximidade das escarpas e as variações do nível do mar no Quaternário gerou nestas enseadas uma complexa superposição de depósitos coluvionares, fluviais, marinhos e deltaicos.

Em contato com as planícies costeiras, as escarpas delimitam o início da Serra do Mar, a qual é compartimentada na região em três planaltos: Planalto Paulistano, Planalto Paraitinga - Paraibuna e Planalto Bocaina (figura 2.9), sendo que apenas os dois últimos abrangem a área de estudos e são descritos aqui. No Planalto Paraitinga - Paraibuna as escarpas alcançam cerca de 1200 metros e apresentam vertentes íngremes e festonadas, com vales curtos e profundos. A medida que alcança o Planalto Bocaina, próximo a Paraty, as escarpas tornam-se mais irregulares aumentando o número de saliências e reentrâncias, nas quais pequenos setores da Planície Costeira se instalam.

O reverso da escarpa do Planalto Paraitinga-Paraibuna é dissecado pelas bacias dos dois rios que dão nome ao planalto, ambos correm paralelos entre si, seguindo direção NE-SW e estão adaptados a extensas falhas. Paralelo aos rios principais dispõe-se um conjunto de morrarias separadas por serranias sobressalientes. As morrarias apresentam vertentes convexas e topos alongados, mas enquanto as pertencente a Bacia do Rio Paraibuna apresentam-se mais estruturadas, as do Rio Paraitinga não apresentam alinhamentos significantes e tomam a forma de relevo de “mares de morro”. Um conjunto de serras alongadas: Jambeiro, Bandeira e Quebra-Cangalha constituem o divisor topográfico das bacias dos rios Paraitinga e Paraíba do Sul (figura 2.9).

No planalto Bocaina, por sua vez, o sistema de drenagem não contém cursos de grande extensão, tendo um padrão treliça com segmento retilíneos encaixados em falhas. Caracterizado por cristas assimétricas, linhas de cumeadas, vales estruturais e linhas de falha, o planalto representa um bloco montanhoso que atinge 1800 m a NW,

gradando para 1000 m na borda da escarpa litorânea, evidenciando basculamento em direção ao litoral.

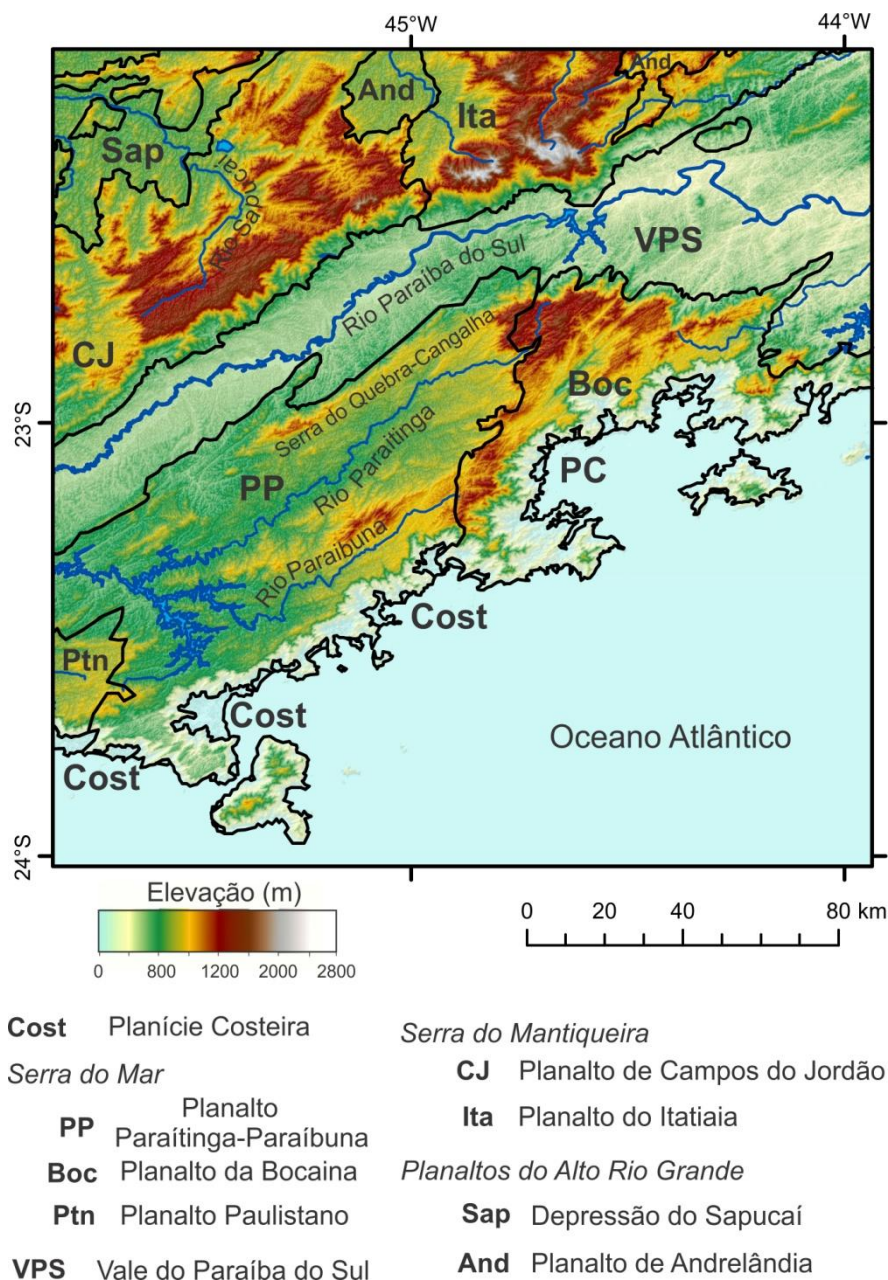


Figura 2.9.Principais unidades geomorfológicas. (Fonte: Radam Brasil, 1983). Localização destacada na figura 2.1.

A confluência dos rios Paraibuna e Paraitinga da origem ao Rio Paraíba do Sul, que inflexiona para NE, percorrendo a bacia do Taubaté, instala-se em setor morfológico tectonicamente deprimido entre os planaltos da Serra do Mar e da Mantiqueira. Denominada de Depressão do Paraíba do Sul, esta unidade atinge cotas de 600 m e caracteriza-se por feições tabuliformes nas regiões das bacias, transitando para vertentes mais convexas e relevos de “mares de morro” no embasamento e

atingindo um relevo colinoso mais alto disposto em morros paralelos, próximos as escarpas da Serra da Mantiqueira.

A Serra da Mantiqueira representa o segundo degrau de escarpamento da margem continental do sudeste, dividindo-se em Planalto de Campos do Jordão e, ao atingir a intrusão alcalina de Passa Quatro, a nordeste, Planalto Itatiaia. No Planalto Campos do Jordão as cotas altimétricas ultrapassam 2000 m e o relevo tem influência intensa do tectonismo, principalmente das falhas de direções NE e SW, onde extensos falhamentos formam vales de mais de 15 km de extensão. São freqüentes relevos irregulares com cristas mais elevadas marcadas por planos de falha e destituída de formações superficiais. O tectonismo se faz sentir mesmo nas áreas centrais, próximo a Campos do Jordão, embora nesta região a dissecação ocorra de maneira homogênea, com topos alongados e convexos. O Planalto de Campos do Jordão constitui importante divisor topográfico, separando as bacias do Paraíba do Sul e Sapucaí (afluente do rio Grande). Este rio forma a norte do Planalto de Campos do Jordão a unidade Depressão do Sapucaí, rebaixada em relação às unidades vizinhas, sendo caracterizada por colinas de baixa amplitude topográfica e topos semi-aplanados, possuindo extensas coberturas aluviais ao longo dos vales.

O Planalto Itatiaia se constitui em um importante divisor topográfico regional, delimitando as bacias do rio Paraíba do Sul, rio Grande, e outros extensos afluentes deste, como os rios Aiuruoca e Verde. É marcado pelas intrusões alcalinas de Passa Quatro e Itatiaia, possuindo embasamento formado por gnaisses, migmatitos e quartzitos. Atinge as altitudes mais altas da região, como o Pico das Agulhas Negras, com 2787 m. Sua topografia é montanhosa e marcada por topos desnivelados e estreitos em forma de cristas e picos, muitas vezes com rochas expostas e sem formações superficiais. Possui vertente descontínua, com segmentos retilíneos e convexos e vales profundos e estreitos. Nas áreas centrais do maciço alcalino, o relevo se torna mais acidentado e elevado, constituindo os picos de maiores altitudes.

2.4.3. Solos

Nas áreas elevadas da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira há o desenvolvimento de espesso manto de alteração que chegam a atingir até 40 metros (Modenessi-Gautierri et al. 2011). Predominam Argissolos e Latossolos Vermelho-Amarelos, que se desenvolvem predominantemente em materiais derivados de granito, gnaisses e xistos (Lepsch, 2011).

Nas áreas de alto declive, sobretudo nas regiões de escarpa, o manto de alteração é pouco espesso e afloramentos rochosos são freqüentes (Furian et al., 1999). Predominam neste contexto os Neossolos Litólicos e Cambissolos (Lepsch, 2011).

Na faixa litorânea, composta por depósitos arenosos e outros sedimentos quaternários ou terciários, encontram-se principalmente Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos (Lepsch, 2011).

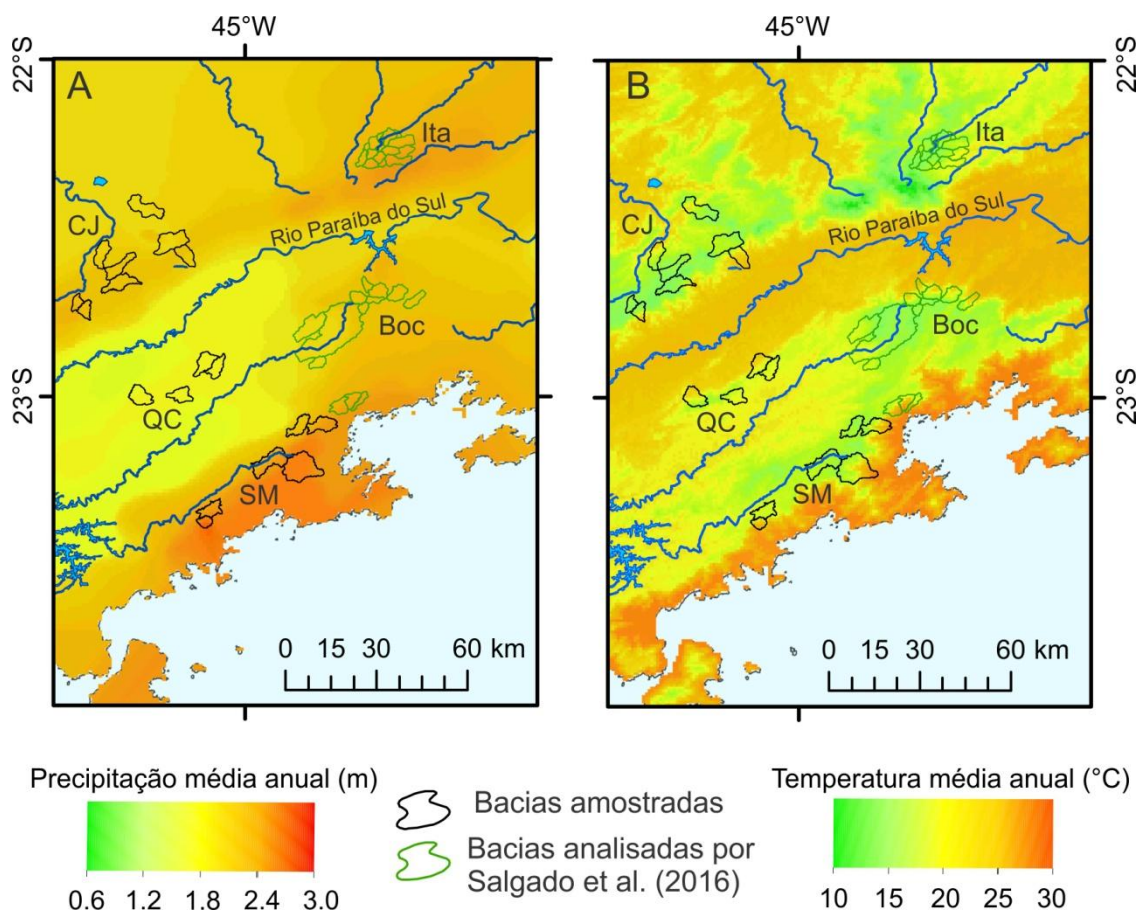
2.4.4. Clima e vegetação

A dinâmica atmosférica regional é predominada no verão pelos ventos alísios de leste da Massa Tropical Atlântica, e no inverno pelas as correntes de Sul, sobretudo do Anticiclone Polar Sul. Deste modo, há perda de umidade e aumento de temperatura na direção E-W e S-N. A este cenário adicionam-se instabilidades causadas por outros sistemas tais como a Zona de Convergência do Atlântico Sul, sentido NW-SE, trazendo umidade equatorial; as linhas de instabilidade do ar tropical, ocorridas pelo encontro do ar úmido do oceano com o ar seco do continente; e os Complexos Convectivos de meso-escala, oriundo da depressão do Chaco (Sant'Anna Neto, 2005).

É de grande destaque que a atuação destes sistemas sofre regulação intensa da topografia e das formas de relevo descritas no item anterior (Sant'Anna Neto, 2005). A começar, o extenso litoral recebe constantemente os ventos alísios extremamente úmidos que vem de leste. Ao adentrar o continente, estas correntes se deparam por barreiras topográficas formadas pelas Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, que se estendem paralelamente à costa, gerando umidade, precipitação, nebulosidade e

queda de temperatura. Ao descer as encostas sotavento, como o vale do Paraíba, ressecamento e aumento da temperatura acontecem.

Assim, a precipitação ultrapassa médias anuais de 3000 e 2000 mm respectivamente na Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, praticamente sem mês seco, e até 1500 mm no vale do Paraíba (Radam Brasil, 1983; CPRM). De igual maneira, a média anual de temperatura fica em torno de 21° nas regiões baixas e <15° C nas áreas elevadas. Como extremo, altitudes acima de 2000 m na Serra da Mantiqueira atingem 0° C, com ocorrência episódica de neve no inverno, enquanto no vale do Paraíba do Sul o verão pode ter temperaturas acima de 40°C (Radam Brasil, 1983; Hijmans et al., 2005) (figura 2.10).



2.10. Clima regional: (A) Mapa de precipitação média anual - TMA (e (B) Mapa de temperatura média anual - TMA. Bacias hidrográficas analisadas na tese são apresentadas, ver localização na figura 1.1, figura 5.1 e figura 5.2. As bacias foram agrupadas de acordo com unidades geomorfológicas definidas na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira. Serra do Mar: (Boc) Planalto Bocaina; (QC) Serra do Quebra-Cangalha e (SM) Serra do Mar; Serra da Mantiqueira: (CJ) Planalto de Campos do Jordão e (Ita) Planalto de Itatiaia (ver capítulo 5.2). (Fonte: PMA - Atlas Pluviométrico do Brasil, CPRM; TMA - Hijmans et al., 2005). Localização destacada na figura 2.1.

Da combinação entre relevo e clima surge a composição original do mosaico da vegetação. As florestas montanas atlânticas ocorrem onde a precipitação ultrapassa 2000 mm anuais. No vale do Paraíba, onde a média de precipitação é de 1500 mm, com mais de 3 meses secos, tem a predominância de floresta tropical estacional semi-decidual. Ainda, altitudes que ultrapassam os 2000 m na Serra da Mantiqueira, com média de temperatura anual de 13°C produzem vegetações de altitude como Araucária e vegetações campestres. Destaca-se que a ação humana tem alterado de grande maneira a vegetação original, principalmente no Vale do Paraíba do Sul, onde maior urbanização aconteceu (Radam Brasil, 1983).

3.1. Termocronologia por (U-Th-Sm)/He em apatita

3.1.1. Introdução

A forma apresentada pelo relevo está intimamente ligada a processos de soerguimento, erosão, compactação e subsidência. Portanto, a quantificação de taxas destes processos ao longo do tempo é fundamental importância para o entendimento do modo como se deu a evolução do relevo (Reiners e Brandon, 2006; Bishop, 2007).

Estas taxas se relacionam diretamente com a história de resfriamento de uma rocha através da crosta, o qual resulta de processos de exumação a partir de soerguimento tectônico das rochas ou/e erosão contínua em superfície. Esta história pode ser quantificada por termocronômetros de baixa temperatura (e.g.: traço de fissão e U-Th-Sm/He em apatita ou zircão), os quais registram as taxas de resfriamento de um mineral a partir de diferentes temperaturas de fechamento, à medida que é exumado em crosta rasa (Braun, 2002; Reiners e Brandon, 2006).

Nesta pesquisa, utilizamos a datação por U-Th-Sm/He em apatitas. A utilização deste método vem se aperfeiçoando nas últimas décadas devido tanto a uma melhor compreensão do comportamento do He nos minerais quanto a um robusto desenvolvimento de técnicas espectroscópicas analíticas (Wolf et al., 1996; Farley, 2002).

A apatita, sendo um mineral abundante na natureza, com teor moderadamente alto de U e Th e Sm, tem recebido especial interesse neste tipo de datação. O acúmulo de He em apatitas passa ocorrer em temperaturas abaixo de 75° C, acima do qual a perda deste elemento por difusão é mais rápida que sua taxa de produção (Ketchum et al., 1999). Deste modo, as idades de U-Th-Sm/He em apatitas registram a última fase de resfriamento de uma rocha na crosta, tornando o método de especial interesse para a geologia e a geomorfologia. Esta faixa de temperatura na crosta terrestre (isoterma em torno de 75°) é influenciada pela superfície topográfica da Terra, de modo que o relevo de ambas tende a ser semelhante, o que se reflete também nas idades obtidas pela sistemática U-Th-Sm/He (Ehlers e Farley, 2003). Esta característica

habilita o uso deste método para uma série de análises de interesse para geomorfologia: antiguidade da topografia, processos de inversão, relações entre processos tectônicos e processos superficiais que moldam o relevo topográfico, tais como incisão de rios e retração das escarpas, por exemplo.

3.1.2. Método analítico

A datação por U-Th-Sm/He baseia-se no acúmulo de partículas α (^4He) em determinado mineral, emitidas durante o decaimento radioativo das séries do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , resultando na produção dos isótopos estáveis ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb (Farley, 2000). Uma quantidade insignificante de partículas α também é produzida pelo decaimento do $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, gerando os nuclídeos radiogênicos de ^{143}Nd , ^{140}Ce , respectivamente. A quantidade de hélio acumulada no mineral em um determinado período de tempo (t) é estimada a partir da seguinte equação:

$$^4\text{He} = 8 \ ^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1) + 7 \ ^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1) + 6 \ ^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1) + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda^{147}t} - 1) \quad (1)$$

onde ^4He , U, Th e Sm se referem a quantidade atual destes elementos e λ é a constante de decaimento.

A concentração de He se inicia quando a amostra passa pela Zona de Retenção Parcial do He (ZRP He), que consiste numa faixa de temperatura em que a perda de He por difusão passa a ser menor que sua taxa de produção. A ZRP He é limitada pela temperatura de fechamento, acima do qual a perda de He muito rápida, não permitindo retenção. Na apatita esta temperatura situa-se em torno de 75°C. No outro limite, abaixo de 45°C, a retenção do He passa a ser total (Ehlers e Farley, 2003). A idade obtida pelo método registra então a passagem do mineral pela ZRP He. Esta faixa de temperatura é correlata a aproximadamente 3 a 1,5 km de profundidade da crosta terrestre na região sudeste do Brasil.

Alguns fatores, entretanto, afetam a idade dos minerais, o que em uma amostras multi-grãos pode provocar dispersão das idades, imprimindo algumas incertezas nas análises de U-Th-Sm/He:

Ejeção alfa: refere-se a perda de He durante o decaimento de U e Th localizados nas bordas do mineral. Como a partícula α emitida realiza uma trajetória de 20 μm , a depender da direção da trajetória, ela é ejetada do mineral (Farley et al. 1996). Esta perda tem como efeito reduzir as idades. Farley et al. (1996) formulou um fator de correção (Ft) baseado nas dimensões dos grãos que é usualmente utilizado para corrigir este efeito no cálculo das idades. Em situação contrária, a ejeção alfa em minerais vizinhos resulta na implantação adicional de He no mineral analisado.

Danos de radiação: defeitos na estrutura do mineral são formados em função de recuo do núcleo pai durante decaimento, estes defeitos se tornam armadilhas que retêm He, exigindo maior energia para causar difusão. Devido à concentração excessiva do He, as idades se tornam mais antigas. Minerais ricos em U e Th e que passaram períodos de tempo prolongado na ZRP He são mais suscetíveis a este efeito. Gautheron et al. (2009), Flowers et al. (2009) e outros autores estipularam formulações que modelam este efeito ao longo do tempo. Estas formulações são utilizadas em modelagens de história térmicas para amostras com indicativo deste efeito.

Tamanho do grão: quanto maior o grão, maior é a energia necessária para difusão do He, assim este fator possui efeito similar ao produzido pelos danos de radiação descrito acima. Ambos os fatores, por requererem maior energia para difusão do He, implicam em uma temperatura de fechamento maior para determinados grãos, em outras palavras, alteram a profundidade da ZPR He (Farley, 2000).

Zonação: Cálculos da idade tendem a considerar o grão como sendo homogêneo. Concentrações variadas de U e Th na área do mineral naturalmente levam a erros nos cálculos das idades.

Inclusões de minerais e de fluídos nos grãos: A presença destas inclusões afeta a concentração de He no mineral. Como exemplo, o zircão possui alta concentração de U e Th, contribuindo significativamente para a concentração de He no mineral hospedeiro devido à ejeção desta partícula durante o decaimento dos elementos citados; por outro lado, como o zircão é resistente a dissolução, durante os procedimentos analíticos, a contribuição de U e Th do zircão para o mineral hospedeiro não é medida, o que resulta em idades mais velhas do que as reais (Meesters e Dunai, 2002).

Grãos fragmentados: A difusão do He não é homogênea ao longo do grão, suas terminações e seu centro possuem comportamentos diferenciados, logo, a medição da concentração de He em fragmentos de grãos pode afetar a idade calculada (Brown et al. (2013). O efeito deste fator, assim como o da inclusão de mineral e de fluídos podem ser minimizados em uma seleção rigorosa em lupa e microscópio dos grãos a serem analisados.

3.1.3. Procedimentos

Nove amostras de afloramentos rochosos foram coletadas em trabalho de campo, deste total, nove apresentaram grãos de apatitas adequadas para análise de U-Th-Sm/He em apatitas. Em sua maior parte, as amostras distribuem-se nas escarpas da Serra da Mantiqueira, na região de Campos do Jordão e na Serra do Mar, entre os municípios de Ubatuba-SP e Paraty-RJ. A figura 3.1 apresenta mapa com a localização destas amostras.

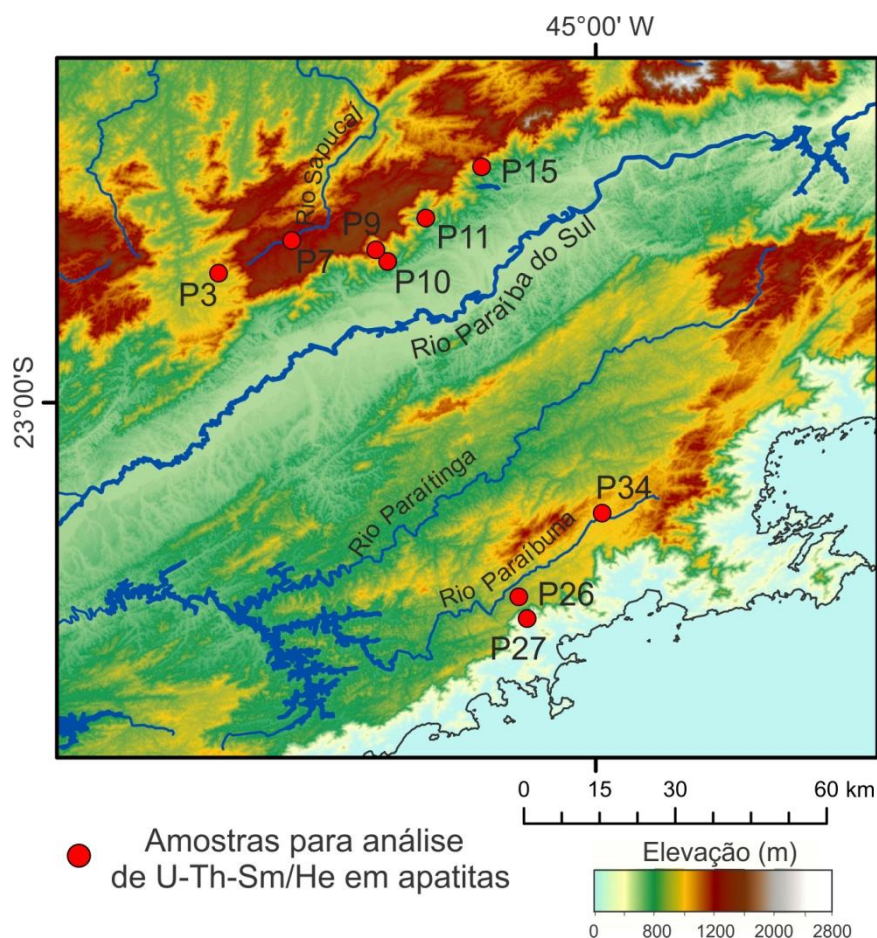


Figura 3.1. Amostras para análise de U-Th-Sm/He em apatitas

A partir das amostras coletadas, a obtenção do concentrado em apatitas foi realizada no Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP – Rio Claro, seguindo procedimento padrão adotado pelo grupo de pesquisas do Núcleo de Cronologia e Cronometria da UNESP - Rio Claro. Este procedimento envolve etapas de cominuição dos minerais, bateia, separação por líquidos pesados (bromofórmio, $d=2,8 \text{ g/cm}^3$) e separação magnética (*Isodynamic Frantz*).

Em posse dos concentrados, grãos de apatita foram escolhidos manualmente em lupa com aumento de 40x, critérios como tamanho semelhante, ausência de inclusão mineral e de zonação foram utilizados para evitar as distorções citadas na seção 3.1.2. As dimensões dos grãos escolhidos foram medidas em microscópio *AxioCan MRc5 – Zeiss* (figura 3.2) para cálculos posteriores. Posteriormente os grãos foram encapsulados em platina e enviados para análise, realizada também no Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP – Rio Claro.

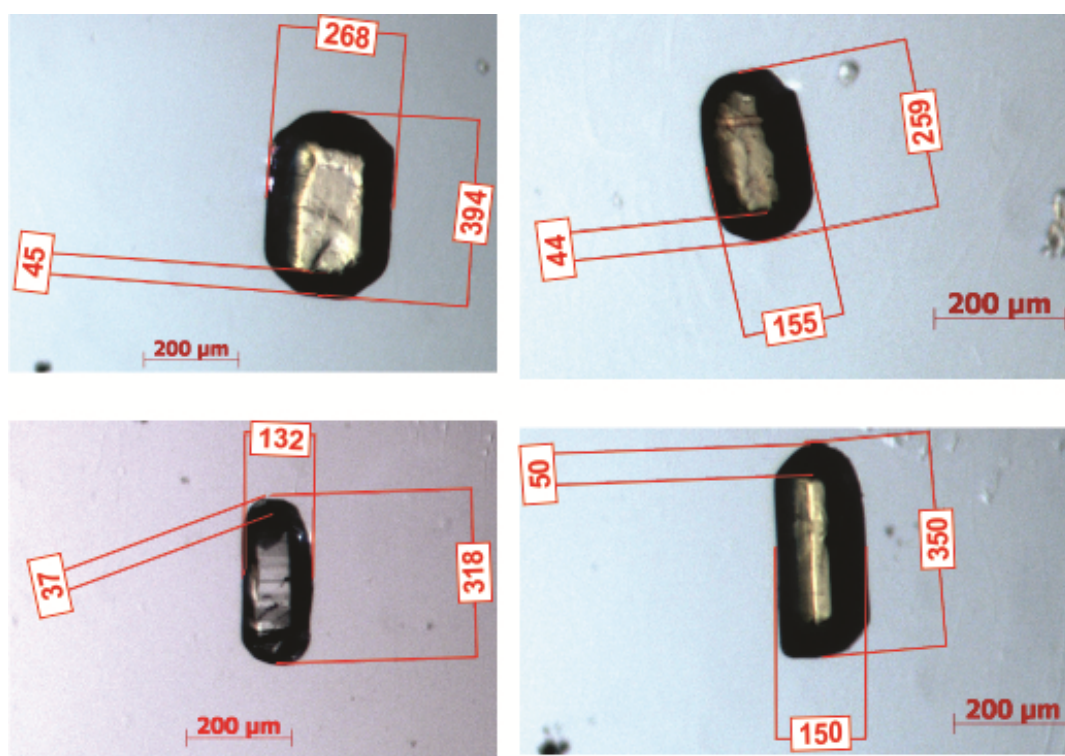


Figura 3.2. Exemplos de grãos escolhidos. As dimensões mensuradas: altura, largura e altura. As medidas estão em micrometros.

O hélio é analisado em uma sequência de três etapas. A extração de He dos grãos é realizada por aquecimento a laser (*Fusions .960, Photon Machines*), em um sistema composto por um diodo laser, uma câmera e um porta amostras (figura 3.3). A navegação da câmera e a intensidade do disparo do laser são controladas através do software *Chromium I*.

Após extração, o He é purificado de outros elementos residuais em um sistema de preparação a vácuo (instrumentos GV) com quatro SAES TiZr *getters* e nitrogênio líquido resfriado (figura 3.3). Por fim, o nuclídeo mensurado em um espectrômetro de massa de setor magnético para gases nobres com fonte tipo Nier (GVI Helix-SFT) (figura 3.3). Todas as especificações eletrônicas são operadas através de um computador embutido através de fibra óptica. Calibrações são realizadas constantemente, através de amostra padrão interna e grãos de Durango, encapsuladas e aquecidas em conjunto com as amostras.

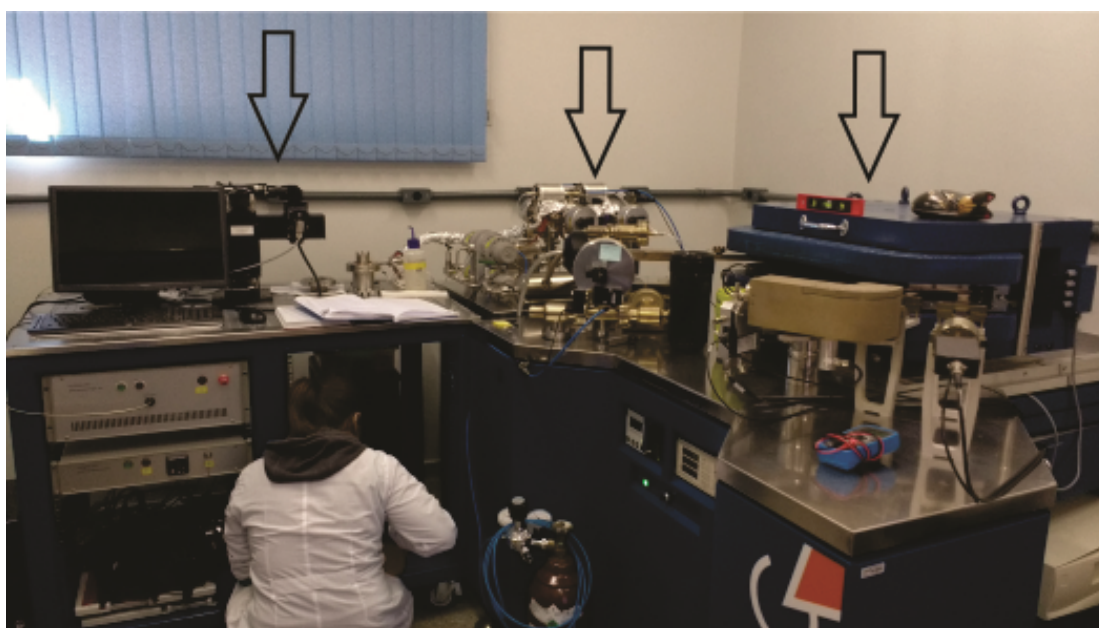


Figura 3.3. Extração e mensuração de Hélio, as setas indicam os sistemas relacionados as três etapas de análise: a esquerda o laser; ao centro o sistema de preparação a vácuo e a direita o espectrômetro de massa de setor magnético para gases nobres

Após extração do He, os grãos de apatitas são removidos do porta amostra. Adiciona-se então concentrações conhecidas de U, Th e Sm e em seguida os grãos de apatita dissolvidos em HNO_3 para estimação de U e Th. Esta análise é efetuada em um

espectrômetro de massa SF-ICP (*Thermo Scientific ELEMENT2*) equipada com um setor magnético e um setor elétrico.

3.1.3.4. Modelagem da história térmica

As histórias térmicas foram construídas no programa QtQt (Gallagher, 2012) através de modelagens inversas. As modelagens inversas foram realizadas usando método Monte Carlo via Cadeias de Markov na aprendizagem de estruturas de redes Bayesianas (MCMC). Este método explora histórias térmicas aceitáveis modificando um modelo prévio através de pequenas perturbações, produzindo assim sucessivos modelos. Na geração do modelo, uma série de pontos referenciados na relação idade e temperatura são estipuladas e então interpoladas criando uma história contínua. O número de pontos é determinado pelo programa a partir dos dados de entrada. O modelo prévio é desenhado randomicamente a partir dos dados de entrada e especificações a priori do modelo (Gallagher, 2012). Neste trabalho, estabelecemos a priori uma caixa de tempo e temperatura que abranja 0 Ma até duas vezes a idade do grão mais velho da amostra e 0° a 150° C (duas vezes a temperatura de fechamento do U-Th/He em apatitas). Como saída obtém-se um conjunto de modelos (interações), cuja quantidade é estipulada previamente. As histórias podem ser analisadas então de diversas formas: o modelo mais provável (P) é aquele que melhor se ajusta aos dados de entrada; o modelo esperado (E) consiste na média ponderada de todos os modelos; um intervalo de modelos aceitáveis é estipulado a partir do conjunto de modelos, definindo um determinado nível de probabilidade de ocorrência. As idades de U-Th/He são modeladas usando formulação de difusão esférica, que simula a ejeção do alfa (He) e a difusão durante a história térmica (Meesters e Dunai, 2002). O modelo de Gautheron et al. (2009) é utilizado, tornando a difusividade do He dependente do urânio efetivo dos grãos (eU), de modo que o aumento da retenção do He por armadilhas geradas por danos de radiação é considerado.

3.2. Taxas de erosão através do isótopo cosmogênico ^{10}Be

3.2.1. Introdução

A Terra é constantemente bombardeada por raios cósmicos formados por partículas energéticas. Apesar de em partes serem oriundas do sol, as mais energéticas têm origem em locais distantes da nossa galáxia e, aquelas extremamente energéticas de fora da Via Láctea.

Estas partículas, ao penetrarem na atmosfera superior, colidem com grande impacto com átomos como ^{14}N e ^{16}O , ejetando do núcleo destes alguns prótons e nêutrons. Este processo é conhecido como espalação e resulta na alteração da composição dos átomos devido à ejeção de partículas (Dunai, 2010). Denominadas de raios cósmicos secundários, as partículas ejetadas seguem energizadas até colidirem com outros átomos, replicando seguidamente o processo de espalação, em efeito cascata.

Ao atingir a superfície terrestre, os raios cósmicos secundários colidem com elementos presentes em minerais (^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si e ^{56}Fe) de rochas, sedimentos e solos, alterando a composição destes, produzindo assim *in situ*, nos metros mais superficiais da crosta terrestre, pequenas quantidades de nuclídeos estáveis (^3He e ^{21}Ne) e instáveis (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al e ^{36}Cl), os quais são conhecidos como isótopos cosmogênicos (Siame et al., 2000; Cockburn e Summerfield, 2004).

A concentração destes nuclídeos nos minerais pode ser mensurada empiricamente através de espectrometria de massa. Conhecendo variáveis que influenciam na taxa de produção do nuclídeo em determinada localidade, tais como latitude (devido ao campo magnético), altitude, profundidade em superfície e quantidade de sombra proporcionada, é possível estimar a idade de exposição do mineral, ou a taxa de denudação da superfície amostrada (Cockburn e Summerfield, 2004).

3.2.2. Isótopo cosmogênico Berílio (^{10}Be)

O berílio possui um isótopo estável - ^9Be , e dois radionuclídeos – ^7Be e ^{10}Be . O primeiro radionuclídeo possui meia-vida curta de aproximadamente 53 dias, enquanto o ^{10}Be tem meia-vida de $1,36 \pm 0,07$ Ma (Nishiizumi et al., 2007), tornando este ideal para aplicações de estudos no Quaternário.

Como esta meia-vida é geralmente muito curta se comparada à idade geológica do mineral alvo, pode-se descartar a existência deste isótopo no mineral que não seja produzida *in situ* pela interação com raios cósmicos (Dunai, 2010). Entretanto, o isótopo cosmogênico ^{10}Be é produzido também pelas reações de espalação na atmosfera, em uma taxa na ordem de 10^3 vezes mais rápida que nos minerais. Este ^{10}Be atmosférico pode precipitar e ser adsorvido pela superfície dos materiais.

Para remoção desta variedade atmosférica do isótopo, uma seqüência de dissolução química foi desenvolvida (Kohl e Nishizumi, 1992) e tem sido aplicada com sucesso no mineral quartzo. Além de procedimento padrão bem estabelecido, o quartzo é encontrado de maneira abundante nas rochas, sedimentos e solos. Tais características tornaram bastante comum a utilização do quartzo para análise do ^{10}Be .

Assim, meia-vida que abrange o Quaternário e procedimento consolidado possibilitam a uma grande variedade de aplicações do ^{10}Be produzido *in situ* em pesquisas na geologia e geomorfologia a partir da estimação de idades de exposição da superfície e taxas de denudação. Ainda, se utilizado em conjunto com outros isótopos (^{26}Al , ^{21}Ne , ^{14}C) pode prover informações sobre histórias complexas de exposição e de deposição.

3.2.3. Taxas de erosão em escala de bacia de drenagem

O resultado imediato da erosão é trazer materiais subsuperficiais até a superfície. Ao se aproximarem da superfície, estes materiais passam a ser sujeitos a acumulação de isótopos cosmogênicos. A taxa no qual os isótopos se acumulam é proporcional ao tempo de estadia do material em superfície, ou seja, a concentração de um isótopo produzindo *in situ* em um material é proporcional a sua taxa de erosão (Dunai, 2010).

Com este pressuposto estabelecido, relações têm sido estabelecidas entre taxas de produção do isótopo cosmogênico, concentração no material e taxas de erosão:

$$C = P/(\lambda + \rho \varepsilon / \Lambda) \quad (2)$$

$$\varepsilon = (P/C - \lambda) * (\Lambda / \rho) \quad (3)$$

onde C é a concentração do isótopo cosmogênico, P é a taxa de produção, ε a taxa de erosão, λ a constante de decaimento do isótopo, ρ a densidade do mineral alvo e Λ a constante de atenuação da produção do isótopo em subsuperfície.

Estas relações podem ser transferidas para a escala de bacia de drenagem, neste sentido, a concentração C de um nuclídeo cosmogênico (i.e. ^{10}Be) em sedimentos em transporte no rio seria relacionada a taxa de erosão “ ε ” de toda a área a montante do ponto amostrado (Brown et al., 1995; Granger, 2007). Entretanto, adaptações à taxa de produção P são necessárias: como ela é influenciada pela altitude, a média desta para a bacia deve ser estimada, levando-se em conta também o sombreamento topográfico (*shielding*), já que relevos movimentados podem reduzir a produção do isótopo em determinados pontos, protegidos dos raios cósmicos pela “sombra topográfica”.

Para esta equação ser utilizada de maneira acurada, seis pressupostos são necessários (Dunai, 2010): 1. A erosão deve ser constante (*steady-state*); 2. O sedimento amostrado deve ser representativo de todos os tipos litológicos da bacia; 3. É necessário que o sedimento contenha partículas de granulometria semelhante para todos os tipos litológicos; 4. A perda de massa deve ser por rebaixamento da superfície (erosão + intemperismo químico), se há perda de massa por intemperismo químico em determinada profundidade do regolito em que os isótopos não possam se formar, a taxa de erosão será subestimada; 5. O tempo de permanência do sedimento na bacia deve ser curta quando comparada a escala de tempo erosional; 6. A escala de tempo para remover uma “média de comprimento de atenuação” (Λ/ρ - profundidade a partir da qual a produção de isótopos por espalação começa a decair, i.e. 60 cm para os

silicatos), deve ser curta se comparada à meia-vida do nuclídeo cosmogênico mensurado.

Obviamente, na natureza nem sempre todos estes pressupostos podem ser satisfeitos, o que implica que em determinadas situações o método não pode ser aplicado. Na maior parte dos casos, porém, a violação das condições apenas diminui a acurácia da taxa de denudação estimada, não ferindo a aplicabilidade do método (von Blanckenburg, 2005).

3.2.4. Coleta e preparação de amostras

Amostras de areia foram coletados em canais de drenagem ativos para determinação de concentração de ^{10}Be . A área a montante destes rios variam entre 12 a 77 km², bacias menores não foram amostradas para evitar influência significativa de movimentos de massa recentes. Onde possível, as amostras foram coletadas em pares de bacias de dimensões semelhantes que dividam o mesmo divisor, drenando uma a escarpa e outra o reverso. No total, 18 amostras foram escolhidas para análise, de acordo com representatividade regional e análise de perfil longitudinal (figura 3.4).

No Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP – Rio Claro, as amostras de areia foram peneiradas na fração 250-500 µm. O concentrado do quartzo foi obtido após separação magnética (*Isodynamic Frantz*), e sucessivos ataques com HF 4% + HNO₃ ~4%, em mesa vibratória, removendo os demais minerais. As etapas posteriores foram realizadas na *Universities Scottish Environment Research Centre* (SUERC), em Glasgow – Reino Unido. O concentrado de quartzo foi submetidas à 3 ataques em HF 40% em mesa vibratória, visando a dissolução de cerca de 30% dos grãos de quartzo, para remoção de ^{10}Be acumulado nas bordas, de proveniência externa ao mineral. A pureza das amostras foram testadas em ICP-OES, e em todos os casos, concentrações de Al foram menores que 150 ppm. Foram adicionados 240 µg de ^9Be (*spike*) nas amostras, que então foram dissolvidas em HF concentrado. O ácido foi evaporado e o resíduo dissolvido novamente em HCl. Cromatografia aniônica (coluna de resina de 2 ml AG-1 X8 200-400#) e catiônica (coluna de resina de 2 ml AG-50 X8 200-400#) foram realizadas para isolar o berílio, que foi então precipitado como hidróxido e convertido em óxido a 900°C. As amostras foram misturadas com nióbio

(BeO:Nb ~ 1:6) e transferidas para pequenos recipientes de cobre, onde foram pressionadas. A razão $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ foi mensurada em espectrômetro de massa com acelerador (5MV *Pelletron AMS*) na Suerc (Xu et al. 2010). Os cálculos de concentrações de ^{10}Be foram baseados na razão $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ de 2.79×10^{-11} da amostra padrão NIST SRM4325. As razões das amostras em branco foram entre 0.1 e 7% das razões $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ das amostras. As incertezas relacionadas a esta correção foram incluídas nas incertezas padrões.

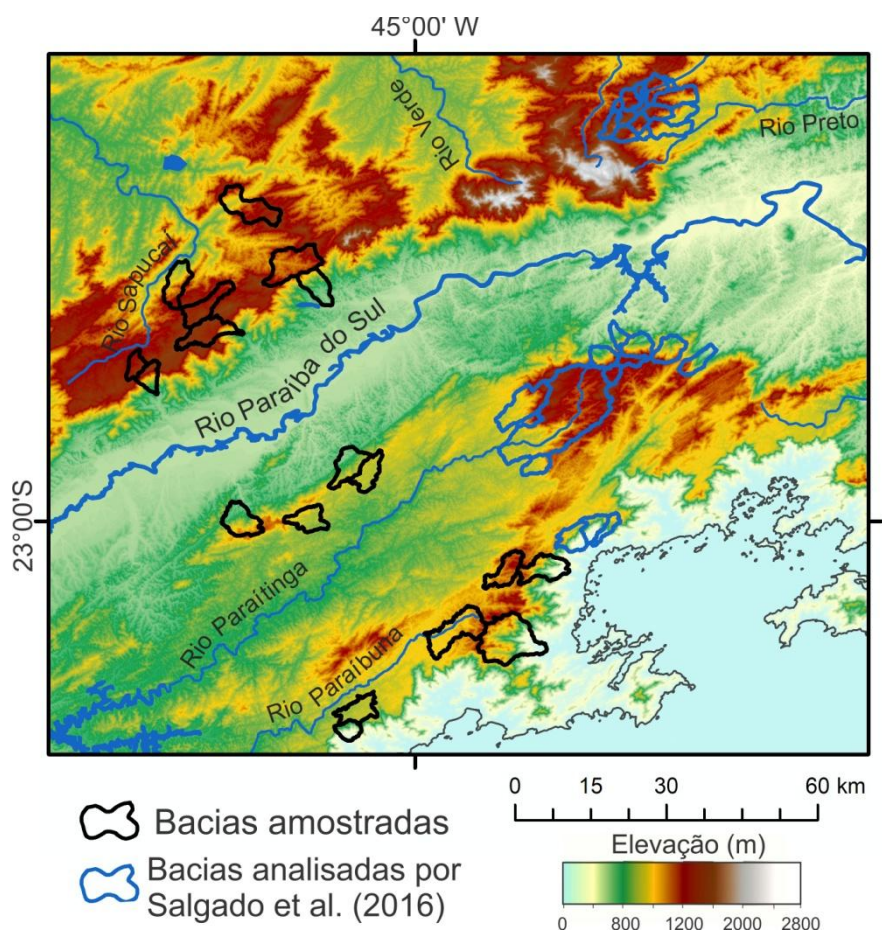


Figura 3.4. Bacias amostradas

Utilizando-se de fatores de escala de Stone (2000), taxas de produção de ^{10}Be foram calculadas para cada célula de um modelo digital de terreno SRTM com resolução de 30 m (Farr et al., 2007), e médias para cada bacia foram estimadas. Médias de elevação das bacias foram calculadas ponderadas pelas taxas de produção. O fator de sombreamento (*shielding factor*) foi calculado no SRTM usando a

formulação de Cordilean (2006). As médias de taxas de erosão das bacias foram calculadas a partir do código MATLAB *CRONUS-Earth calculators* (Balco et al., 2008, versão 2.3 – junho de 2016), utilizando-se esquema tempo –independente de Lal/Stone. A idade de exposição é baseada em von Blanckenburg (2005), considerando o tempo de residência da amostra dentro de uma escala de absorção em profundidade (60 cm). Concentrações de ^{10}Be reportadas por Salgado et al. (2016) para 28 bacias adjacentes a área de estudos foram integradas nas análises (Figura 3.4). As taxas de erosão para todas as bacias foram calculadas usando o esquema desenvolvido para as amostras coletadas neste trabalho.

3.3. Variáveis morfométricas, climáticas e geológicas

3.3.1. Introdução

Neste tópico serão apresentados como foram obtidas as variáveis que hipoteticamente podem controlar os processos erosivos. Posteriormente, estas variáveis foram correlacionadas as taxas de erosão estimadas por ^{10}Be . A fim de normalização, os procedimentos aqui apresentados foram utilizados também nas bacias referentes às amostras publicadas por Salgado et al. (2016), que sendo adjacentes a área de estudos, foram incorporadas nesta pesquisa.

3.3.2. Análise morfométrica

Todas as variáveis morfométricas foram extraídas a partir de modelo digital de elevação (MDE) produzido a partir de imagens SRTM com resolução de 30 metros, disponíveis no *Earth Explorer*, site administrado pelo *United States Geological Survey (USGS)*: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Para cálculo, foi utilizado o programa de *Matlab TopoToolbox 2* (Schwanghart and Scherler, 2014). Ângulos de declividade para cada pixel do MDE foram computados a partir da inclinação máxima dentro de uma matriz de pixels de 3 x 3, centrado no pixel de interesse. Para cada bacia de drenagem, uma média de todos os pixels foi estipulada.

Amplitude de relevo local (RL) foi calculada para cada pixel do MDE e a média para cada bacia também foi estipulada. Para avaliar possíveis efeitos de escala, para cada pixel do MDE o relevo local foi medido como a diferença de elevação dentro de uma janela circular com raio variando no intervalo de 60 m a 5 km (Montgomery e Brandon, 2002; DiBiase et al., 2010). Assim, este parâmetro descreve o relevo da paisagem em diferentes escalas. Em termos gerais, enquanto RL medido a partir de raios curtos são relacionados ao ângulo de declividade das encostas, RL medido a raios progressivamente mais extensos são relacionados a relevo de diferentes ordens de canais tributários, até que o relevo do canal principal seja incorporado nos maiores raios (Montgomery e Brandon, 2002; DiBiase et al., 2010). Destaca-se que em bacias pequenas, janelas de raios grandes (>3 km) podem incorporar quantidades expressivas de áreas de fora da bacia. Nesta escala, a amplitude total do relevo da bacia (RB), ou seja, a diferença entre o ponto mais alto e o ponto mais baixo da bacia, representa uma métrica mais adequada e é também incorporada na análise.

Como métrica para relação entre perfil longitudinal das drenagens e taxas de erosão, foi utilizada o índice de declividade dos canais de drenagem (k_s). Este índice relaciona a declividade local (S) com a área de drenagem montante (A) (Flint, 1974):

$$S = k_s \cdot A^{-\Theta} \quad (4)$$

onde Θ é o índice de concavidade. Considerando que o melhor ajuste para Θ é altamente variável de acordo com características locais, e isso tem implicações diretas para o k_s , o índice de declividade dos canais foi normalizado (k_{sn}) utilizando valor de referencia fixo para o índice de concavidade 0,45 (Wobus et al., 2006; Ouimet et al., 2009). Assim, valores de k_{sn} foram calculados em segmentos de drenagem de 300 metros, assumindo que os canais ocupam célula que possuem um mínimo de área de drenagem montante de 200 pixels no DEM (~180000 m²). Para avaliar a influência climática, o k_{sn} foi também calculado substituindo área de drenagem pela descarga, calculada a partir do mapa de precipitação (ver seção 3.3.3) (Bookhagen e Strecker, 2012).

3.3.3. Variáveis climáticas

Para precipitação, foi utilizado o mapa de isoietas de precipitações médias anuais (PMA), abrangendo o período de 30 anos entre 1977 e 2006, disponíveis em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html> (figura 2.10). Como padrão, foi utilizado o valor da isolinha que cortasse ou envolvesse cada bacia, para casos de grande variação, uma média é estimada considerando-se a área envolvida por cada isolinha. Para temperatura, foi utilizado um mapa de temperaturas médias anuais (TMA) de 1960 a 2000 (Hijmans et al., 2005), disponível em <http://www.worldclim.org/> (figura 2.10); a média de todos os pixels em cada bacia foi estipulada. A partir do PMA, estipulamos a descarga média anual (DMA), que foi utilizado no cálculo de k_{sn} (ver seção 3.3.2). O cálculo foi realizado a partir de rotina D8 onde é todo o fluxo de água segue o caminho mais declivoso (Bookhagen and Strecker, 2012). Não é considerado perda de água por evapotranspiração e infiltração, de modo que o DMA é uma aproximação simplista visando apenas à comparação entre as bacias.

3.3.4. Litologia (L)

Considerando-se a extensão da área de estudos, a fim de padronização, foi utilizada a carta geológica do Brasil ao milionésimo, disponibilizada em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Para inferir a resistência relativa das rochas ao intemperismo e erosão, foi utilizada a tabela proposta por Crepani et al. (2001) (tabela 3.3), levando em consideração a composição química e estrutural das rochas. A média de cada unidade litológica foi estimada levando-se em consideração a proporcionalidade de ocorrência de tipos de rocha dentro da unidade.

Tabela 3.1. Escala de Vulnerabilidade à denudação das rochas mais comuns

Quartzitos ou metaquartzitos	1,0	Milonitos, Quartzo muscovita, Biotita, Clorita xisto	1,7	Arenitos quartzosos ou ortoquartzitos	2,4
Riólito, Granito, Dacito	1,1	Piroxenito, Anfibolito Kimberlito, Dunito	1,8	Conglomerados, Subgrauvacas	2,5
Granodiorito, Quartzo Diorito, Granulitos	1,2	Hornblenda, Tremolita, Actinolita xisto	1,9	Grauvacas, Arcózios	2,6
Migmatitos, Gnaisses	1,3	Estauroilita xisto, Xistos granatíferos	2,0	Siltitos, Argilitos	2,7
Fonólito, Nefelina Sienito, Traquito, Sienito	1,4	Filito, Metassiltito	2,1	Folhelhos	2,8
Andesito, Diorito, Basalto	1,5	Ardósia, Metargilito	2,2	Calcários, Dolomitos, Margas, Evaporitos	2,9
Anortosito, Gabro, Peridotito	1,6	Mármore	2,3	Sedimentos Inconsolidados: Aluviões, Colúvios etc.	3,0

3.4. Mapa de taxas de erosão

3.4.1. Introdução

Esta seção descreve os procedimentos para confecção do mapa erosivo para as regiões estudadas. Como base, utilizamos as taxas de erosão estimadas pela análise de ^{10}Be (seção 3.2) e as variáveis que possam controlar a erosão (seção 3.3).

3.4.2. Análise de regressão linear múltipla

Considerando que os parâmetros mensurados correlacionam em diferentes níveis com as taxas de erosão das bacias hidrográficas, efetuamos análise de regressão linear múltipla entre as médias dos parâmetros e as médias das taxas de erosão a fim de construir um modelo que pudesse prever, de acordo com as condições de determinado local, qual a provável taxa de erosão.

Duas análises de regressão foram calculadas, sendo uma direcionada a erosão das vertentes (processos difusivos) e outra a incisão dos canais de drenagens (erosão linear). Assim, além do ângulo de declividade (D) para a análise das vertentes, e o índice de declividade dos canais normalizado (k_{sn}) para a análise da rede de drenagem, foram utilizado os parâmetros climáticos de precipitação média anual (PMA) e temperatura média anual (TMA).

Resistência litológica foi excluída das análises, desde que esta variável apresentou pouca relevância para os modelos, com testes de significância apresentando valores superiores a $p = 0.05$ (a pouca correlação desse parâmetro com taxas de erosão é analisada na seção 5.5.4). Além disso, análises de regressão múltipla efetuadas com ou sem a resistência litológica levam a resultados idênticos. A decisão final pela exclusão considera ainda que há uma diversidade de litotipos na região maior que a encontrada no interior das bacias hidrográficas analisadas, podendo levar a erros na análise.

Ambas as análises apresentaram boa correlação com as taxas de erosão sendo o índice de correlação $R^2 = 0.81$ e $p = 3 \times 10^{-16}$ para a análise das vertentes (figura 3.5A) e $R^2 = 0.81$ e $p = 3.5 \times 10^{-15}$ para a análise da rede de drenagem (figura 3.5B). Obteve-se então o seguinte modelo, para erosão das vertentes (E_{vert}) e para a incisão dos canais de drenagem (E_{dren}):

$$\varepsilon_{vert} = -65.64 + (D \times 1.20) + (PMA \times 0.01) + (TMA \times 2.40) \quad (5)$$

$$\varepsilon_{dren} = -51.08 + (k_{sn} \times 0.12) + (PMA \times 0.01) + (TMA \times 2.38) \quad (6)$$

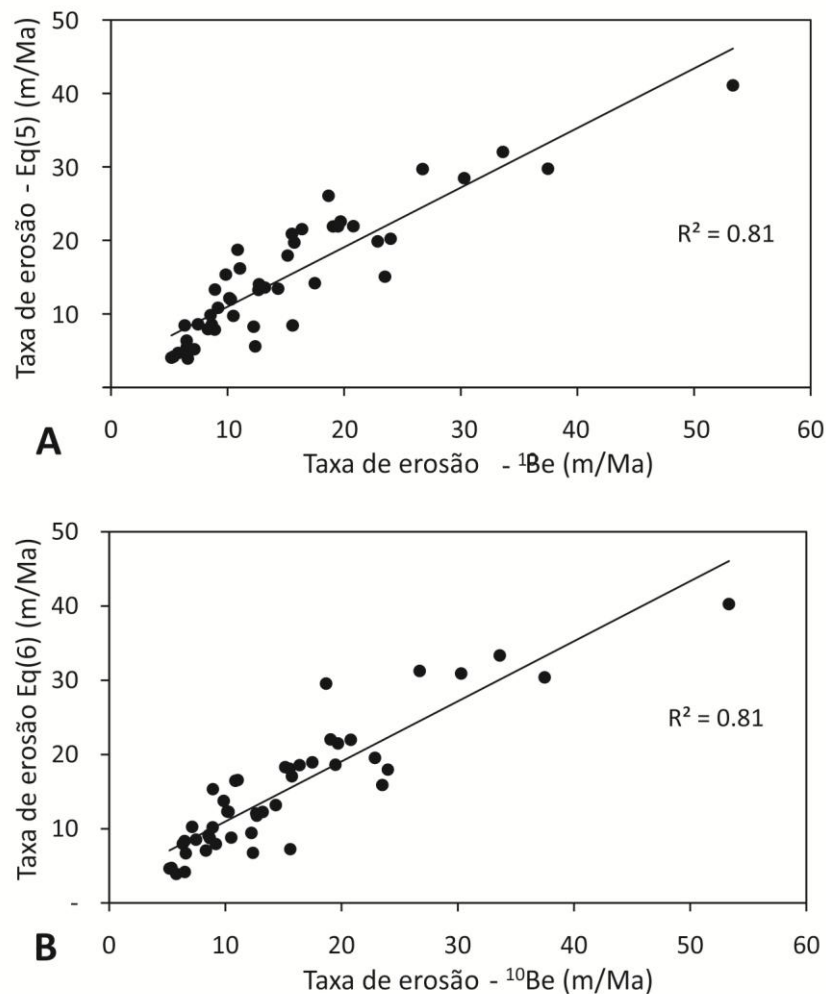


Figura 3.5. Correlações das médias erosivas das bacias estudadas inferidas pela análise de ^{10}Be e (A) modelo de erosão das vertentes - equação (5) e (B) modelo de erosão por incisão dos rios – equação (6).

3.4.3. Confeção do mapa

A partir dos modelos obtidos através da regressão linear múltipla, o mapa de erosão foi confeccionados através da ferramenta *Raster Calculator* do *ArcGis 10*. Para cada pixel (30 metros de resolução), uma taxa de erosão foi calculada. A Eq (5) foi aplicado em pixels nos quais o fluxo acumulado ultrapasse 0.17 km^2 , tal limiar produz rede de drenagem compatível com a apresentada nas cartas topográficas de 1:50000 do IBGE. Em pixels com fluxo acumulado inferior, a Eq (6) foi aplicada.

Para validação dos mapas, correlacionamos as médias de erosão das bacias hidrográficas derivadas da análise de ^{10}Be com as médias de erosão extraídas dos mapas, sendo a taxa e cada bacia a média de todos os pixels desta. O índice de

correlação é de $R^2 = 0.8$ indicando ótima correlação (figura 3.16). O mapa resultante é apresentado no capítulo 6, na figura 6.1.

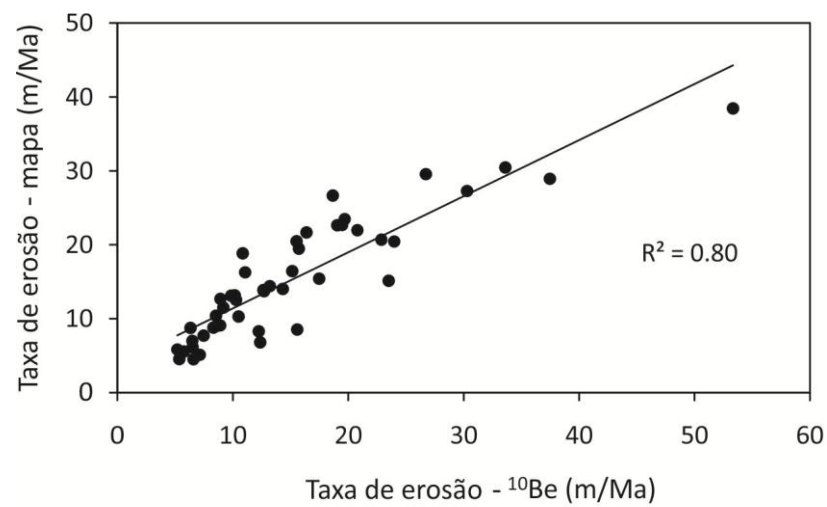


Figura 3.6. Validação dos mapas de erosão: correlação entre médias de taxas de erosão das bacias estimadas por ^{10}Be e taxas de erosão estimada no mapas de erosão, sendo que a taxa de cada bacia refere-se a média dos pixels em cada uma destas. (Mapa apresentado na figura 6.1).

4.1. Introdução

Este capítulo apresenta novas idades de U-Th-Sm/He em apatitas (AHe) na Serra da Mantiqueira (região de Campos de Jordão) e Serra do Mar (Ubatuba) (Figura 4.1), a partir destas, histórias de resfriamento na crosta das amostras são modeladas. Os dados obtidos são analisados considerando-se as idades já publicadas de traço de fissão em apatitas (Genaro, 2008, Hiruma et al, 2010; Cogné et al, 2012). Deste modo, avalia-se se o tipo de informação fornecido pelas idades AHe e sua potencial contribuição a história tectônica e denudacional da margem continental do sudeste brasileiro, sobretudo, em relação aos episódios de rápido soerguimento das rochas ocorridos após a abertura do Oceano Atlântico.

4.2. Idades de U-Th-Sm/He em apatitas

De acordo dos procedimentos descritos na no capítulo 3.1, idades de U-Th-Sm/He em grãos individuais de apatitas (AHe) foram obtidas e podem ser visualizadas na tabela 4.1, as idades variam de 45.3 ± 1.1 até 136.2 ± 4.2 Ma (erro analítico). A média de idade de cada amostra encontra-se na tabela 4.2, e suas localizações na figura 4.1; as médias variam de 58.8 ± 17.9 a 124.6 ± 12.1 Ma (erro = desvio padrão).

As tabelas apresentam também as idades corrigidas segundo fator F_t (Farley, 1996), calculado a partir do raio do mineral. Esta correção tem por base a perda de He nas bordas do mineral por ejeção durante o decaimento, entretanto, tem sido criticada por desconsiderar outros fatores de perda ou retenção de hélio no mineral, levando a uma falsa correção (Meesters e Dunai, 2002). Nesse sentido, a idade não corrigida será utilizada preferencialmente nas análises. Amostras padrões Durango medidas em conjunto com as amostras são apresentadas na tabela 4.3.

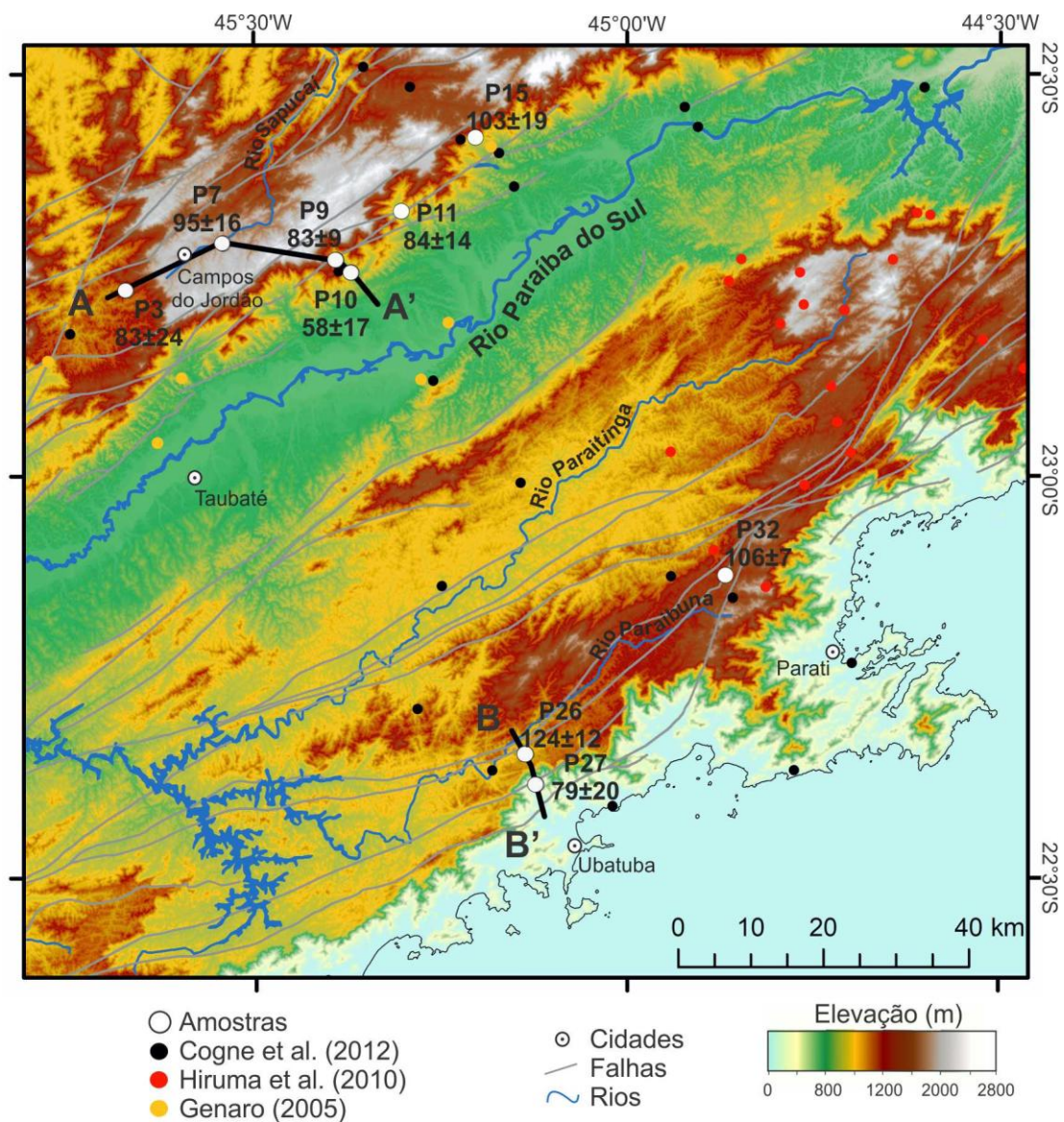


Figura 4.1. Localização das amostras e idades médias de U-Th/He. Os Perfis A-A' e B-B' encontram-se na figura 4.2. As amostras da literatura são utilizadas nas análises do capítulo 6.

Tabela 4.1. Resultados das análises de (U-Th-Sm)/He em apatitas*

Amostra	⁴ He (ncc/g)	²³⁸ U (ppm)	²³⁵ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU ⁽¹⁾ (ppm)	T ⁽²⁾	C ⁽³⁾ (μm)	L ⁽³⁾ (μm)	R* ⁽⁴⁾ (μm)	Ft ⁽⁵⁾ correction	Idade ⁽⁶⁾ (Ma)	Idade corrigida ⁽⁷⁾ (Ma)
P3	752.0	35.2	0.3	200.2	221.8	82.5	1	225.1	119.1	70.6	0.79	73.1 ± 0.8	92.5 ± 1.0
	150.1	8.4	0.1	29.1	38.5	15.3	1	277.7	191.8	106.9	0.86	78.9 ± 0.8	91.7 ± 0.9
	346.7	19.1	0.1	79.9	68.1	38.0	1	296.7	132.9	81.5	0.82	73.8 ± 0.7	90.0 ± 0.9
	252.5	8.0	0.1	33.2	48.6	15.8	1	288.8	124.1	76.6	0.80	127.1 ± 1.2	158.9 ± 1.5
	553.1	41.6	0.3	33.7	171.4	49.8	2	216.9	171.2	92.1	0.84	88.7 ± 1.8	105.6 ± 2.1
	851.9	21.4	0.2	174.4	141.0	62.5	1	290.1	156.4	92.4	0.84	109.5 ± 1.2	130.4 ± 1.4
	217.9	16.0	0.1	50.3	107.6	27.9	1	212.1	111.1	66.0	0.77	62.2 ± 0.7	80.8 ± 0.9
	231.0	16.6	0.1	76.5	86.1	34.7	2	219.1	121.7	71.4	0.79	53.7 ± 0.5	68.0 ± 0.6
P7	308.4	6.5	0.0	87.6	13.8	114.7	1	281.48	174.8	140.7	0.85	92.7 ± 0.8	109.1 ± 0.9
	35.7	1.7	0.0	8.1	2.9	3.6	2	292.23	205.1	113.9	0.87	81 ± 0.6	93.1 ± 0.7
	35.9	2.3	0.0	0.4	13.6	2.4	1	260.59	175.1	98.3	0.85	116.3 ± 5.5	137.3 ± 6.5
	21.3	0.6	0.0	6.6	1.2	2.2	2	373.5	234.2	133.7	0.85	79 ± 0.7	93.0 ± 0.8
	257.0	4.0	0.0	67.1	7.2	19.9	2	234.47	196.0	103.7	0.86	105.7 ± 0.9	123.6 ± 1.1
P9	706.5	39.5	0.3	109.2	342.0	65.5	2	376.0	231.1	132.6	0.89	84.9 ± 3.8	95.4 ± 4.3
	334.9	16.0	0.1	63.0	171.9	30.9	1	321.8	237.5	130.1	0.88	84.9 ± 2.2	96.5 ± 2.5
	327.9	21.9	0.2	76.7	246.9	40.1	2	250.2	165.8	93.4	0.84	64 ± 1.1	76.2 ± 1.3
	342.6	13.9	0.1	70.2	134.4	30.5	2	432.7	290.9	163.3	0.91	88.9 ± 3.1	97.7 ± 3.4
	394.1	21.6	0.2	56.2	205.5	35.0	1	429.6	286.3	161.1	0.91	88.2 ± 4.1	96.9 ± 4.5
	259.2	9.6	0.1	53.9	166.0	22.3	2	396.3	251.5	143.2	0.90	89.6 ± 3.2	99.6 ± 3.6
	226.8	7.6	0.1	55.0	158.6	20.5	2	418.5	289.8	161.5	0.91	85.1 ± 4	93.5 ± 4.4
P10	188.0	9.8	0.1	39.2	142.1	19.1	2	352.9	199.9	116.8	0.89	76.2 ± 1.8	85.6 ± 2.0
	165.3	16.3	0.1	44.2	295.3	26.8	1	258.4	213.0	113.1	0.87	46.6 ± 1.3	53.7 ± 1.5
	150.7	13.6	0.1	39.3	216.3	22.9	1	273.3	238.7	124.6	0.88	50.2 ± 1.3	57.0 ± 1.5
	67.3	6.4	0.0	20.7	112.4	11.3	1	323.5	205.5	117.0	0.87	45.3 ± 1.1	52.1 ± 1.3
	14.6	1.1	0.0	2.8	10.0	1.8	2	220.2	157.3	113.9	0.83	63.9 ± 0.9	77.0 ± 1.1

Amostra	⁴ He (ncc/g)	²³⁸ U (ppm)	²³⁵ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU ⁽¹⁾ (ppm)	T ⁽²⁾	C ⁽³⁾ (μm)	L ⁽³⁾ (μm)	R* ⁽⁴⁾ (μm)	Ft ⁽⁵⁾ correction	Idade ⁽⁶⁾ (Ma)	Idade corrigida ⁽⁷⁾ (Ma)
P10	231.2	10.5	0.1	43.2	113.8	20.7	1	291.8	120.4	74.9	0.80	87.9 ± 1.2	109.9 ± 1.5
P11	1123.4	90.4	0.7	17.8	67.5	95.2	2	350.4	150.4	92.9	0.84	96.3 ± 0.9	114.6 ± 1.1
	492.2	43.7	0.3	10.7	60.6	46.6	2	259.4	156.0	89.9	0.83	85.9 ± 0.9	103.5 ± 1.1
	970.8	80.9	0.6	15.6	51.7	85.2	1	323.2	138.1	85.3	0.82	93.1 ± 0.8	113.5 ± 1.0
	1539.1	112.4	0.8	33.8	154.2	121.1	1	341.9	247.5	136.3	0.89	103.2 ± 2.6	116 ± 2.9
	222.1	21.8	0.2	3.3	86.3	22.7	1	328.0	252.4	136.7	0.89	78 ± 1.7	87.6 ± 1.9
	642.3	70.2	0.5	20.5	175.3	75.5	1	290.3	245.4	129.4	0.88	68.7 ± 1.4	78.1 ± 1.6
	453.2	55.5	0.4	10.2	33.0	58.3	2	283.8	173.4	99.6	0.85	63.7 ± 0.6	74.9 ± 0.7
P15	3604.8	267.2	1.9	95.7	30.8	291.7	1	171.0	150.6	78.4	0.81	101.3 ± 0.8	125.1 ± 1.0
	288.3	22.9	0.2	1.5	9.6	23.4	2	251.8	119.4	72.4	0.79	100.6 ± 14.3	127.3 ± 18.1
	469.5	39.2	0.3	7.8	8.2	41.4	1	279.0	151.7	89.5	0.83	93.1 ± 0.9	112.2 ± 1.1
	949.0	74.3	0.5	63.3	86.2	89.7	2	296.3	185.9	106.1	0.86	86.2 ± 0.7	100.2 ± 0.8
	1021.7	55.1	0.4	24.4	32.2	61.2	2	235.3	157.5	88.5	0.83	135.9 ± 1	163.7 ± 1.2
P26	321.8	17.1	0.1	5.3	122.7	18.5	2	410.6	219.3	129.8	0.88	135.2 ± 3.4	152.9 ± 3.8
	523.0	27.4	0.2	16.1	179.0	31.4	2	382.4	227.1	131.3	0.89	130.2 ± 3.5	147.0 ± 4.0
	615.5	32.9	0.2	9.4	201.9	35.3	2	388.0	234.8	135.2	0.89	136.2 ± 4.2	153.2 ± 4.7
	279.4	15.3	0.1	7.7	157.5	17.3	2	477.7	216.4	132.3	0.89	123.5 ± 3.6	139.3 ± 4.1
	94.3	6.4	0.1	2.5	47.7	7.0	1	286.0	158.0	92.8	0.84	104.2 ± 1.8	124.3 ± 2.1
	329.7	19.9	0.1	6.0	174.9	21.4	1	450.9	289.5	164.4	0.91	118.2 ± 4.5	130.1 ± 5.0
P27	141.0	7.6	0.1	36.2	84.5	16.2	1	272.3	255.7	130.5	0.89	68.8 ± 1.0	77.7 ± 1.1
	164.7	18.2	0.1	13.5	118.9	21.5	1	339.7	206.1	118.6	0.87	60.4 ± 1.2	69.1 ± 1.4
	140.3	8.2	0.1	9.6	33.1	10.5	2	423.9	218.1	130.1	0.88	107 ± 1.2	120.9 ± 1.4
	116.7	9.2	0.1	8.9	45.0	11.4	2	314.6	134.8	83.3	0.82	81.2 ± 1.0	99.0 ± 1.2
P32	773.3	25.8	0.2	133.1	34.6	57.4	1	229.2	144.6	82.4	0.82	110.0 ± 0.9	134.5 ± 1.1
	1202.8	46.6	0.3	219.9	58.4	98.8	1	241.7	148.8	85.3	0.82	99.5 ± 0.8	120.7 ± 1.0
	3540.9	135.7	1.0	447.0	95.7	242.2	1	210.6	184.0	96.0	0.84	119.5 ± 0.9	141.6 ± 1.1

3077.1	149.1	1.1	374.1	111.2	238.4	2	225.0	133.1	77.0	0.81	105.5 ± 0.8	131.0 ± 1.0
1120.6	38.7	0.3	201.2	42.3	86.5	2	274.0	107.8	67.6	0.78	105.9 ± 0.8	136.1 ± 1.0
607.9	18.9	0.1	117.5	46.1	46.8	2	327.5	98.6	64.3	0.77	105.8 ± 0.8	138.0 ± 1.0
958.0	40.2	0.3	163.3	33.6	79.0	1	228.5	144.7	82.4	0.82	99.2 ± 0.8	121.1 ± 1.0

(*) Oito amostras padrão Durango foram mensuradas em conjunto com os grãos analisados, resultando em idade média de 32.5±1.6 (erro = desvio padrão).

(1) Urânio efetivo, calculado como $eU_{PPM} = U_{ppm} + (0.235 * Th_{PPM})$.

(2) Número de terminações preservadas no cristal.

(3) C e L = comprimento e largura do cristal.

(4) R^* = raio esférico, calculado como $R^* = (3 * (RC)) / (2 * (R + C))$, onde $R = L/2$

(5) Fator de correção (Farley et al., 1996), assumindo distribuição homogênea de U e Th.

(6) Incerteza é igual a incerteza analítica 1 σ , incluindo erros propagados pelas incertezas nas medições de U, Th, Sm e He.

(7) Idade corrigida = Idade/Ft

Tabela 4.2. Características gerais das amostras e idades médias

Amostra	Longitude ⁽¹⁾	Latitude ⁽¹⁾	Altitude (m)	Distância ⁽²⁾ (km)	Idade Média ⁽³⁾ (Ma)	Idade Corrigida Média ⁽³⁾ (Ma)
P3	431048	7481918	1163	95.5	83.4 ± 24.4	102.2 ± 29.3
P7	444370	7488360	1151	94.4	95.0 ± 16.0	111.2 ± 19.3
P9	459959	7486093	970	82.5	82.7 ± 8.6	92.7 ± 7.9
P10	462039	7484389	668	79.8	58.8 ± 17.9	69.9 ± 24.5
P11	468928	7492832	688	77.5	84.1 ± 14.7	98.3 ± 17.8
P15	479132	7502993	1111	76.4	103.4 ± 19.2	125.7 ± 23.9
P26	486015	7418065	932	11.2	124.6 ± 12.1	141.1 ± 12.1
P27	487511	7413876	140	7.4	79.4 ± 20.3	91.7 ± 23.2
P32	513548	7442726	1235	17.0	106.5 ± 6.9	131.9 ± 8.1

(1) Latitude e longitude em coordenadas UTM - WGS84.

(2) Distância em relação a costa

(3) Incerteza = desvio padrão das idades dos grãos (tabela 4.1).

Tabela 4.3. Medidas de apatitas padrão Durango

	^4He (10^{-9}cc)	^{238}U (ng)	^{235}U (10^{-3}ng)	^{232}Th (ng)	^{147}Sm (ng)	Th/U	Idade
DUR 1	12.9	0.51	3.7	11.1	1.0	21.9	33.8 ± 0.3
DUR 2	6.1	0.24	1.8	5.3	0.6	21.7	33.7 ± 0.3
DUR 3	4.9	0.21	1.5	4.5	0.5	21.1	31.8 ± 0.3
DUR 4	1.7	0.08	0.6	1.6	0.2	20.2	30.7 ± 0.3
DUR 5	2.7	0.12	0.8	2.3	0.2	20.2	34.1 ± 0.3
DUR 6	2.3	0.11	0.8	2.2	0.2	19.6	30.4 ± 0.3
DUR 7	2.0	0.09	0.7	1.8	0.2	19.7	31.4 ± 0.3
DUR 8	0.8	0.04	0.3	0.7	0.1	20.1	34.2 ± 0.3

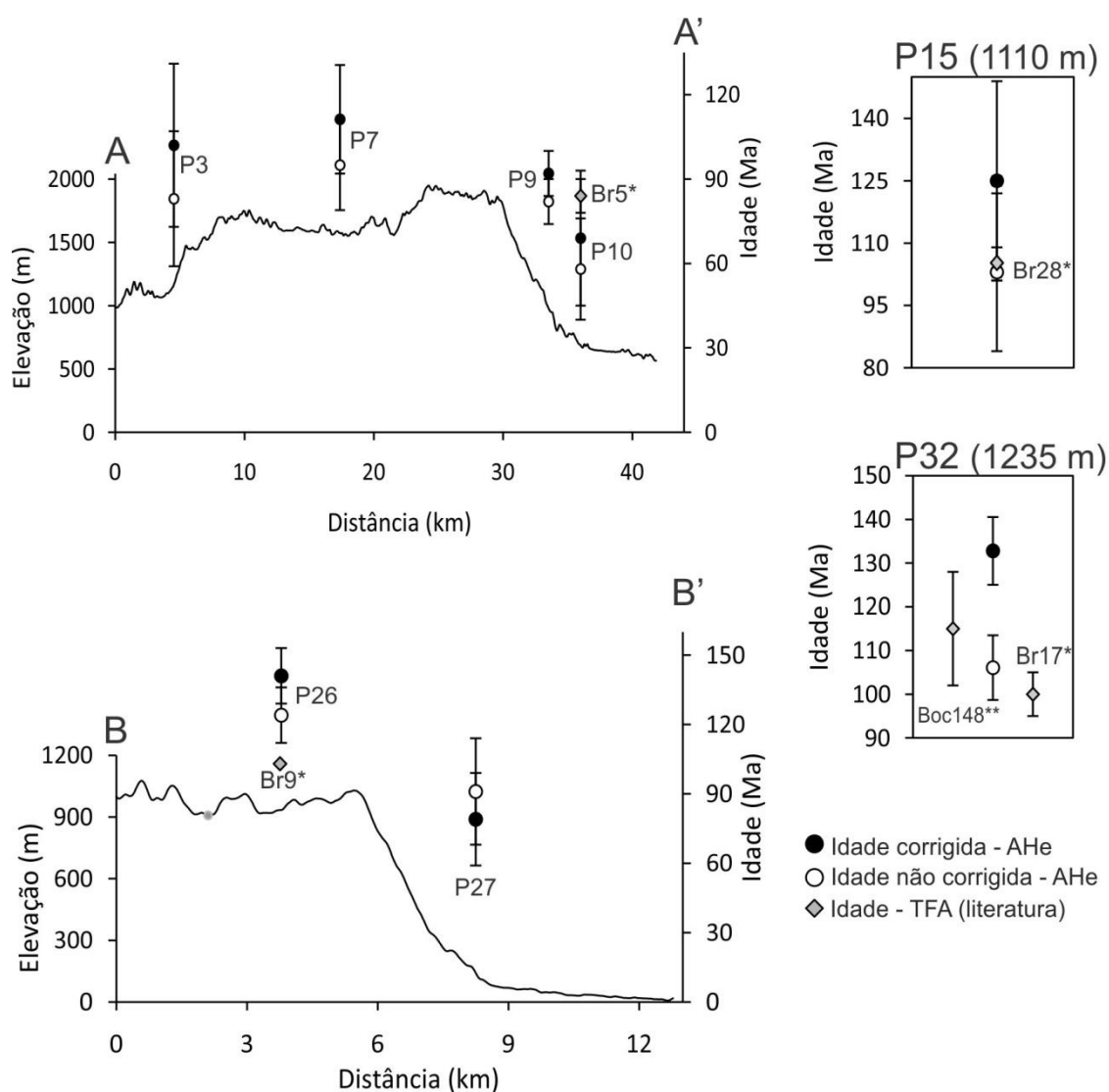


Figura 4.2. A direita, perfis topográficos com localização e idades das amostras. Localização na figura 4.1. À esquerda, comparação das amostras P15 e P32 (elevação em parênteses) com idades da literatura de traço de fissão em apatitas (TFA) em áreas com no máximo 1 km de distancia: (*) refere-se a Cogné et al. (2010) e (**) a Hiruma et al. (2010).

A figura 4.2 apresenta 2 perfis topográficos representativos da Serra da Mantiqueira (Perfil A-A') e Serra do Mar (Perfil B-B'). Verifica-se certa correspondência entre as idades e altitude, o que se confirma na figura 4.3B, conferindo certa antiguidade a topografia se considerando escala regional. A figura 4.3B, entretanto, imprime certa complexidade na história de formação dessa topografia: o distanciamento em relação à costa não resulta em aumento das idades, conforme esperado em modelos de evolução de margem passiva (Gallagher et al., 1998), idades da Serra da Mantiqueira são semelhantes ou menores que as da Serra do Mar. Este arranjo é encontrado em trabalhos de traço de fissão em apatita (TFA) (Hackspacher et al. 2004, Hiruma et al., 2010) e esta atrelado a pulsos de soerguimento ocorridos posteriormente ao processo de rifteamento da margem atlântica.

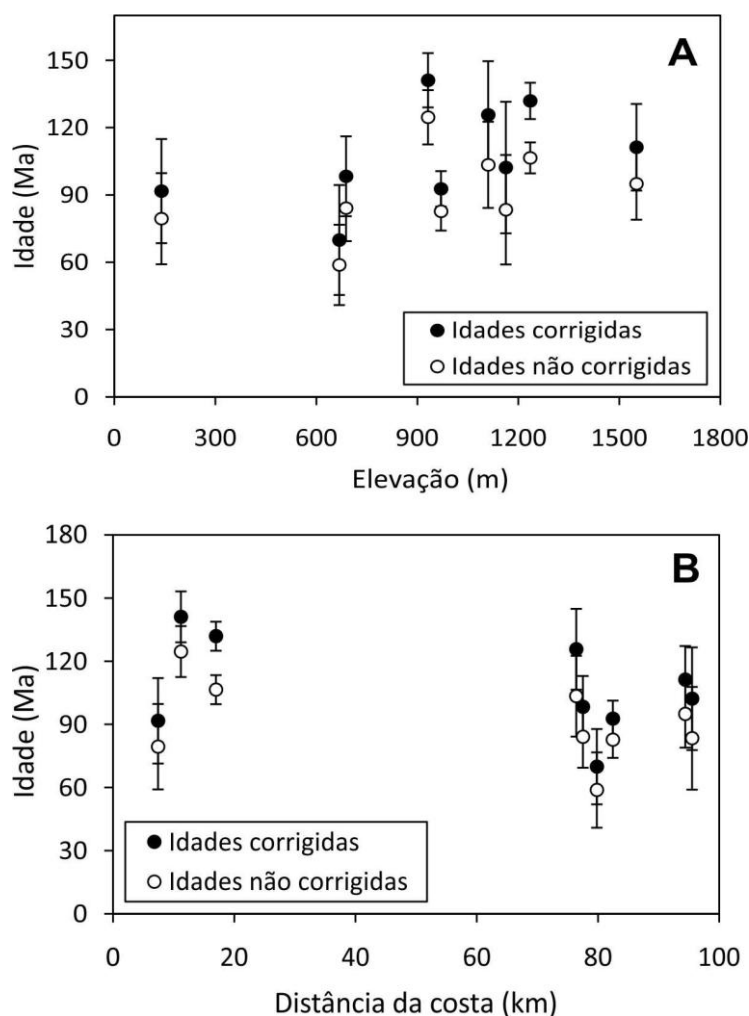


Figura 4.3. Correlação entre as Idades corrigidas e não corrigidas de AHe com (A) elevação e (B) distância da costa.

Embora não tenha sido possível realizar análises de TFA nesta pesquisa, amostras próximas as nossas (1-3 km) são encontradas na literatura (Hiruma et al., 2010; Cogné et al. 2012), permitindo comparação. A temperatura de fechamento maior para TFA implicaria em idades mais antigas para este método, como é o caso da P10. As amostras P15 e P32, porém, apresentam idades semelhantes e a amostra P26 idade de AHe nitidamente maior (figura 4.2). A similaridade de idades entre os termocronômetros permitiria supor rápida passagem pela pelas temperaturas de fechamento de ambos os métodos, ou seja, resfriamento e soerguimento das rochas acelerados. Entretanto, alguns fatores físicos podem perturbar a temperatura de fechamento do hélio em apatita, afetando a idade. Estes mesmos fatores também resultam em dispersão das idades dos grãos de uma mesma amostra, tal qual é verificado no caso desta pesquisa (tabela 4.1). Para uma melhor compreensão das idades médias, portanto, é preciso uma análise da dispersão das idades, mais que incertezas do método, elas oferecem informações a respeito da história de resfriamento do mineral (Wildmanm, 2015).

4. 3. Dispersão das idades

Como característica geral, as amostras apresentaram um agrupamento central de idades seguido de uma dispersão dentro ou próximo do desvio padrão do conjunto (figuras 4.4 e 4.5). Alguns grãos, porém, apresentaram idades distante que não parecem possuir relações com o conjunto principal. A primeira abordagem então foi à identificação de valores fora de série, isto foi realizado baseado na amplitude interquartil do conjunto de idades de cada amostra. Amostras como P10 e P27 apresentaram maior quantidade de valores fora de série. Como detalhe, estas amostras não apresentam uma dispersão orgânica em torno do agrupamento principal e imprimiram maior dificuldade na seleção dos grãos para análise nas etapas de processamento. Estas considerações levam a hipótese de inadequabilidade destes grãos para análise, diante deste grau de incerteza optou-se pela exclusão dos valores fora de série.

Entre os fatores que contribuem com a dispersão das idades estão o aumento de retenção de He através de armadilhas geradas por danos de radiação (Flowers et

al., 2009; Gautheron et al., 2009) e o tamanho dos grãos (ver capítulo 3.1.2). Estes fatores exigem maior energia para difusão do hélio, resultando em deslocamento da zona de retenção parcial do hélio (ZRP He) e temperatura de fechamento. A interferência destes fatores é mais provável de ocorrer em amostras com concentração efetiva de urânio (eU) superior a 5 ppm (Green e Duddy, 2006; Flowers et al., 2009) (no caso de danos de radiação), como é o caso das amostras deste trabalho (tabela 4.1), e em amostras que passam tempos prolongados na ZRP He, já que em amostras com resfriamento rápido a perda de He por difusão é baixa (Wildmanm, 2015). Ou seja, a dispersão em si seria indicativa de resfriamento lento, e a ausência, de resfriamento rápido.

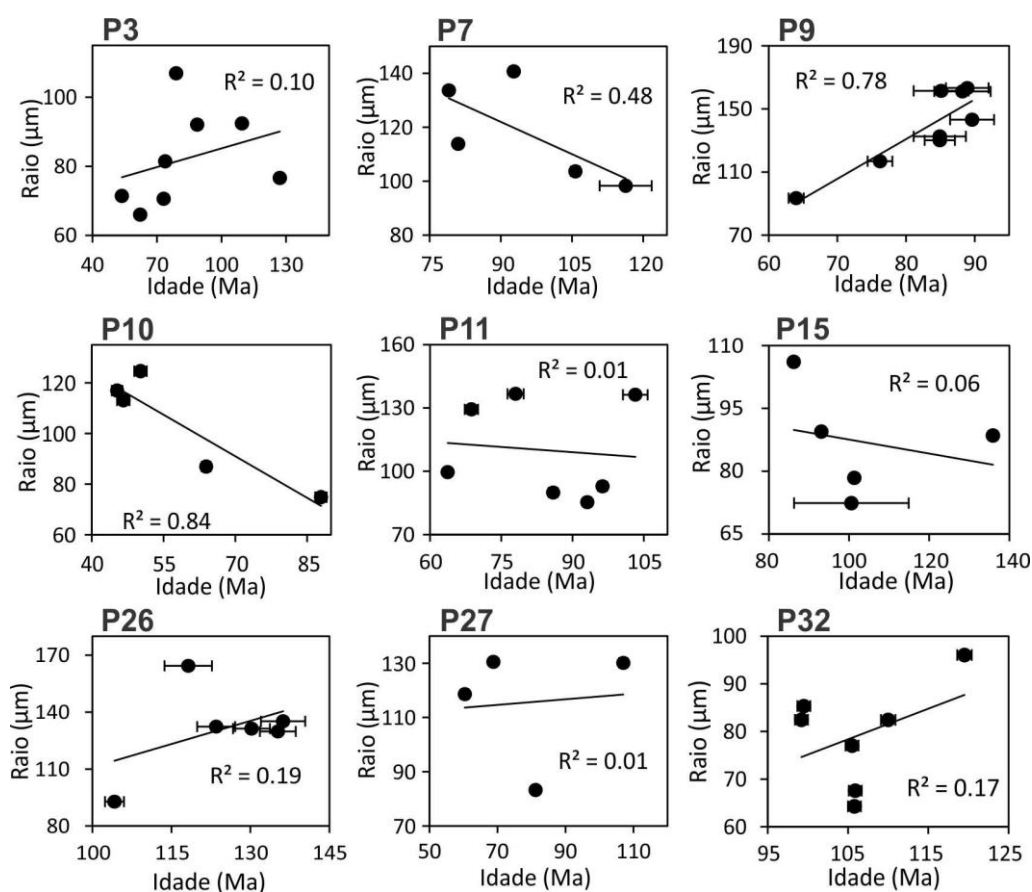


Figura 4.4. Correlação entre idades dos grãos de cada amostra com raio do grão (R^* na tabela 4.1), aproximando o grão para dimensão esférica.

As figuras 4.4 e 4.5 apresentam em cada amostra a relação entre as idades e respectivamente o raio do grão (estimativa do tamanho) e urânio efetivo (eU). As amostras dos planaltos elevados da Serra do Mar, P26 e P32, apresentam correlações

positivas com ambos os parâmetros, especialmente eU (localização na figura 4.1). Em outro extremo, as amostras P10 e P27, situados em porções inferiores na escarpa da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, e P7 e 15, no topo da Serra da Mantiqueira, apresentam ou correlação negativa ou não apresentam correlação. No setor médio das escarpas da Serra da Mantiqueira, a P9 apresentou forte correlação com raio, ao passo que a P11, a correlação positiva se faz com eU. A P3, situada em área de vale inciso no interior do planalto, apresenta correlação discreta com raio.

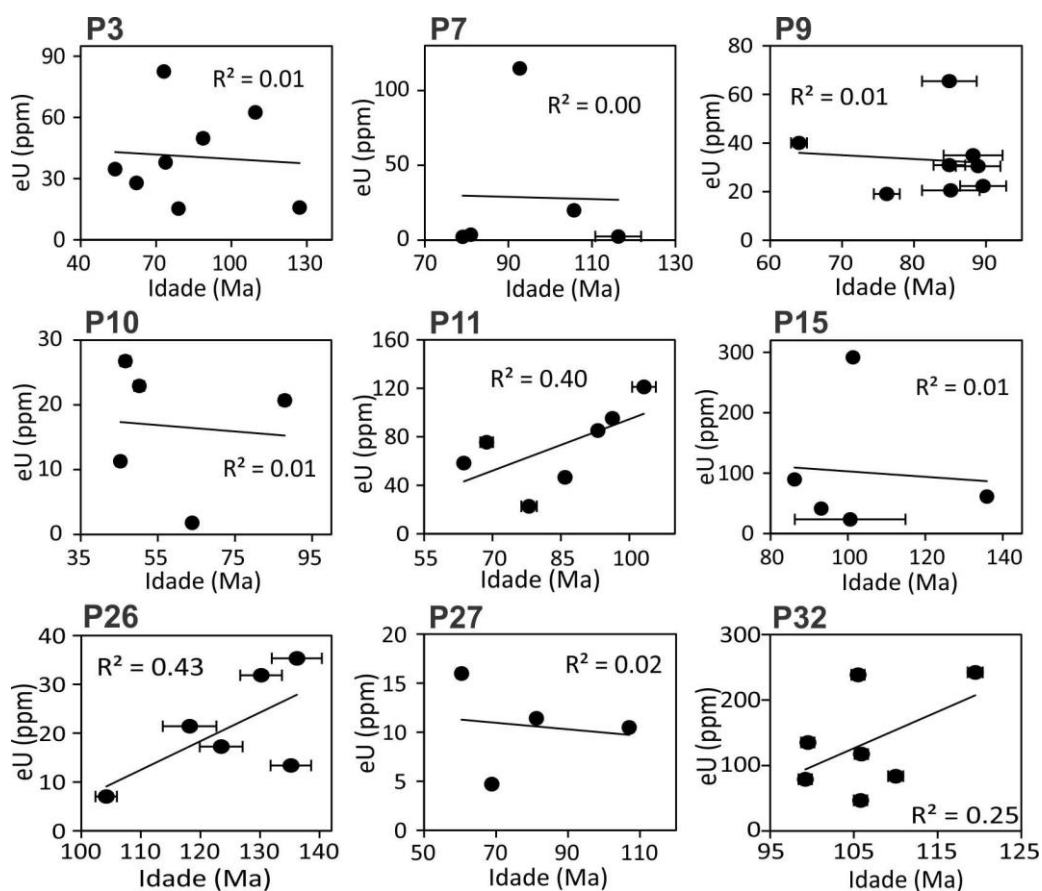


Figura 4.5. Correlação entre idades dos grãos de cada amostra com urânio efetivo (eU na tabela 4.1)

É difícil estimar o quanto as idades são afetadas por estes fatores, sobretudo por que há superposição entre estes e outras características também podem ter influência (e.g. fragmentação do grão). Entretanto há indicativo em várias amostras de que a temperatura de fechamento de grande parte dos grãos foram afetada (P26, P32, P9, P11 e P3), de modo a aproximar as idades de AHe e TFA. A segunda conclusão a ser feita é que o grau de dispersão encontrado nas amostras, conjugado pela correlação

positiva com raio e eU em algumas amostras, indica história de resfriamento complexa, com períodos de permanência prolongados na ZRP He.

4.4. História Térmica

4.4.1. Análise

Histórias de trajetórias térmicas na crosta terrestre para cada amostra foram extraídas no programa QtQt (Gallagher, 2012) a partir de modelagem inversa das idades de U-Th-Sm/He em apatitas (AHe). Em cada amostra, iterações curtas (de 1000 a 10000) foram usadas para ajuste dos parâmetros e iterações longas (200000) foram realizadas para obtenção da história final. O enquadramento a priori de possibilidade abrangeu duas vezes a idade do grão mais antigo da amostra e temperatura de $70^{\circ} \pm 70^{\circ} \text{ C}$.

É possível, com base em dados geológicos, sugerir a passagem dos modelos em determinado intervalo de tempo e temperatura, sendo que o algoritmo escolhe a adequação ou não dos dados a sugestão. Aqui, perturbamos os modelos com idades de TFA de amostras próximas; na ausência de amostra adjacente (1-3 km), consideramos idades de amostras num raio de até 15 km. O intervalo de temperatura definido consiste na zona de *annealing* parcial do TFA (60° - 120°). Este procedimento permitiu relativizar os eventos registrados nas idades de AHe em relação as idades de TFA. Em algumas histórias demasiadamente simplistas e irrealistas, restringimos o conjunto de grãos para dentro do intervalo definido pelo desvio padrão da média de idade do conjunto, a comparação entre os modelos é apresentada (Figura 4.7).

Por fim, considerando a discussão elencada na seção acima, optou-se pela utilização de modelo de dano de radiação. Foram testados os modelos de Gautheron et al. (2009) e Flowers et al. (2009). A comparação pode ser visualizada na figura 4.6. O modelo de Flowers et al. (2009) afasta-se da história que não considera dano de radiação e apresenta trajetória simplista; o modelo de Gautheron et al. (2009), por sua vez, apresenta maior complexidade a história, enfatizando o soerguimento no Cretáceo Superior. Optamos, portanto, pela apresentação dos resultados considerando modelo de Gautheron et al. (2009).

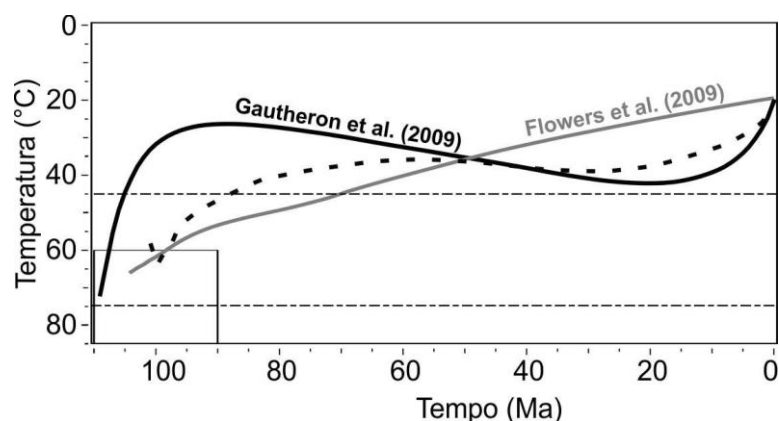
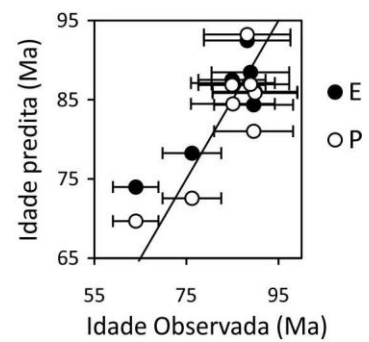
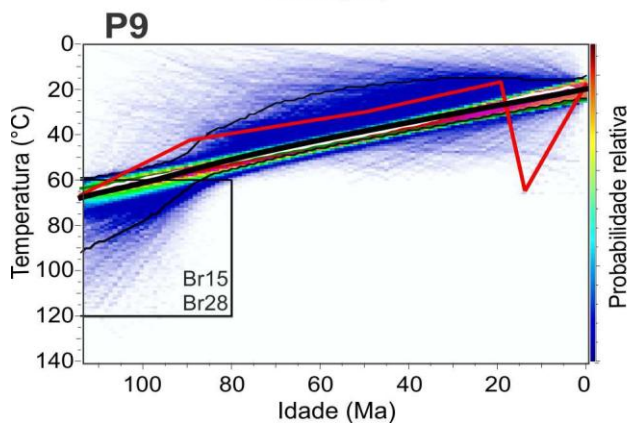
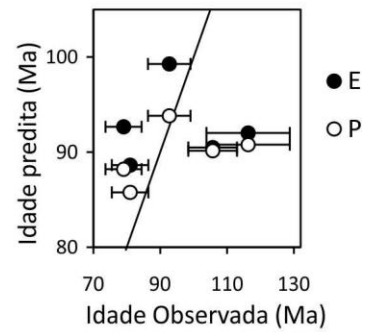
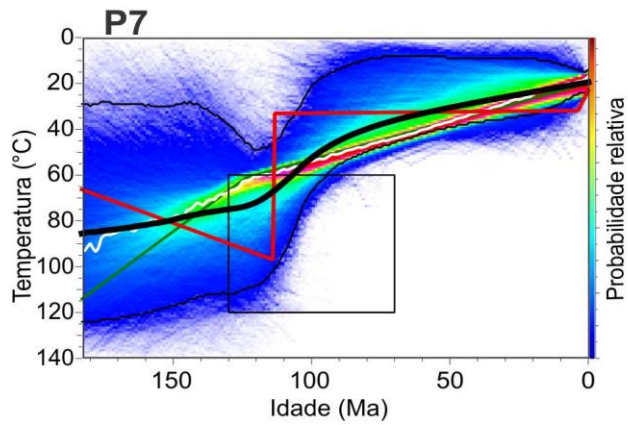
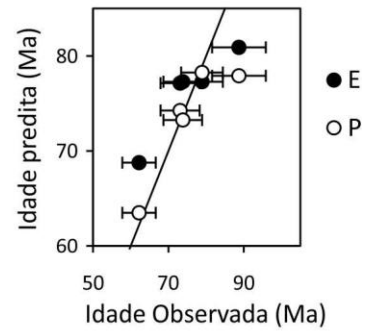
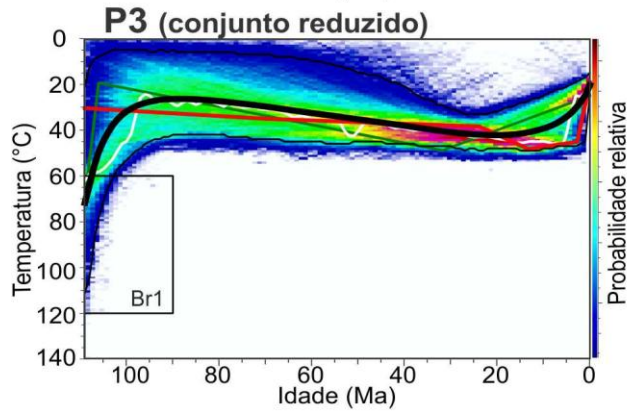
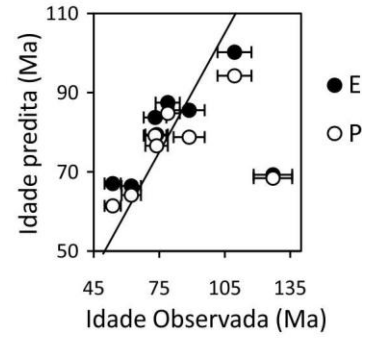
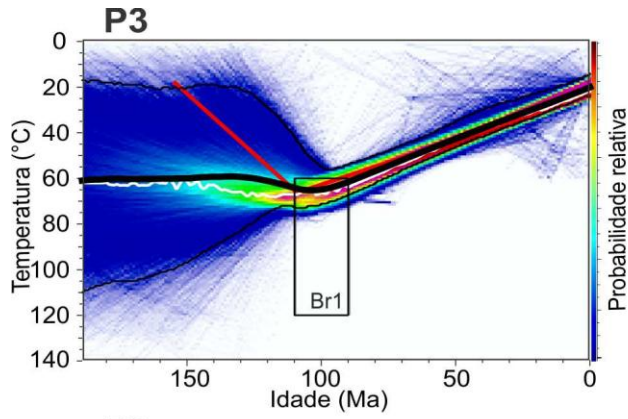
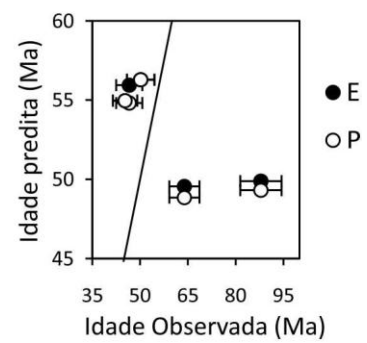
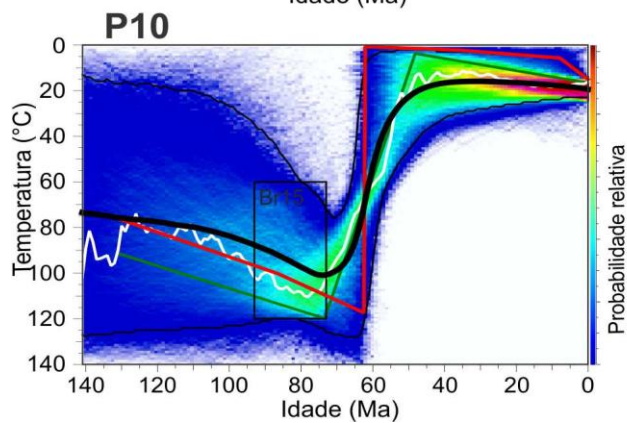
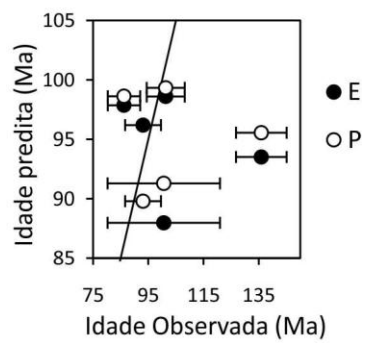
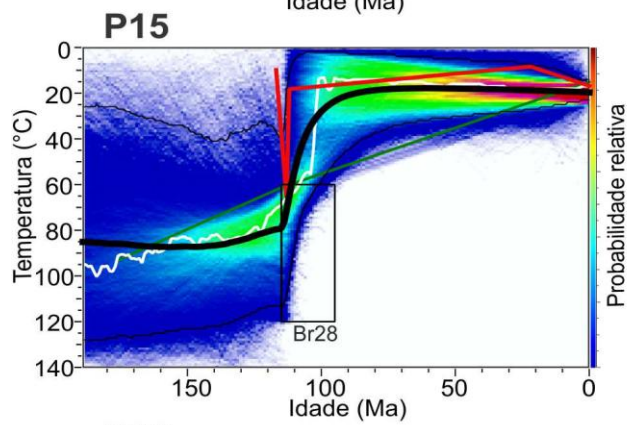
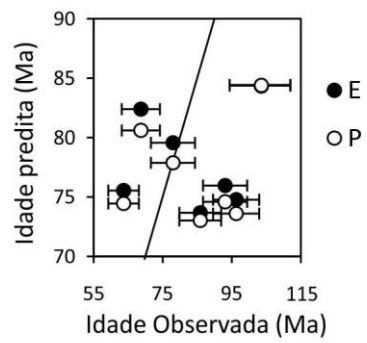
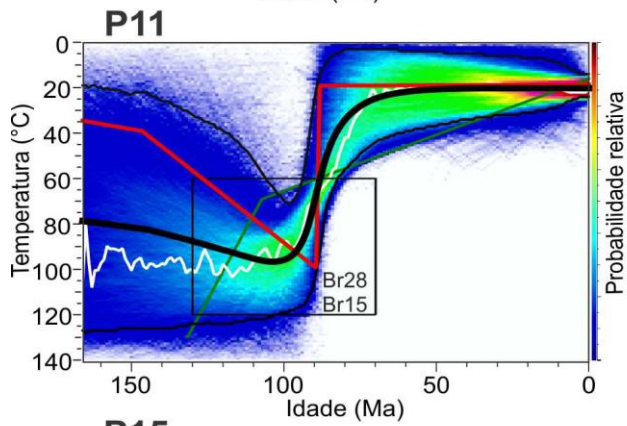
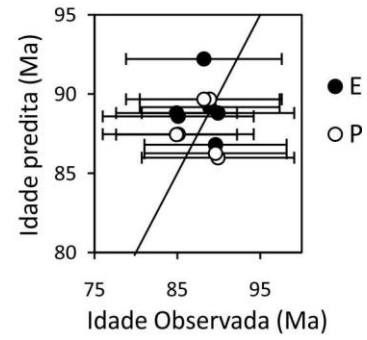
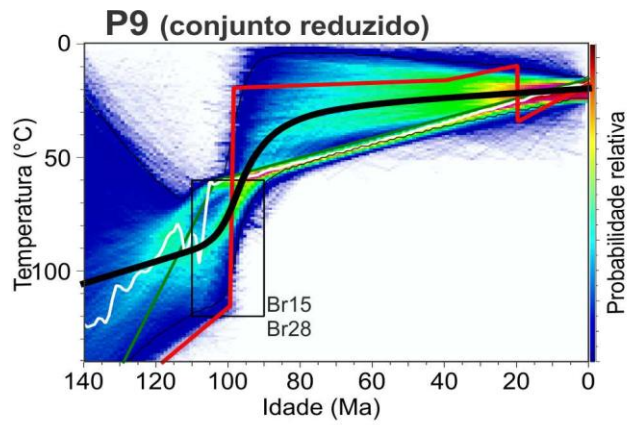


Figura 4.6. Comparação entre os modelos de dano de radiação. Os modelos representam a história da amostra P3. A linha tracejada refere-se a modelagem sem considerar dano de radiação.

4.4.2. Resultados

A amostra P3 situa-se na Serra da Mantiqueira (Planalto de Campos do Jordão) (figuras 4.1 e 4.2). A modelagem desta amostra (figura 4.7 – P3) resultou em história simples de resfriamento contínuo a partir de 100 Ma de $0.4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, numa taxa de soerguimento de 16 m/Ma. Dada a simplicidade desta história, foi testado um modelo alternativo, como P3 possui intervalo de dispersão significativo, restringimos os grãos dentro do intervalo definido pelo desvio padrão do conjunto (figura 4.7. – P3, conjunto reduzido). Assim, resfriamento no Cretáceo Superior foi registrado acima $3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, configurando soerguimento de 120 m/Ma, após o qual, aquecimento leve mantém a amostra em torno de 40° até o Neógeno, onde se inicia resfriamento até a superfície (figura 4.7 – P3, conjunto reduzido). A amostra situa-se a 7 km do complexo alcalino Ponte Nova, intrudido em 86 Ma, o que justificaria um aquecimento. A amostra P7 não apresenta idade de TFA correlata, de modo que um intervalo amplo foi definido com base em amostras de setores vizinhos. Resfriamento levemente acelerado é detectado entre 120 e 80 Ma na taxa de resfriamento de $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ e soerguimento de 40 m/Ma; após este período inicia-se resfriamento lento de $0.25^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ e soerguimento de 10 m/Ma até atingir a superfície no Quaternário (figura 4.7 – P7).





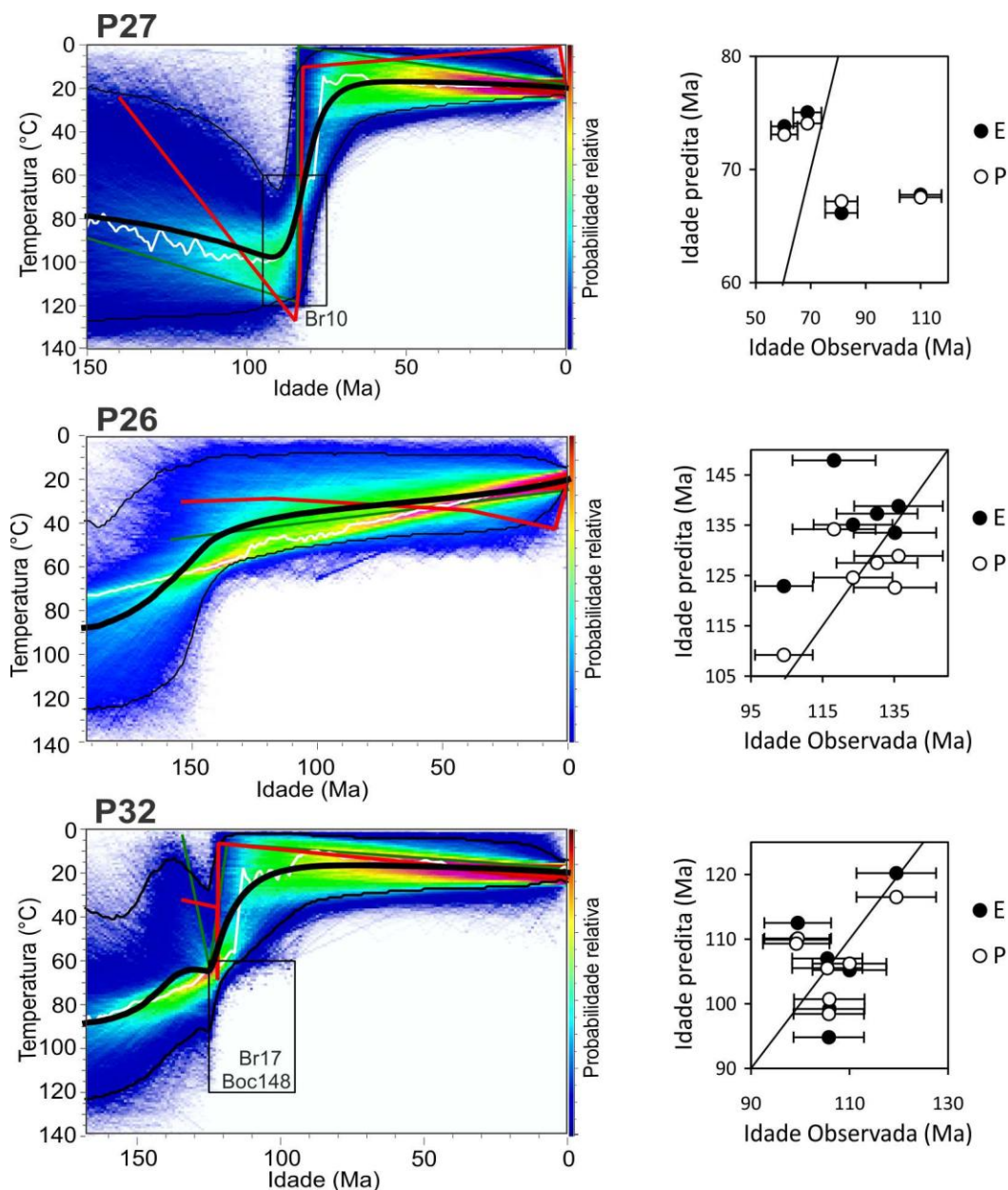


Figura 4.7. História térmica das amostras. O modelo esperado (E) é representado pela linha preta em destaque, consistindo em uma média dos modelos produzidos, dentro do intervalo de maior probabilidade de ocorrência limitada pelas duas linhas pretas finas (95%), as cores indicam o grau de probabilidade. A linha vermelha indica o modelo mais provável (P), ou seja, aquele que melhor se ajusta aos dados. A linha vermelha é o modelo posterior máximo, que é uma relação entre o modelo P e as especificações dadas a priori pelo usuário ao modelo; e a linha branca é a moda dos modelos. O quadrado representa caixa de tempo e temperatura definida previamente para influenciar o modelo, sendo baseada em idades de traço de fissão em apatitas publicadas por Hiruma et al. (2010) e Cogné et al. (2012). A esquerda, gráficos que relacionam as idades observadas empiricamente e as idades previstas pelos modelos esperado (E) e mais provável (P).

Procedimento semelhante à amostra P3 foi empregado na amostra P9, considerando a simplicidade da história inicial (figura 4.7 – P9). Esta amostra encontra-se no setor médio da Serra da Mantiqueira (figuras 4.1 e 4.2), sua trajetória indica que o resfriamento do Cretáceo Superior se suaviza ao atingir 40°C, após o qual resfriamento lento ocorre até atingir a superfície em taxas baixas de 0.2°C/Ma e soerguimento de 8 m/Ma (figura 4.7 – P9, conjunto reduzido). As amostras P11 e P15, também se localizam na escarpa da Serra da Mantiqueira, respectivamente no setor médio e no topo (Figura 4.1), entretanto, o resfriamento entre 100 e 80 (a depender da amostra) ocorre a taxas altas de resfriamento (3°C/Ma) e de soerguimento (120 m/Ma) até próximo a superfície (figura 4.7 – P11 e P15).

Há intersecção entre as idades de AHe e a caixa baseada em idades TFA (figura 4.7 – P3 - P15), em algumas histórias de maneira direta, em outras marginalmente. Essa intersecção suporta o resfriamento rápido do Cretáceo Superior, mas também pode ser efeito de história em comum entre os termocronômetros, no caso de perturbação da ZRP He, como discutido na seção anterior. Neste caso, a resolução do método para temperaturas inferiores a 60°C é baixa, e há um grau de incerteza entre resfriamento rápido até a superfície (P11 e P15) ou desaceleração após 40°C (P3, P7 e P9). Embora os modelos tenham ajustado as idades ao episódio de resfriamento, a dispersão das idades aponta para a segunda opção; como se verificou em P3 e P9, a restrição do modelo ao grupo central de idades levou o modelo a focar no episódio de resfriamento rápido, em detrimento da história complexa indicada pelos dados brutos.

A amostra P10 encontra-se no sopé da escarpa da Serra da Mantiqueira, na borda da Bacia do Taubaté. Sua história apresenta resfriamento acelerado no Paleogeno, a taxas superiores a 3.5° C/Ma e soerguimento acima de 140 m/Ma (figura 4.7 – P10). A idade deste resfriamento precede e acompanha o início da deposição das bacias terciárias. Note que o evento destacado pela história não intercepta a idade de TFA, de modo que a magnitude do evento tectônico impediu que fatores como tamanho e urânio efetivo afetassem a idade dos grãos (figuras 4.4 e 4.5).

A amostra P27, localizada nas escarpas da Serra do Mar na cidade de Ubatuba (figuras 4.1 e 4.2), possui similaridades com a P10 na relação com as características dos grãos (figuras 4.4 e 4.5), entretanto o episódio de resfriamento intersecta a idade de TFA (esta sendo 6 Ma mais antiga que a idade de AHe). Este resfriamento ocorre entre

90 e 70 Ma, sendo um pouco mais recente que os resfriamentos registrados na Serra da Mantiqueira (figura 4.7 – P27). É possível aqui que as idades de AHe representem a continuidade do soerguimento do Cretáceo Superior entre as temperaturas entre 60° e 40°C, sem perturbação da ZRP He.

As amostras P26 e P32 estão localizadas no reverso da escarpa da Serra do Mar (Figuras 4.1 e 4.2). Possuem idades centrais que remetem ao processo de rifteamento do Gondwana, e a história térmica de ambas as amostras apresentam resfriamento que precede tal evento (figura 4.7 – P26 e P32). Na P26 não utilizamos a caixa representada pela idade de TFA, já que a idade de AHe é consideravelmente maior; assim, resfriamento de 0.2°C/Ma e soerguimento de 8 m/Ma é registrado após 100 Ma, esta taxa é semelhante às taxas modernas de erosão calculada para bacia hidrográfica que abrange este ponto (ver capítulo 5). Na P32, perturbação pela idade de TFA sugerida ao modelo impõe complexidade em torno 120 Ma não comum as demais histórias apresentadas. Nitidamente, as idades de AHe destas duas amostras registram evento anterior ao registrado por TFA. Esta situação é reportada também por Siqueira-Ribeiro et al (2011) e Cogné et al. (2012) na Serra do Mar.

4.4. Discussão

Resguardadas considerações a respeito do deslocamento da temperatura de fechamento do U-Th-Sm/He em apatitas, duas amostras no topo da Serra do Mar apresentadas neste trabalho registram os processos de ruptura do supercontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico. Este evento gera a margem continental do sudeste brasileiro e é um ponto de partida para se entender a evolução do relevo regional. Entretanto, tem sido reconhecido que esta margem continental não permaneceu estável depois de cessado o processo de rifteamento (Almeida e Carneiro, 1998; Cobbold et al. 2001; Hackspacher et al. 2004, Zalán e Oliveira, 2005). Sucessivos episódios de reativação tectônica levaram ao rejuvenescimento de relevo que culminaram na atual configuração topográfica da região.

O alto fluxo de sedimentos clásticos grosseiros registrado nas bacias da plataforma continental, cuja expressão maior encontra-se na Formação Juréia em Santos apontou para soerguimento entre 100 e 70 Ma, possuindo intima relação com

uma série de intrusões alcalinas ocorridas neste período (Almeida e Carneiro, 1998). Materializando-se em uma cadeia de montanhas que se estendia para leste da atual linha de costa, este soerguimento possui caráter regional e sucessivos trabalhos com dados de traço de fissão em apatitas (TFA) têm confirmado isso (Gallagher et al., 1994; Hackspacher et al., 2004; Hiruma et al., 2010; Cogné et al., 2011 e 2012). Os dados de U-Th/He em apatita aqui apresentados marcam bem este período tanto na Serra da Mantiqueira quanto na Serra do Mar; seja nas idades das amostras (P3, P7, P9, P11, P15 e P27), na comparação com idades de TFA publicadas na região (figura 4.2) e nas simulações de história térmica destas amostras, as quais ajustaram o máximo deste soerguimento entre 100 e 70 Ma (figura 4.7). Taxas de soerguimento das rochas em cerca de 120 m/Ma foram estipuladas para este período.

Esforço distensivo no Paleógeno (Riccomini et al, 2004), ou para alguns autores transtensivo (Cobbald et al., 2001), daria origem as bacias sedimentárias terciárias que individualizam Serra do Mar da Serra da Mantiqueira, formando o chamado Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al., 2004). Nos dados aqui apresentados, apenas a P10 registra este evento, através de um resfriamento rápido e bem marcado entre 70 e 40 Ma, atingindo taxas de soerguimento que chegam a 140 m/Ma (figura 4.7). Esta amostra se situa na base da escarpa na Serra da Mantiqueira e no limite com as bacias terciárias. Como se observou em sua história térmica (figura 4.7 – P10), este resfriamento distancia-se da idade de traço de fissão em apatita publicada por Cogné et al. (2012) (~ 1 km de distância), situada em 84 Ma. A diferença entre as idades totaliza 36 Ma, contrastando com a P15, no topo da escarpa e possuindo idade similar a de TFA (figura 4.2). Assim, fica evidente que a tectônica rúptil relacionada à formação das bacias terciárias afetou a idade de AHe de P10, sem atingir, entretanto, a temperatura de fechamento do TFA. Implica também que as amostras afastadas da borda das bacias terciárias, situadas na atual escarpa e topo da Serra da Mantiqueira (P9, P11 e P15) foram isoladas dos processos de erosão durante a tectônica no Paleógeno. Modenesi-Gautierri et al. (2011) descreve carapaças aluminosas e ferruginosas preservadas no topo do planalto de Campos do Jordão, com formação aproximada para o Paleoceno, e um posterior aprofundamento do manto de alteração em até 50 metros, o que fortalece a hipótese de soerguimento com baixas taxas de erosão.

Na Serra do Mar, o contraste entre a idade obtida na escarpa e no reverso, a poucos quilômetros de distância é marcante (figura 4.2). Embora o deslocamento da temperatura de fechamento possa contribuir para o distanciamento entre as idades, é provável a ação de esforços verticais, que na área seria delimitado pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC). Zalán e Oliveira (2005), a partir de interpretações morfoestruturais apontam para natureza tectônica na formação da planície litorânea de Ubatuba, considerando-a um gráben inserido dentro do contexto da tectônica que gerou as bacias continentais terciárias. Hiruma et al. (2010) também verificaram a nordeste, no Planalto de Bocaina, idades contrastantes separadas em blocos individualizados por falhas da ZCC. Assim, é provável que a escarpa da Serra do Mar tenha surgido neste período pela tectônica terciária, em posições próximas a atual. O indicativo na história térmica (figura 4.7) de que a amostra P27 atingiu a superfície em 60 Ma parece irrealista e resultante da baixa resolução do método em temperaturas baixas, entretanto, há a possibilidade da área ter estado protegida da onda de erosão representada pela escarpa até recentemente no tempo geológico.

O Neógeno marca um aumento no aumento do fluxo de sedimentos clásticos na bacia de Campos (Contreras et al., 2010), que estaria ligado a reorganização da drenagem na bacia do Taubaté, passando de um sistema de drenagem parcialmente interno para drenagem externa com foz na Bacia de Campo. A discordância entre a formação neogênica Pindamonhangaba e os sedimentos lacustrinos do Oligoceno apontam para retomada erosiva decorrente deste rearranjo da rede de drenagem. Reativações tectônicas teriam desencadeado o processo, promovendo capturas (Cogné et al., 2012). As reativações deste período são bem caracterizadas por Riccomini (1989) através de análise estrutural detalhada. Segundo este autor as reativações estariam associadas ao contexto global de balanço entre *ridge-push* e *slab-pull* entre a placa Sul-Americana e as placas Africana e de Nazca, e tiveram como efeito a deformação das bacias e criação de altos estruturais.

A este contexto Cogné et al. (2012), com base em análise termocronológica, estipula soerguimento de magnitude similar aos pulsos do Cretáceo Superior e Paleogeno. Embora estes autores reconheçam a possibilidade do resfriamento final verificado na modelagem de história térmica ser um “artefato da modelagem”, tal evento seria necessário para ajustar os dados de TFA e AHe. A presente pesquisa não

apresenta dados de TFA para confirmar este ajuste, entretanto, não há sinais nas idades de AHe de resfriamento dessa magnitude no Neógeno. A resolução do método não permite ser conclusivo em relação a temperaturas mais frias que 45°C, ainda mais se considerando a possibilidade de deslocamento da temperatura de fechamento. Contudo o evento neogênico não teve magnitude suficiente para afetar as idades do material hoje em superfície, nem alterou a compartimentação regional da topografia, dada a concordância desta com as idades pelo menos na faixa amostrada. Soerguimento moderado e contínuo resultante do campo de esforço regional, com áreas isoladas da erosão por *knickpoints* estruturais, e ocorrência de deformações locais em zonas fraqueza se ajustaria tanto as idades quanto ao contexto geológico descrito.

4.5. Considerações finais

Este capítulo apresentou novas idades de U-Th-Sm/He em apatitas em áreas da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar. As amostras foram analisadas inteiramente nos laboratórios do Núcleo de Cronologia e Cronometria da UNESP- Campus Rio Claro, e apresentaram idades consistentes, tanto com a história geológica da região, quanto com idades de U-Th-Sm/He publicadas na região por outros autores (Cogné et al., 2012). A análise da dispersão das idades de determinada amostra em relação a características dos grãos indica o deslocamento da temperatura de fechamento do método e aproximação das idades de U-Th-Sm/He e traço de fissão em apatitas, fortalecendo a tese de que amostras submetidas à maior tempo na zona de retenção parcial do hélio não se encaixam totalmente nos parâmetros estabelecidos pela amostra padrão Durango, que pressupõe uma distribuição homogênea de U e Th (Wildmann, 2015).

As histórias térmicas modeladas, embora simples, foram eficientes em destacar os principais eventos de resfriamento. A incorporação de caixas representando idades de TFA permitiu ver o comportamento dos eventos indicados pelos dados em relação às idades de TFA, revelando pistas da história geológica, e do comportamento da difusão do hélio. Três pulsos de soerguimento foram bem marcados: Cretáceo Inferior (rifte), Cretáceo Superior e Paleógeno; reforçando os eventos de reativações

tectônicas na margem continental do sudeste brasileiro que têm sido amplamente debatidos na literatura (Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005). Não há indícios de resfriamentos acelerado no Neógeno nos dados apresentados, o que em parte se deve a resolução do método e em parte a magnitude baixa destes eventos.

Capítulo 5

DINÂMICA EROSIVA NO QUATERNÁRIO SUPERIOR

5.1. Introdução

Este capítulo apresenta taxas de erosão média de bacias hidrográficas, estimadas a partir da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos de rios. Foram integradas nas análises bacias hidrográficas analisadas por Salgado et al. (2016). A partir das concentrações de ^{10}Be reportadas por estes autores, as taxas de erosão foram recalculadas segundo os procedimentos descritos na seção 3.2. No conjunto total, as taxas são interpretadas com base em suas relações com parâmetros morfométricos, climáticos e geológicos descritos na seção 3.3 a fim de verificar os papéis relativos de cada controle erosivo na margem continental do sudeste brasileiro, e como a paisagem tem evoluído, de maneira geral.

5.2. Bacias hidrográficas

As bacias analisadas foram divididas em cinco regiões geomorfologicamente distintas (figuras 5.1 e 5.2), tendo como base a descrição realizada na seção 2.4.2. Todas as regiões incluem bacias que drenam áreas de escarpa, bacias que drenam os planaltos elevados de baixo relevo e bacias com topografia mista, que drenam região escarpada a jusante e incorporam a montante áreas com características de planaltos elevados de baixo relevo (tabela 5.2).

As bacias próximas a costa, com escarpa voltada diretamente para o oceano abrangem tanto o Planalto Paraitinga-Paraibuna quanto o Planalto Bocaina (figura 2.9), todas estas bacias serão identificadas como Serra do Mar (figura 5.2E). A Serra do Quebra-Cangalha é uma região de morros alinhados no sentido SW-NE, situado no limite noroeste da Serra do Mar, constitui-se como divisor topográfico entre a Serra do Mar (Planalto Paraitinga-Paraibuna) e o vale do rio Paraíba do Sul (figura 5.2C e 5.3A). O planalto Bocaina é um bloco montanhoso com basculamento em direção ao oceano no extremo nordeste da Serra do Mar (figuras 5.2C e 5.3B). A Serra da Mantiqueira contém duas regiões topográficas distintas (figura 5.3C). O planalto de Campos do Jordão (figura 5.2A) situa-se na parte sudoeste, consiste em área central pouco

dissecada, limitada por rios encaixados em zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas (e.g. Rio Sapucaí, figuras 5.3A e B). O Planalto do Itatiaia localiza-se no extremo nordeste da Serra da Mantiqueira, é composto por corpos de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior, possuindo uma paisagem montanhosa com cristas desniveladas (figuras 5.2B, 5.3B e C); as bacias amostradas nesta região estão no embasamento Pré-Cambriano, não nas rochas alcalinas.

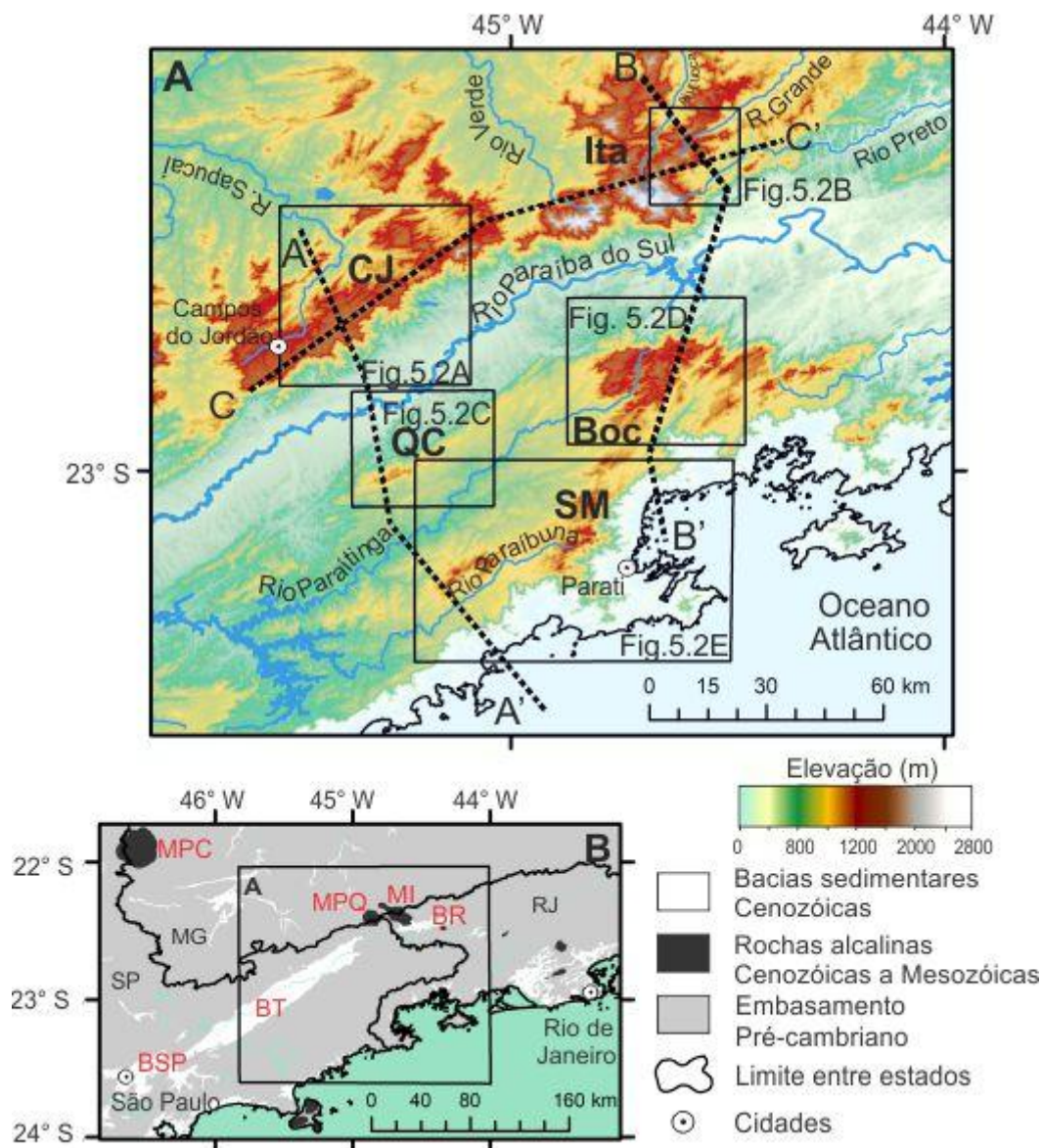


Figura 5.1. Área de estudos: (A) Mapa topográfico, Serra do Mar é a cadeia de montanha paralela a costa, englobando três regiões geomorfológicas analisadas: (SM) Serra do Mar; (Boc) Planalto Bocaina; (QC) Serra do Quebra-Cangalha; a Serra da Mantiqueira é a cadeia de montanhas paralelas a costa, localizada a N e NE do Rio Paraíba do Sul, englobando duas regiões geomorfológicas analisadas (CJ) Planalto de Campos do Jordão e (Ita) Planalto de Itatiaia. Quadrados estão na figura 5.2. Perfis topográficos de A-A', B-B' e C-C' estão na figura 5.3; (B) Mapa geológico simplificado, letras em vermelhas são feições geológicas, as intrusões alcalinas do alinhamento mágnico Poços de Caldas-Cabo Frio: (MPC) Maciço de Poços de Caldas, (MPQ) Maciço do Passa Quatro e (MI) Maciço do Itatiaia; e

as bacias Terciárias: (BSP) Bacia de São Paulo, (BT) Bacia do Taubaté e (BR) Bacia de Resende. Letras pretas são estados: (SP) São Paulo, (RJ) Rio de Janeiro e (MG) Minas Gerais.

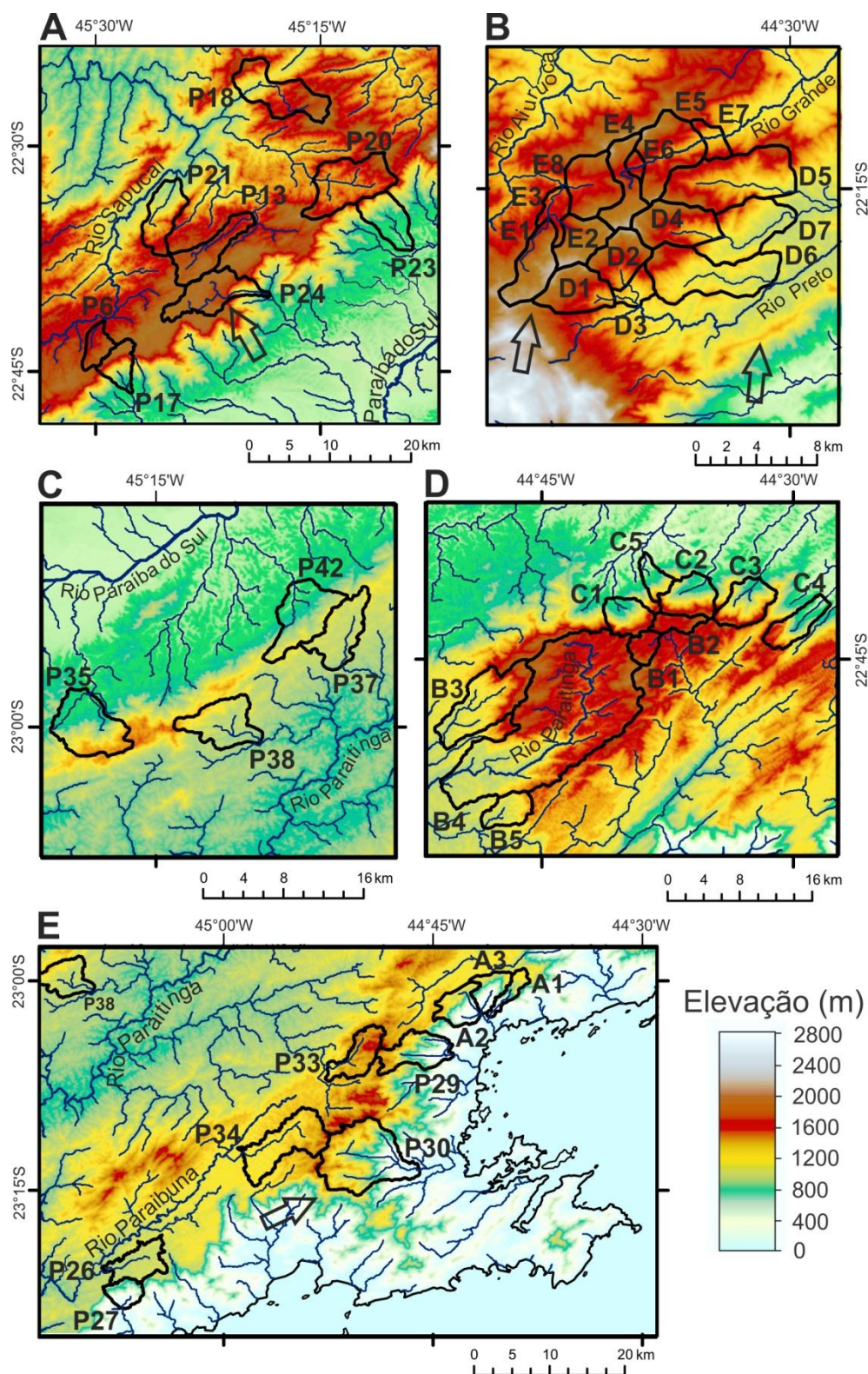


Figura 5.2. Localização das amostras em cada região: (A) Planalto de Campos do Jordão, a seta indica linha de escarpa, separando relevo escarpado de relevo de baixo declive dos planaltos elevados, algumas bacias (e.g. P24) drenam os dois tipos de relevo; (B) Planalto do Itatiaia, as setas indicam as dois degraus de escarpa, a seta 1 divide a bacia do Rio Preto da bacia do Rio Paraíba do Sul e a seta 2 consiste

em divisor regional; (C) Serra do Quebra-Cangalha; (D) Planalto Bocaina e (E) Serra do Mar, a seta indica linha de escarpa, separando relevo escarpado de relevo de baixo declive dos planaltos elevados.

Localização das regiões na figura. 5.1.

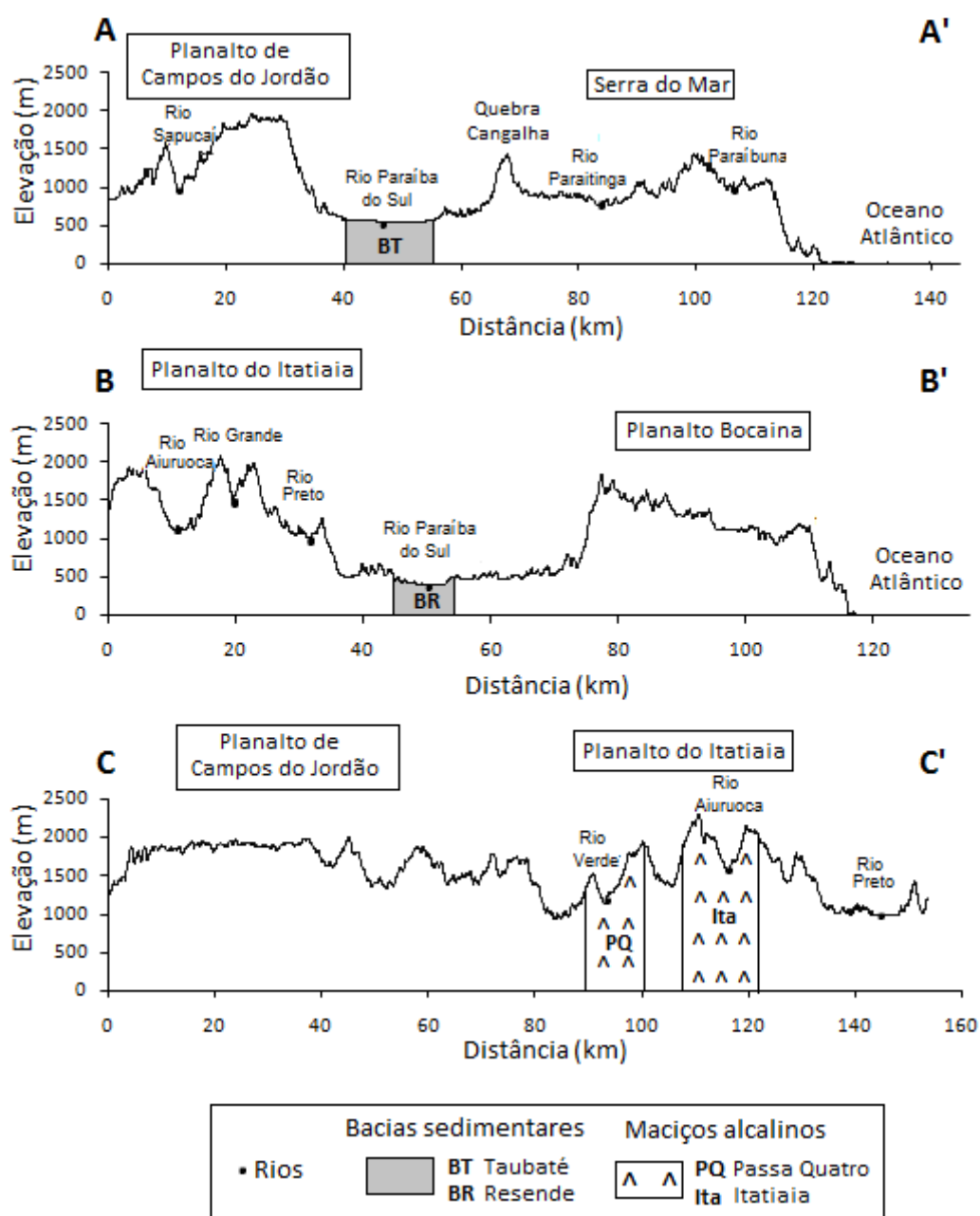


Figura 5.3. Perfis topográficos: (A-A') Campos do Jordão – Serra do Mar, o rio Sapucaí é inciso nas antigas zonas de cisalhamento que isolam as áreas centrais de baixo relevo do planalto de Campos do Jordão, Quebra-Cangalha consiste em morros alinhados no limite entre a Serra do Mar e o vale do Paraíba do Sul; (B-B') Planalto do Itatiaia – Planalto Bocaina, no planalto do Itatiaia os rios são fortemente insisos isolando cristas, note a dissecação promovida pelo Rio Preto no planalto, o planalto Bocaina é basculado em direção ao oceano. (C-C') Planalto de Campos do Jordão – Planalto do Itatiaia, os topos planos de Campos do Jordão contrastam com as cristas desiguais de Itatiaia. Localização dos perfis na figura. 5.1.

5.3. Distribuição das taxas de erosão

As características das amostras e concentrações de ^{10}Be são descritas na tabela 5.1, e as taxas de erosão das bacias hidrográficas encontram-se na tabela 5.2, bem como os demais parâmetros analisados. As taxas de erosão variam de $5 \pm 0,5$ à 53 ± 4 m/Ma, que são integradas em um período de tempo que cobre entre 11 e 115 ka. Estas taxas são consistentes com as apresentadas para bacias adjacentes por Salgado et al. (2016) e estão dentro do conjunto de taxas de erosão derivados de análise de ^{10}Be para sul e sudeste do Brasil ($1\text{-}90$ m/Ma; Gonzalez et al., 2016), e são similares a taxas de erosão encontradas em outras margens passivas estáveis (ver tabela 2 em Gonzalez et al., 2016), que raramente excedem a taxa de 100 m/Ma.

Como também notado em outras margens passivas (Vanacker et al., 2007; Heimsath et al., 2009; Mandal et al., 2015), as bacias que drenam escarpas erodem mais rápido que bacias situadas nos planaltos elevados (figura 5.4). Os planaltos elevados apresentam taxas de erosões baixas em toda área de estudos e variam de $5,2 \pm 0,5$ m/Ma até $15,6 \pm 1,3$ m/Ma ($n = 23$), sendo que valores que ultrapassam 10 m/Ma ($n = 7$) são encontrados apenas na Serra da Mantiqueira em rios incisos (e.g. P20, E3, E5, E7 e E8).

Variação maior nas taxas de erosão é encontrada entre as bacias de escarpa e de topografia mistas (Fig. 24), principalmente devido as elevadas taxas da Serra do Mar (bacias voltadas para o oceano), onde estas bacias variam de $18,7 \pm 1,8$ m/Ma até $53,3 \pm 4$ m/Ma ($n = 6$), o que é em média ($33,3 \pm 11,7$ m/Ma) duas vezes maior que nas demais regiões como um todo ($16,6 \pm 4,9$ m/Ma, $n = 17$). No Planalto Campos do Jordão as bacias de escarpa e misturadas (intervalo: $7,14 \pm 0,6$ até $23,9 \pm 1,9$ m/Ma, $n = 3$) erodem de maneira semelhante a bacias de escarpa no planalto Itatiaia ($10,8 \pm 0,9$ até $23,5 \pm 1,9$ m/Ma, $n = 7$). As regiões da Serra do Mar voltadas para o continente também apresentam taxas de erosão neste intervalo, entretanto, enquanto no Planalto Bocaina as taxas concentram-se no patamar superior ($19 \pm 1,8$ até $22,87$ m/Ma, $n = 5$), em Quebra Cangalha, as taxas são mais baixas ($10,27 \pm 0,8$ e $14,33 \pm 1,3$ m/Ma, $n = 2$).

Tabela 5.1. Características das amostras e concentrações de ^{10}Be produzido *in situ*

Amostra	Latitude ¹ (DD)	Longitude ¹ (DD)	Elevação ² (m)	Correção de sombreamento ³	Concentração ⁴ ^{10}Be ($10^5 \text{ átomos g}^{-1}$)	Taxa de produção ⁵ (átomos $\text{g}^{-1} \text{ a}^{-1}$)	
						Muons	Espalação
P18	-22.4427	-45.3377	1536	0.985	6.24 ± 0.15	0.124	8.71
P21	-22.5352	-45.4095	1303	0.984	4.74 ± 0.1	0.115	7.4
P6	-22.6937	-45.4926	1719	0.991	11.7 ± 0.23	0.131	9.99
P13	-22.5771	-45.3257	1752	0.989	11.57 ± 0.23	0.132	10.17
P20	-22.5365	-45.2572	1528	0.986	3.66 ± 0.09	0.123	8.69
P17	-22.7740	-45.4600	1432	0.973	3.07 ± 0.08	0.12	8.07
P23	-22.6125	-45.1479	892	0.977	1.61 ± 0.05	0.101	5.48
P24	-22.6650	-45.3061	1762	0.983	8.89 ± 0.21	0.133	10.2
P35	-22.9691	-45.3085	993	0.983	2.83 ± 0.14	0.104	5.98
P42	-22.8714	-45.1283	886	0.989	3.62 ± 0.09	0.101	5.55
P37	-22.9448	-45.0832	1035	0.996	6.07 ± 0.16	0.106	6.24
P38	-23.0138	-45.1567	1059	0.989	6.37 ± 0.18	0.107	6.32
P26	-23.3470	-45.1369	1017	0.995	4.57 ± 0.11	0.105	6.22
P33	-23.1013	-44.8751	1424	0.988	6.28 ± 0.15	0.12	8.2
P34	-23.2040	-44.9777	1264	0.989	4.85 ± 0.14	0.114	7.35
P27	-23.3909	-45.1206	590	0.965	0.62 ± 0.02	0.092	4.41
P29	-23.0885	-44.7252	955	0.953	1.08 ± 0.03	0.103	5.65
P30	-23.2253	-44.7660	1011	0.972	1.58 ± 0.05	0.105	6.03
A1*	-23.0449	-44.6835	837	0.972	1.98 ± 0.11	0.099	5.28
A2*	-23.0411	-44.6932	825	0.962	1.23 ± 0.05	0.099	5.19
A3*	-23.0401	-44.6931	666	0.964	1.01 ± 0.08	0.094	4.62
B1*	22.7277	-44.6330	1659	0.987	8.95 ± 0.28	0.127	9.38
B2*	-22.7195	-44.6205	1681	0.989	10.35 ± 0.36	0.129	9.72
B3*	-22.8342	-44.8484	1329	0.982	4.7 ± 0.15	0.116	7.58
B4*	-22.8707	-44.8510	1460	0.989	7.08 ± 0.25	0.121	8.37
B5*	-22.9187	-44.8072	1149	0.983	4.75 ± 0.17	0.11	6.68
C1*	-22.6890	-44.6796	1123	0.958	1.92 ± 0.12	0.109	6.36
C2*	-22.6693	-44.5865	1161	0.962	2.35 ± 0.15	0.11	6.56
C3*	-22.6693	-44.5341	1181	0.962	2.33 ± 0.13	0.111	6.65
C4*	-22.6896	-44.4690	1051	0.964	2.02 ± 0.22	0.106	6.07
C5*	-22.6442	-44.6488	895	0.974	1.94 ± 0.09	0.101	5.47
D1*	-22.3145	-44.6039	1792	0.979	2.88 ± 0.09	0.134	10.28
D2*	-22.3066	-44.5962	1747	0.977	5.75 ± 0.19	0.132	9.94
D3*	-22.3194	-44.5887	1698	0.978	4.14 ± 0.21	0.13	9.63
D4*	-22.2782	-44.5389	1678	0.97	3.91 ± 0.13	0.129	9.41
D5*	-22.2515	-44.4965	1465	0.976	4.88 ± 0.15	0.121	8.17
D6*	-22.3046	-44.5101	1252	0.981	2.9 ± 0.21	0.113	7.07
D7*	-22.2661	-44.4959	1382	0.975	3.3 ± 0.26	0.118	7.71
E1*	-22.2670	-44.6430	1921	0.987	5.81 ± 0.21	0.139	11.27
E2*	-22.2689	-44.6359	1918	0.986	10.65 ± 0.36	0.139	11.24
E3*	-22.2488	-44.6340	1874	0.986	5.69 ± 0.21	0.137	10.91
E4*	-22.2385	-44.5964	1887	0.984	7.96 ± 0.26	0.138	10.98
E5*	-22.2201	-44.5517	1738	0.976	5.02 ± 0.16	0.132	9.85

E6*	-22.2346	-44.5859	1841	0.981	7.81 ± 0.24	0.136	10.62
E7*	-22.2174	-44.5395	1715	0.976	4.75 ± 0.18	0.131	9.7
E8*	-22.2466	-44.6328	1724	0.978	4.97 ± 0.16	0.131	9.79

¹Coordenadas geográficas em WGS84.

²Altitude correspondente a taxa de produção média nas bacias de acordo com escala de Stone (2000), a partir de MDE.

³Média do fator de sombreamento nas bacias a partir do MDE - SRTM.

⁴Concentrações de ¹⁰Be baseados na razão 2.79·10⁻¹¹ ¹⁰Be/Be para padrão NIST SRM4325. O raio das amostras processadas em branco variam de 0,4 a 7,1% dos raios de ¹⁰Be/Be das amostras comuns.

Incertezas incluem estatísticas da contagem do AMS e correções pela amostra em branco.

⁵Taxas de produção de acordo com esquema tempo-dependente de Lal/Stone em in CRONUS-Earth online calculators versão 2.3 (Balco et al., 2008).

* Concentrações de ¹⁰Be publicadas por Salgado et al. (2016).

Tabela 5.2. Características das bacias e quantificações derivadas de ^{10}Be produzido *in situ*.

Amostra	Tipo de bacia ¹	Taxa de erosão ² (m/Ma)	Idade aparente ³ (ka)	Área (km ²)	Declividade ⁴ (°)	Relevo Local ^{4, 5} (m)	k_{sn} ⁴ Área de drenagem	Descarga ⁶	Resistencia das rochas	PMA (mm)	TMA (°C)
<i>Planalto de Campos do Jordão</i>											
P18	P	8.9 ± 0.8	67	42	17	390	66	80	1.22	1500	15
P21	P	10.2 ± 0.8	59	27	18	386	55	68	1.22	1600	16
P6	P	5.2 ± 0.5	116	12	16	274	37	48	1.40	1700	13
P13	P	5.4 ± 0.5	112	30	15	257	33	42	1.33	1700	14
P20	P	15.6 ± 1.3	39	48	17	342	37	46	1.40	1600	15
P17	M	17.5 ± 1.4	34	16	20	585	114	147	1.49	1700	15
P23	E	24.9 ± 1.9	25	26	19	401	46	58	1.34	1700	19
P24	M	7.1 ± 0.6	84	35	16	336	77	98	1.32	1700	14
<i>Serra do Quebra-Cangalha</i>											
P35	E	14.3 ± 1.3	42	31	19	395	60	70	1.30	1400	17
P42	E	10.3 ± 0.9	58	29	16	309	42	48	1.10	1400	18
P37	P	6.6 ± 0.6	91	29	11	185	15	18	1.36	1400	17
P38	P	6.3 ± 0.6	95	23	15	255	28	32	1.44	1400	17
<i>Serra do Mar</i>											
P26	P	8.9 ± 0.7	67	25	12	186	10	14	1.30	2300	17
P33	P	8.3 ± 0.7	72	24	17	278	35	45	1.52	1700	15
P34	P	9.8 ± 0.8	61	49	16	223	21	30	1.49	2300	15
P27	E	53.3 ± 4	11	13	24	618	109	162	1.30	2800	19
P29	M	37.5 ± 3	16	31	24	631	115	157	1.30	2200	18
P30	M	26.7 ± 2	22	77	22	549	103	155	1.10	2500	17
A1*	M	18.7 ± 1.8	32	10	21	541	109	151	1.60	2100	18
A2*	M	30.3 ± 2.6	20	21	22	637	116	155	1.60	2100	18
A3*	E	33.6 ± 3.7	18	16	23	662	119	160	1.60	2100	19

Amostra	Tipo de bacia ¹	Taxa de erosão ² (m/Ma)	Idade aparente ³ (ka)	Área (km ²)	Declividade ⁴ (°)	Relevo Local ^{4,5} (m)	Área de drenagem ^{k_{sn} 4}	Descarga ⁶	Resistencia das rochas	PMA (mm)	TMA (°C)
<i>Planalto Bocaina</i>											
B1*	P	6.5 ± 0.6	92	8	16	307	25	32	1.17	1700	14
B2*	P	5.8 ± 0.5	104	9	16	323	26	33	1.29	1700	14
B3*	P	10.5 ± 0.9	57	45	18	368	50	60	1.42	1500	15
B4*	P	7.5 ± 0.7	80	200	17	316	43	53	1.31	1700	15
B5*	P	9.2 ± 0.8	65	14	18	316	31	38	1.14	1500	16
C1*	E	22.9 ± 2.3	26	17	23	654	101	129	1.59	1700	16
C2*	E	19 ± 1.9	31	21	24	669	115	148	1.31	1700	17
C3*	E	19.4 ± 1.9	31	21	25	622	93	119	1.46	1700	16
C4*	E	20.8 ± 2.8	29	17	22	570	98	124	1.60	1700	18
C5*	E	19.7 ± 1.8	30	9	21	516	79	102	1.66	1700	18
<i>Planalto do Itatiaia</i>											
D1*	E	23.5 ± 2	26	10	21	506	87	118	1.39	2000	14
D2*	E	11 ± 1	54	9	22	566	93	125	1.19	2000	14
D3*	E	15.2 ± 1.4	40	24	21	521	87	118	1.16	2100	15
D4*	E	15.7 ± 1.7	38	12	24	581	89	120	1.25	2000	15
D5*	E	10.86 ± 0.94	55	23	22	504	72	95	1.23	1900	16
D6*	E	16.9 ± 1.8	37	20	19	402	46	64	1.25	2200	16
D7*	E	15.5 ± 1.8	39	27	21	478	62	84	1.25	2100	16
E1*	P	12.4 ± 1	49	10	17	395	57	74	1.11	1800	13
E2*	P	6.5 ± 0.6	92	8	17	437	65	85	1.14	1800	13
E3*	P	12.2 ± 1	49	22	18	407	65	85	1.12	1800	14
E4*	P	8.6 ± 0.8	69	8	19	448	66	86	1.11	1800	13
E5*	P	12.6 ± 1.1	47	25	21	508	75	98	1.13	1800	14
E6*	P	8.5 ± 0.8	70	10	20	457	66	86	1.11	1800	13
E7*	P	13.2 ± 1.2	45	28	21	511	74	96	1.13	1800	14
E8*	P	12.7 ± 1.1	47	11	21	487	66	86	1.10	1800	14

¹Tipo de bacia: de escarpa (E), planaltos elevados (P) e topografia mista (M).

²Taxas de erosão de acordo com esquema tempo-dependente de Lal/Stone, no CRONUS-Earth online calculators, versão 2.3 (Balco et al., 2008). Concentrações de ^{10}Be na tabela 3.2.

³Tempo de residência nas rochas dentro de uma unidade de profundidade (60 cm) na escala de absorção, de acordo com von Blanckenburg (2005).

⁴Parâmetros morfométricos foram extraídos a partir de MDE SRTM com resolução de 30 m.

⁵Janela circular móvel de 1000 m de raio. Resultados para outros raios na tabela 5.2.

⁶ K_{sn} calculado substituindo área de drenagem a montante por descarga.

* Calculado a partir de concentrações de ^{10}Be publicadas por Salgado et al. (2016).

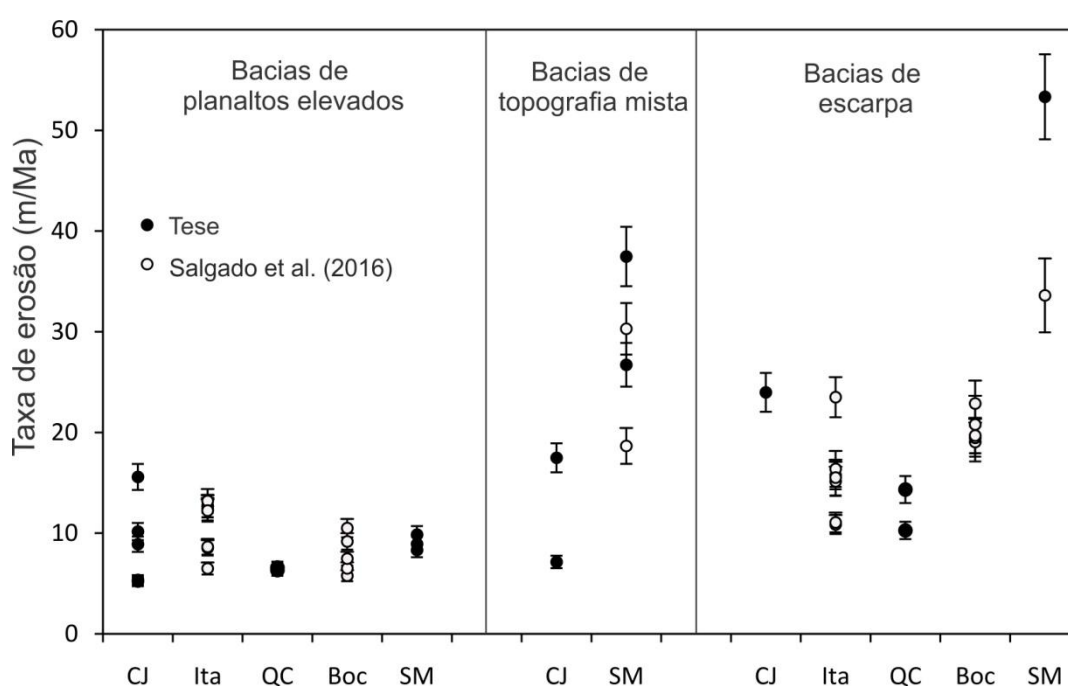


Figura 5.4. Taxas de erosão em cada região geomorfológica de acordo com o tipo de bacia: (CJ) Planalto de Campos do Jordão; (Ita) Planalto do Itatiaia; (QC) Serra do Quebra-Cangalha; (Boc) Planalto Bocaina e (SM) Serra do Mar.

5.4. Análise morfométrica

As características morfométricas das bacias de drenagem encontram-se na tabela 5.1; as relações entre os parâmetros são resumidas na figura 5.5. A tabela 5.3, por sua vez, apresenta as medidas de relevo local calculadas para diferentes raios de janela móvel. A figura 5.5A apresenta a relação entre ângulo de declividade das vertentes (D) e índice normalizado de declividade dos canais de drenagens (k_{sn}). A boa

correlação entre estes parâmetros indica um equilíbrio geral entre os processos de vertente e de incisão dos canais. Entretanto, ao avaliar este equilíbrio a partir da análise de RL, algumas particularidades são notadas. LR é bem correlacionado com D em raios de até 1 km (figura 5.5B), implicando em boa relação entre D e o relevo de bacias tributárias com área <3 km². Por outro lado, o k_{sn} se torna melhor correlacionado com RL em raios maiores do que 1 km, mantendo a boa correlação até o raio de 2.5 km. Esta diferença de padrão distingue D de k_{sn} , apesar do equilíbrio geral observado. Observa-se nas figuras 5.5C-F um aumento descontínuo nos valores de RL para bacias de topografia mista em relação a outros tipos de bacia conforme RL é medido a escalas maiores. k_{sn} , correlacionando-se com RL nos raios de 1 – 2.5 km, tem seus valores perturbados pela mudança de relevo das bacias mistas, distinguindo sutilmente seus valores de D. A esse respeito, note na figura 5.5A, a tendência das bacias mistas em seguir altos valores de k_{sn} , permanecendo abaixo da linha de melhor ajuste.

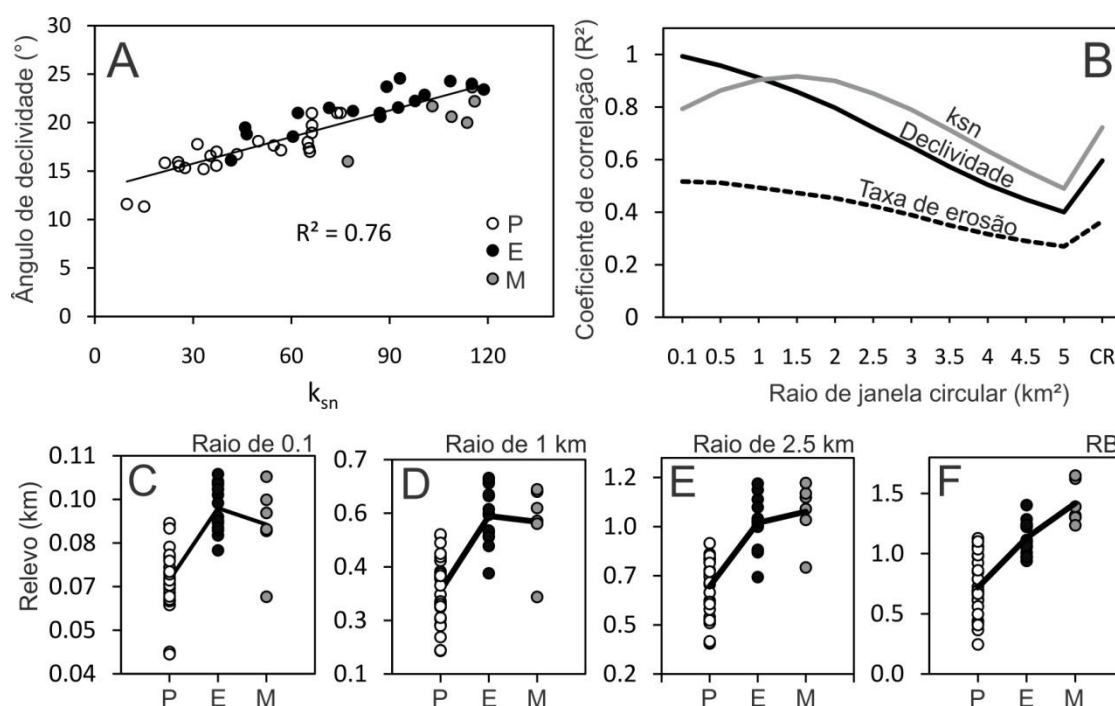


Figura 5.5. Relações entre os parâmetros morfométricos: (A) Correlação entre ângulo de declividade e índice de declividade dos canais k_{sn} ; (B) O relevo local – RL – foi calculado em janelas circulares de diferentes raios, e então RL foi correlacionado com ângulo de declividade e taxa de erosão em todas estas escalas. No gráfico, o coeficiente de correlação (R^2) é plotado de acordo com o raio de janela no qual RL foi medido. BR refere-se a relevo de bacia total. (C-F) Distribuição de valores de relevo local de acordo com o tipo de bacia, em diferentes raios de janela. As cores dos símbolos em (A, C-F) representam tipos de bacias: (P) de planaltos elevados; (E) de escarpa e (M) de topografia mista.

A correlação entre RL e taxas de erosão diminui contínua e lentamente dos menores raios de janela para os maiores, o que parece estar em maior concordância com a curva de D do que com a de k_{sn} (figura 5B). Assim, a mudança de relevo observada nas bacias de topografia mista esta concentradas nos canais principais e seus maiores tributários, não sendo totalmente transmitido ainda para os menores tributários, principalmente aqueles com área menor que 3 km². Como estes tributários menores compõem a maior parte da área total da bacia, a média das taxas de erosão reflete predominantemente seus sinais.

Tabela 5.3. Relevo local medido a diferentes raios de janela circular

Amostra	Raio da janela circular											RB*
	0.1 km	0.5 km	1 km	1.5 km	2 km	2.5 km	3 km	3.5 km	4 km	4.5 km	5 km	
P6	60	179	274	360	455	574	692	814	933	1040	1126	441
P13	59	178	257	326	400	476	542	614	689	761	827	621
P17	84	323	585	799	970	1099	1185	1251	1296	1327	1349	1316
P18	68	232	390	517	621	708	781	850	907	954	989	1062
P20	66	215	342	449	553	656	755	866	972	1070	1157	691
P21	70	235	386	516	630	728	793	839	874	903	929	978
P23	76	249	401	524	628	721	800	879	954	1028	1099	1101
P24	62	197	336	475	611	742	857	968	1059	1130	1187	1302
P35	74	243	395	509	595	666	723	775	817	850	876	862
P38	59	166	255	329	395	460	519	583	643	696	744	658
P42	62	192	309	408	490	556	600	633	656	671	684	667
P37	43	118	185	244	298	355	411	465	513	552	584	365
P26	42	109	186	277	379	490	602	721	830	927	1020	245
P27	101	371	618	786	904	981	1024	1051	1075	1094	1112	1008
P30	90	332	549	715	858	984	1090	1190	1280	1359	1430	1650
P33	64	183	278	365	445	528	612	694	770	845	921	611
P34	60	157	223	272	318	366	418	481	559	655	765	561
P29	103	381	631	824	983	1119	1230	1329	1410	1476	1531	1624
A1	85	311	541	744	916	1040	1124	1187	1227	1251	1264	1236
A2	95	363	637	859	1039	1172	1260	1324	1368	1405	1439	1391
A3	100	392	662	853	991	1089	1151	1198	1237	1272	1305	1223
B1	63	200	307	396	525	694	846	997	1135	1254	1342	428
B3	72	233	368	468	547	615	673	734	794	855	916	924
B4	65	204	316	407	490	567	633	699	760	819	874	1128
B5	70	210	316	385	433	473	506	536	559	581	602	497
C1	97	374	654	867	1023	1137	1210	1262	1304	1341	1376	1243
C5	87	302	516	692	846	976	1069	1149	1214	1265	1307	1053
B2	61	196	323	477	669	865	1024	1162	1264	1330	1370	407
C2	101	385	669	881	1041	1169	1261	1336	1390	1427	1453	1404

C3	104	378	622	796	932	1049	1144	1230	1296	1351	1396	1286
C4	94	346	570	716	847	957	1036	1103	1159	1207	1247	1230
E8	85	303	487	616	704	765	816	873	929	984	1037	696
D1	83	296	506	682	827	950	1037	1118	1195	1274	1346	940
D2	89	329	566	752	893	991	1053	1099	1126	1146	1164	972
D3	84	304	521	698	840	953	1032	1100	1158	1210	1253	1098
D4	99	352	581	747	874	971	1045	1112	1163	1202	1230	1113
D5	88	309	504	634	736	820	882	934	982	1028	1070	1067
D6	77	251	402	512	607	693	769	850	939	1039	1142	973
D7	85	292	478	617	731	832	911	982	1044	1093	1129	1241
E1	67	228	395	531	659	789	887	976	1053	1112	1170	681
E2	69	245	437	587	693	787	864	930	982	1022	1065	686
E3	70	235	407	554	676	785	866	938	1002	1055	1107	848
E4	75	263	448	599	700	770	827	887	943	998	1051	724
E5	87	310	508	645	743	812	863	910	952	994	1038	988
E7	87	313	511	643	735	802	855	906	952	996	1040	1037
E6	79	274	457	606	706	772	826	883	941	999	1052	789

* Relevo de bacia total

5.5. Controles erosivos

5.5.1. Ângulo de declividade das vertentes

Para as taxas de erosão abaixo de ~ 20 m/Ma é verificada uma correlação positiva com declividade das vertentes (D) até um ângulo máximo de 25° . Bacias de escarpa e de topografia misturada na Serra do Mar possuem as D dentro do intervalo $20-25^\circ$, entretanto suas taxas de erosão (18-55 m/Ma) extrapolam a tendência observada (figura 5.6A), de modo que a correlação entre taxas de erosão e D parece atingir assíntota. O ângulo limite de declividade observado neste conjunto de dados é comum em paisagens onde deslizamentos são os principais processos erosivos nas vertentes (Montgomery e Brandon, 2002; Ouimet *et al.*, 2009; DiBiase *et al.*, 2010; Scherler *et al.*, 2014). Deslizamentos translacionais são freqüentes na Serra do Mar durante episódios extremos de chuvas no verão (De Ploey e Cruz, 1979). Estes deslizamentos ocorrem preferencialmente em segmentos da vertente onde o ângulo situa-se entre 18° a 37° (Fernandez *et al.*, 2004), intervalo este no qual as médias de declividade das bacias de escarpa e de topografia mista amostradas se encontram.

Assumindo que estas médias de ângulo de declividade estão aproximando-se do valor limite, modelamos a transição morfológica entre a zona dependente da declividade até o ângulo limite de vertente, para tanto, usamos leis de transporte de solo baseadas em Roering *et al.* (1999, equação 8) para formular uma *proxy* para taxa de erosão (ε):

$$\varepsilon = AS + BS / (1 - (S/S_c)^2) \quad (7)$$

onde ε é a taxa de erosão, S é a declividade, S_c é a declividade crítica na qual o fluxo de solo atinge o infinito, A é a correlação linear e B é o coeficiente de transição entre declividade-dependente até declividade-limite. Os coeficientes foram calculados através de modelagem inversa a partir da relação entre taxas de erosão e declividade das vertentes. O melhor ajuste para o modelo produziu $S_c = 29^\circ$ (figura 5.6A), que é próximo ao ângulo médio do intervalo definido por Fernandez *et al.* (2004) para ocorrência de deslizamentos ($18^\circ - 37^\circ$); o coeficiente A foi igual a 0, indicando que o conjunto de dados encontra-se inteiramente na transição não linear entre até o ângulo limite de vertente.

5.5.2. Declividade dos canais de drenagem

Em ambientes caracterizados por vertentes em ângulos limite de declividade, índices que descrevem a declividade dos canais de drenagem parecem ser melhores indicadores de erosão, desde que são sensíveis a um intervalo mais de taxas de erosão antes de atingir o limite (Whipple, 2004). Na área de estudos, entretanto, a correlação entre taxas de erosão e índice de declividade dos canais (k_{sn}) revela uma zona limite para valores de k_{sn} até mesmo mais pronunciada do que observado com ângulo de declividade (figura 5.6B e C). Assim, adaptamos o modelo (7) para descrever a transição para uma zona limite para incisão dos canais:

$$\varepsilon = Ak_{sn} + Bk_{sn} / (1 - (k_{sn}/k_{snc})^2) \quad (8)$$

onde k_{snc} é o valor limite para k_{sn} , A é a correlação linear e B é o coeficiente de transição até a declividade-limite. A zona limite é composta por bacias da Serra do Mar (figura 5.6B e C), indicando que a incisão dos rios está ocorrendo com o máximo de trabalho neste local, de modo que as vertentes estão se adaptando a isto. Note que o coeficiente B é baixo, e a transição para o valor limite é abrupto, ao contrario do caso da declividade das vertentes. Ao substituir área de drenagem por descarga no cálculo de k_{sn} , as bacias da Serra do Mar são distinguidas ainda mais das bacias de outros lugares por seus altos valores de k_{sn} , além de que os dados se ajustam melhores ao modelo (8) (figura 5.6C). Assim, podemos assumir um potencial impacto no gradiente de precipitação na incisão dos rios e, conseqüentemente, nas altas taxas de erosão da Serra do Mar.

Para cada região, um perfil longitudinal representativo e seu respectivo gráfico de declividade-área de bacias de escarpa e de topografia mista são mostrados na figura 5.7. Enquanto nas bacias de escarpa, seus canais principais possuem perfil predominantemente côncavo para cima (figura 5.7A – P23, 5.7B – P27 e 5.7C), nas bacias de topografia mista os perfis são convexos e apresentam rupturas nos gráficos de declividade-área (figura 5.7A – P23, 5.7B – P27 e 5.7C). Esta convexidade se dá devido a *knickpoints* localizados entre as áreas de escarpa a jusante e áreas de planaltos elevados a montante, o que também resulta na mudança de relevo local observado em escalas maiores (figura 5.5C).

As bacias mistas têm em geral taxas de erosão menores do que àquelas de escarpa nas regiões onde elas ocorrem (figura 5.4, 5.7A e B). Situação similar é também reportada por Cherem et al. (2012) na Serra da Mantiqueira, a nordeste da área de estudos e por Mandal et al. (2015), no sul da Índia. Isso ocorre devido à significativa proporção na bacia de áreas de baixo relevo a montante do *knickpoint*; estas áreas possuem alta concentração de ^{10}Be e baixa taxa de erosão. Na bacia P24, localizada no planalto de Campos do Jordão, a área de baixo relevo acima do *knickpoint* corresponde a 65% do total da bacia (figura 5.2A e 5.7A), resultando numa taxa média de erosão baixa. Na Serra do Mar, a bacia P30 apresenta estagio de evolução mais avançado: a área de planalto elevado é ainda significativa no total da bacia e uma ruptura abrupta no gráfico de declividade-área é evidente; entretanto, a incisão se aproxima do divisor de drenagem e o *knickpoint* encontra-se suavizado (figura 5.2E e 5.7B – P30).

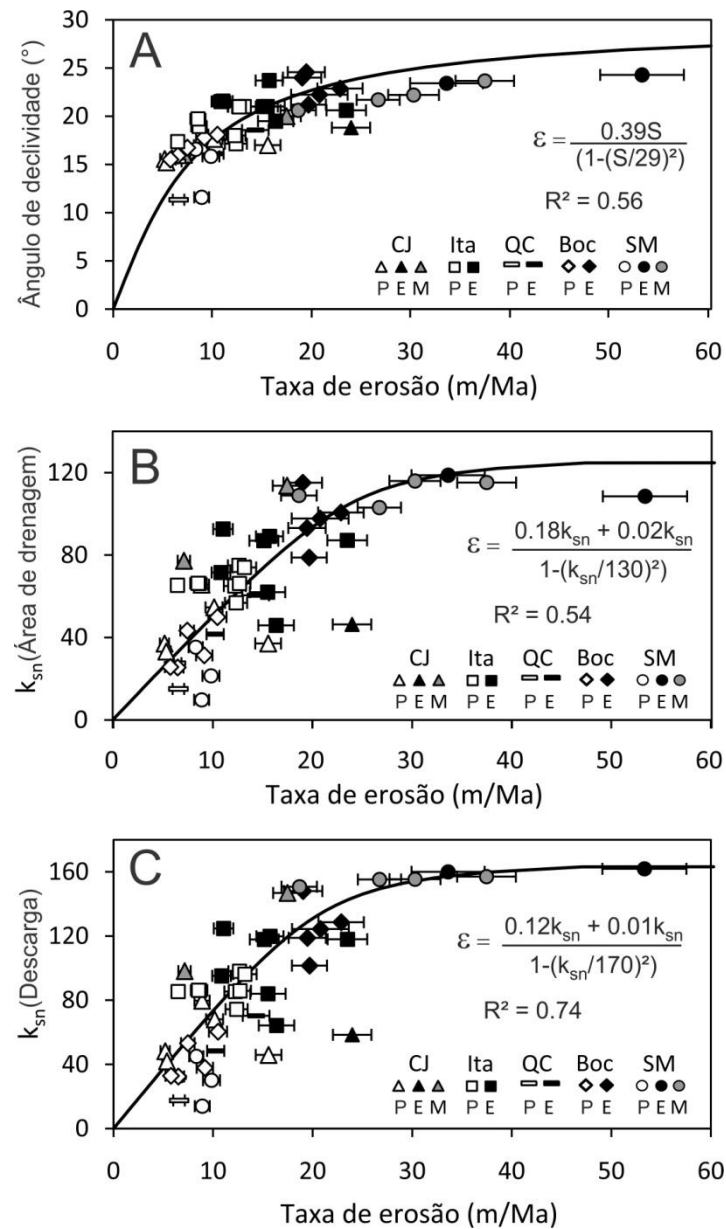


Figura 5.6. Correlações entre taxas de erosão derivadas de ^{10}Be e parâmetros morfométricos: (A) Declividade média, correlação realizada a partir do modelo (7). (B - C) Índice normalizado de declividade dos canais - k_{sn} , medidos com (B) área de drenagem a montante e (C) descarga, correlação realizada a partir do modelo (7). Os símbolos geométricos representam as regiões: (CJ) Planalto de Campos do Jordão; (Ita) Planalto do Itatiaia; (QC) Serra do Quebra Cangalha; (Boc) Planalto Bocaina e (SM) Serra do Mar. As cores dos símbolos em representam tipos de bacias: (P) de planaltos elevados; (E) de escarpa e (M) de topografia mista.

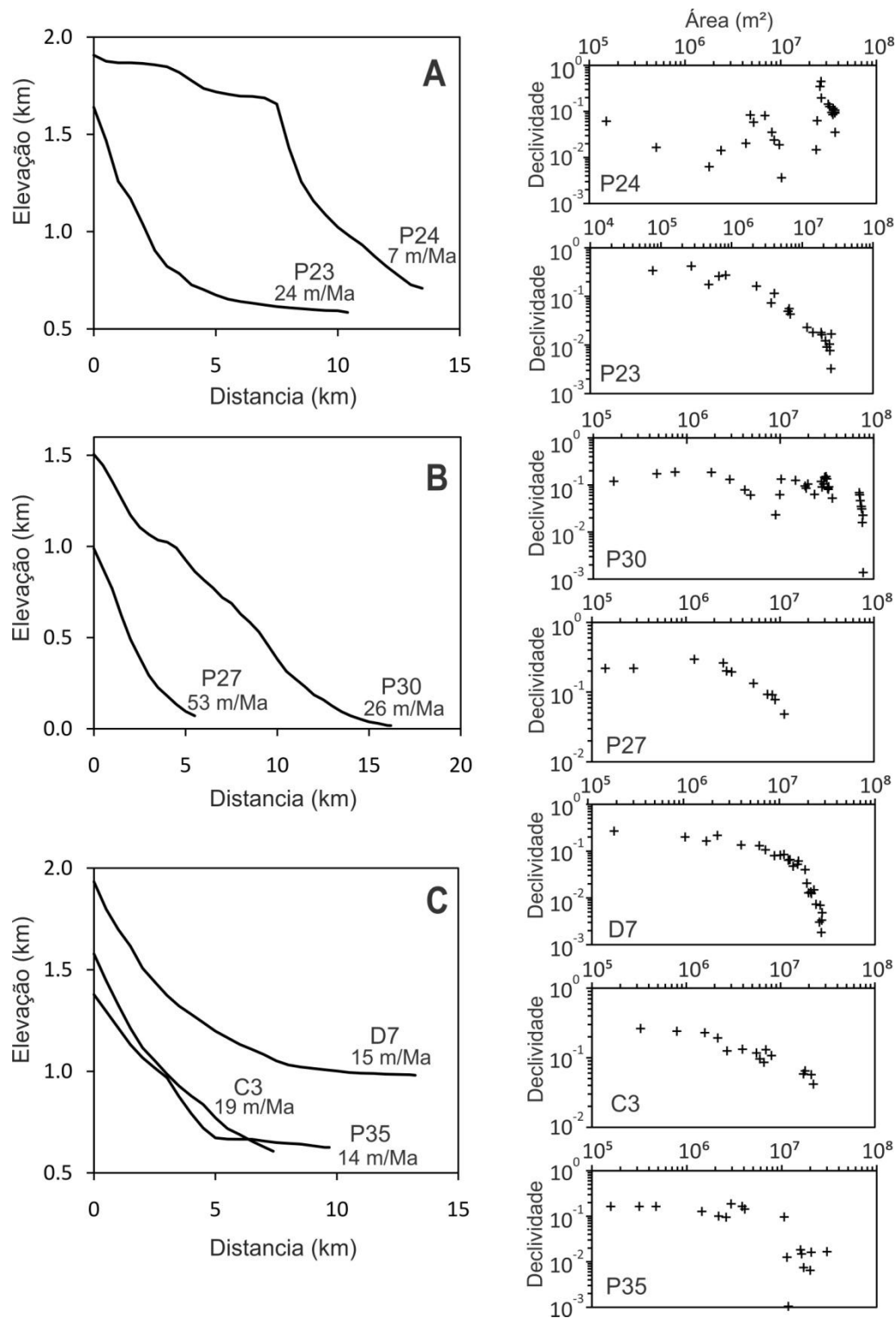


Figura 5.7. Perfil longitudinal dos rios principais de bacias representativas de escarpa e de topografia mistas em cada região; à direita, gráficos de declividade-área destes rios. (A) Campos do Jordão: (P24) Topografia mista; (P23) Escarpa. (B) Serra do Mar: (P30) Topografia mista; (P27) Escarpa. (C) Bacias de escarpa de (D7) Itatiaia; (C3) Bocaina e (P35) Quebra-Cangalha. A localização destes rios encontram-se na figura 5.2.

5.5.3. Clima

Na seção 5.5.2 identificamos uma potencial influência do gradiente de precipitação na incisão dos canais de drenagem (figura 5.6C); neste tópico, avaliamos a relação direta entre as condições climáticas e as taxas de erosão. Esta relação é estimada através de regressão linear múltipla entre taxas de erosão e parâmetros climáticos: PMA – precipitação média anual e TMA – temperatura média anual. A análise apresenta boa correlação entre clima e taxas de erosão (figura 5.8A). A Serra do Mar é claramente diferenciada das demais regiões, sua PMA e TMA são as maiores na área de estudo, ultrapassando respectivamente 2000 mm e 18°C na zona de escarpamento (tabela 5.2, figura 2.10). Por outro lado, uma baixa PMA, como na Serra do Quebra Cangalha e no Planalto Bocaina (1400 – 1700 mm), ou a baixa TMA como nos Planaltos de Itatiaia e de Campos do Jordão (12° - 17°) resultam em taxas de erosão menores.

O conjunto de dados aqui apresentado permite identificar condições climáticas que diferenciam a Serra do Mar das demais regiões analisadas: a alta precipitação e temperatura elevada, aliadas às condições topográficas acentuadas resultam em uma paisagem com evolução dinâmica, onde altas taxas de erosão são acompanhadas de acelerada produção de solo (Riebe et al., 2003; Heimsath et al., 2006). Umidade e temperatura aceleram na Serra do Mar intemperismo químico, produzindo constantemente material a ser destacado nos deslizamentos translacionais rasos, fenômeno freqüente em vertentes com ângulo de declividade no limite de estabilidade, durante episódios intensos de chuva na Serra do Mar (De Ploey e Cruz, 1979; Lopes, 2006). Tais condições (declividade, precipitação e temperatura) ainda são responsáveis pela estruturação dos solos na Serra do Mar em camadas de permeabilidade contrastante (devido a processos de alitização), o que produz condições hidrológicas que facilitam o desencadeamento de movimentos de massa (Furian et al., 1999; da Silva et al., 2016).

5.5.4. Resistência das rochas

Controle litoestrutural tem sido comumente usado para explicar o processo de evolução de escarpas no sudeste brasileiro (Almeida e Carneira, 1998; Romër, 2008). Entretanto, a escala do mapa geológico usada neste trabalho, visando um alcance regional, não permite uma análise litológica detalhada. Gnaisse e granito são dominantes e distribuídos de maneira complexa nas bacias amostradas. Assim, não há correlação clara entre taxas de erosão e resistência das rochas considerando todo o conjunto de dados (figura 5.8B). Porém, uma observação da figura 5.8B permite distinguir três grupos de bacias: à esquerda do gráfico, bacias predominantemente de planaltos elevados com baixo relevo parecem não sofrer influência litológica; no grupo central, dominado por bacias de escarpas, correlação linear entre taxas de erosão e litologia é observada; à direita do gráfico, bacias de escarpa e de topografia misturada da Serra do Mar não sofrem influência das rochas. Assim, a litologia deve implicar resistência diferenciada a erosão nas escarpas. Entretanto, na Serra do Mar, por suas condições climáticas diferenciadas, a influência das rochas é mascarada.

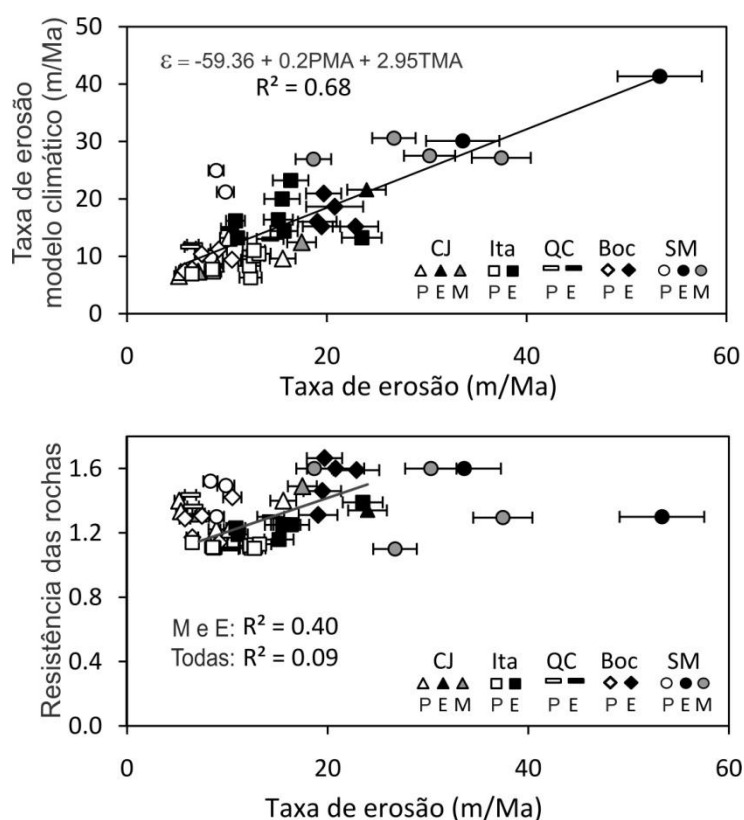


Figura 5.8. (A) Taxas de erosão derivadas da concentração de ^{10}Be correlacionadas a taxa de erosão derivadas de modelo climático. O modelo foi extraído através de regressão linear múltipla entre as taxas

de erosão e os parâmetros climáticos PMA e TMA; (B) Correlação entre taxas de erosão e resistência das rochas. Isolando bacias de escarpamento (E) e de topográfica mista (M) de todas as regiões, exceto da Serra do Mar, $R^2 = 0.4$ (a linha de melhor ajuste é mostrada no gráfico); enquanto que considerando todo o conjunto de dados nenhuma correlação significativa é encontrada. Os símbolos geométricos representam as regiões: (CJ) Planalto de Campos do Jordão; (Ita) Planalto do Itatiaia; (QC) Serra do Quebra Cangalha; (Boc) Planalto Bocaina e (SM) Serra do Mar. As cores dos símbolos em representam tipos de bacias: (P) de planaltos elevados; (E) de escarpa e (M) de topografia mista.

5.6. Implicações para evolução da paisagem

A morfologia do relevo parece regular as taxas de erosão, vide a boa correlação entre os índices morfométricos e as taxas de erosão (figura 5.6). Parâmetros de declividade das vertentes e dos canais de drenagens também se correlacionam bem entre si (figura 5.5A), de modo que a incisão dos rios e processos de vertentes se retroalimentam: o aumento de relevo pela incisão dos rios é balanceado por deslizamentos em segmentos da vertente que atingem ângulo limite de estabilidade (Montgomery, 2001); em contrapartida, o material mobilizado pelos deslizamentos fornece poder abrasivo para incisão dos canais de drenagem (Egholm et al., 2013). Römmer (2008) observou em análises de vertente na Serra do Mar que este balanço constante entre incisão dos rios e movimentos de massa nas vertentes produz um “nível de denudação superior” (*upper denudation level*), de modo que o relevo local não ultrapassa determinada altitude crítica, permanecendo constante; o que aqui se reflete na relação regional entre declividade das vertentes e relevo local medido em diversas escalas (figura 5.5B).

A ligação entre ângulo de declividade (processos de vertente) e índice normalizado de declividade dos canais (k_{sn} - processos fluviais) é menos forte em bacias de topografia mista (figura 5.5C). Nestas bacias, assumimos que a incorporação de áreas de baixo relevo a montante de bacias predominantemente de escarpa ocorre por processos de captura de canais de drenagem. Essa suposição é feita com base em desvio de direção abrupto dos canais a partir dos *knickpoints* e descrições morfológicas realizadas em estudos prévios na área (Modenesi-Gauttierri et al., 2002). Como resultado das capturas, a linha de escarpa migra para o interior e erosão é desencadeada nas áreas de baixo relevo. Com o avançar do tempo, os processos de vertente tendem a se adaptar a incisão dos canais atingindo o equilíbrio entre os processos, tal qual observado nas bacias predominantemente de escarpa. Segundo

Gunnell e Harbor (2010), retração de escarpa descontínua, baseada em capturas de drenagem episódicas que ocorrem explorando estruturas geológicas é o modo normal pelo qual as escarpas evoluem e migram para o interior dos continentes em margens passivas (figura 5.9).

Modenesi-Gauttieri et al. (2002) propuseram que atividade neotectônica em Campos do Jordão poderia desencadear as capturas de canais e mudanças de nível de base (bacia P-24, figuras 5.2A e 5.7A). Estes autores identificaram relevos de origem morfotectônica e deslocamentos em depósitos de colúvio do Pleistoceno / Holoceno. Entretanto, a falta de evidencia de atividades tectônicas mais antigas devido à ausência de sedimentos preservados e a escala centimétrica dos deslocamentos observados tornam difícil concluir que a atividade neotectônica seja suficiente para sobrepor o efeito do clima nas taxas de erosão, haja vista que as baixas taxas de erosão medidas neste trabalho estão em concordância com outras margens passivas estáveis (Portenga e Bierman, 2011).

Retração de escarpa ocorre então consumindo as áreas de baixo relevo dos planaltos elevados até que se atinja o divisor continental (figura 5.9), assim, o Planalto do Itatiaia representa o estágio final desse modelo de evolução. Neste planalto, dois degraus de escarpa são observados (Fig. 5.2B, 5.3B), o Rio Preto flui entre estes dois degraus e uma captura no Mioceno seria responsável pelo fato do Rio Preto atravessar o primeiro degrau em direção ao Rio Paraíba do Sul (Rezende et al., 2013). Esta captura teria levado a dissecação de Itatiaia e promoveu a migração da linha de escarpa do primeiro degrau até o segundo, o qual se constitui no divisor continental (Fig. 5.1, 5.2B, 5.3B e C). Os rios do outro lado do divisor regional, o reverso da escarpa, também são incisos e suas vertentes se aproximam do ângulo limite de estabilidade, o que resulta em taxas de erosão relativamente altas para bacias de planaltos elevados ($\varepsilon > 10$ m/Ma, tabela 5.1 e figura 5.4) (Salgado et al. 2016). A proximidade de taxas de erosão similares e homogeneidade de condições topográficas em ambos os lados do divisor sugere que o Planalto do Itatiaia pode estar próximo de simular alguma forma de estado estacionário da topografia (Hack, 1975; Matmon et al., 2003).

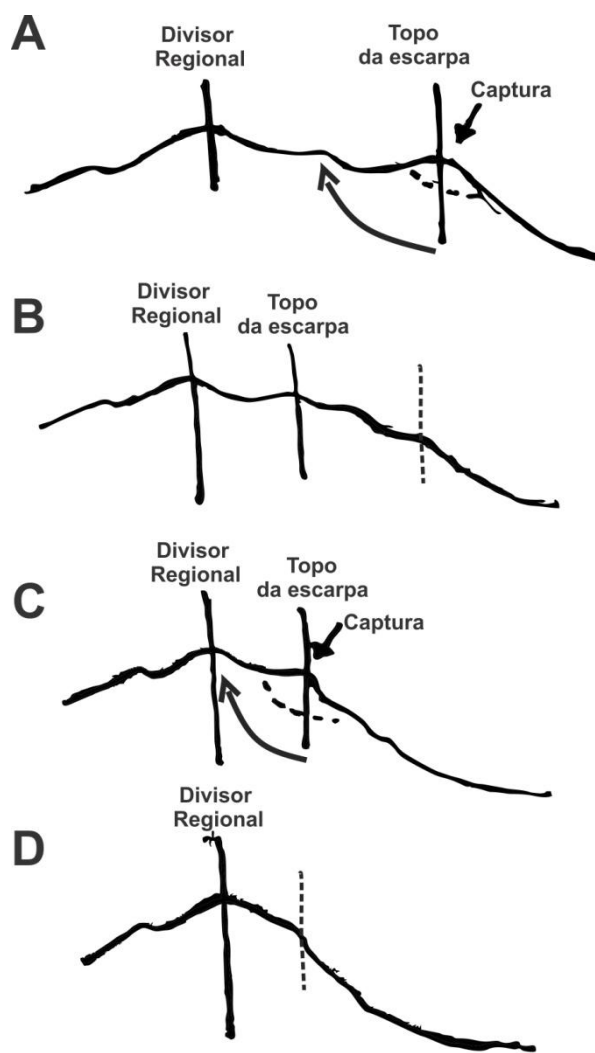


Figura 5.9. Modelo de evolução de escarpa. Em (A) a captura fluvial transfere a posição do topo da linha de escarpa para o interior, iniciando a dissecação do planalto de baixo relevo incorporado na bacia hidrográfica de escarpa (B). Este processo se repete até que a linha de escarpa atinja o divisor regional, de modo que o planalto elevado no reverso da escarpa seja inteiramente dissecado (C e D).

Em longo prazo, soerguimento constante é necessário para manter a elevação das terras altas que sustentam a dissecação fluvial nas regiões de escarpa, e para balancear a erosão no divisor continental. Modenesi-Gautierri et al. (2011) identificou mudanças nos processos pedogenéticos nas terras altas de Campos do Jordão, as quais foram interpretadas como resultado de adaptação dos solos a condições climáticas tropicais de alta altitude, o que sugere soerguimento contínuo. Apesar de todas as diferenças no regime tectônico, em cadeias de montanhas tectonicamente ativas também caracterizadas por vertentes em ângulo limite de estabilidade, a variabilidade das taxas de erosão é definida pelas taxas de soerguimento (Burbank et al., 1996; Montgomery, 2001). No conjunto de dados aqui apresentados, o clima possui maior

potencial para explicar a variabilidade das taxas de erosão entre as regiões, principalmente as altas taxas da Serra do Mar (Seção 5.5.3). Como eventos de tempestades de alta magnitude desencadeiam deslizamentos em vertentes declivosas na área de estudos, e não terremotos, a relação entre taxas de erosão e clima é clara. Este paralelo leva a suposição de que na margem continental do sudeste brasileiro as condições climáticas em interação com a topografia prévia poderiam estar ligadas ou direcionando o soerguimento regional.

Reativações pós-rifte levaram ao soerguimento das rochas e rejuvenescimento do relevo na margem continental do sudeste brasileiro durante o Cenozóico (Hackspacher et al., 2004; Cobbold et al., 2001; Cogné et al., 2011). Entretanto, as taxas de erosão derivadas da análise de ^{10}Be são significativamente mais baixas do que as taxas de erosão estimadas para os períodos de reativação (acima de 100 m/Ma – capítulo 4). Isto é consistente com a estabilidade tectônica regional durante o Quaternário Superior (Salgado et al., 2016) e com o atual baixo stress observado para a margem continental do sudeste brasileiro (Assumpção, 1998; Gonzalez et al., 2016). Com a diminuição da atividade tectônica no Quaternário Superior a paisagem evolui lentamente; retroalimentação entre descarga erosional e soerguimento isostaticamente dirigido torna-se o principal processo evolucionário da paisagem (Bierman et al., 2014; Braum et al., 2014; Mandal et al., 2015), com as condições climáticas definindo as diferenças regionais nas taxas de erosão. Assim, a erosão concentrada nos escarpamentos poderia ser responsável pelo soerguimento contínuo das terras altas, o que sustentaria a incisão dos rios nas escarpas.

5.7. Considerações Finais

Na margem continental do sudeste brasileiro, as bacias que drenam as escarpas da Serra do Mar (8–53 m/Ma) erodem até duas vezes mais rápido do que aquelas que drenam escarpas no interior (5–24 m/Ma). A frequência de deslizamentos em segmentos de vertentes com ângulo acima do limite de estabilidade é a explicação com maior potencial para esta variação nas taxas de erosão em bacias de similar alto relevo. Demonstramos que a Serra do Mar possui condições climáticas específicas de alta precipitação e temperatura, a qual pode potencializar eventos de movimentos de

massa num cenário de rápida produção de manto de alteração e boas condições hidrológicas para erosão e transporte.

Estes dados apontam para o clima, em sua interação com a topografia, um importante papel em controlar taxas milenares de erosão em áreas de baixa atividade tectônica. Esta relevância tem sido subestimada em outros estudos em margens passivas (von Blanckenburg, 2005; Bierman et al., 2014; Mandal et al., 2015). Sugerimos que esta relação tem sido mascarada nestas análises pela forte correlação entre relevo topográfico e taxas de erosão (Portenga and Bierman, 2011). Isto porque um mínimo de relevo é necessário para desencadear processos erosivos significantes, além disso, a influência climática nas taxas de erosão tornaram-se evidentes apenas em vertentes que atingiram o ângulo limite de estabilidade. Como exemplo, von Blanckenburg (2005) observou taxas de erosão baixas e similares no Sri Lanka e na Namíbia, em torno de 10 m/Ma (Bierman and Caffee, 2001), embora haja grande diferença nas taxas de precipitação nestes lugares. Entretanto, Vanacker et al. (2007) publicou taxas de erosão em escarpamentos declivosos não mensurados antes no Sri Lanka que chegam a 70 m/Ma, que consideravelmente difere de taxas em áreas similares na Namíbia, o quais são menores que 20 m/Ma. Neste sentido, apesar das escarpas na Serra do Mar erodirem duas vezes mais rápido que outros escarpamentos, os planaltos elevados de baixo relevo da Serra do Mar erodem a taxas similares do que outros planaltos elevados na área de estudos (figura 5.4).

Portanto, as condições climáticas potencializam os processos erosivos, que ocorre fortemente regulado pelas condições topográficas. Um balanço entre incisão dos rios e processos de vertentes é responsável pela manutenção do alto relevo nos escarpamentos. Além disso, episódios de capturas de rios iniciam a dissecação dos planaltos elevados, assim como o movimento para o interior das escarpas, o que ocorre de maneira descontínua, até que se atinja o divisor regional.

Capítulo 6**DINÂMICAS DE CURTO E LONGO PRAZO NO TEMPO GEOLÓGICO****6.1. Introdução**

Este trabalho guiou-se por duas frentes de pesquisa: os grandes pulsos tectônicos que se sucederam após o processo de rifteamento do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, responsáveis pela estruturação do relevo da margem continental do sudeste brasileiro, descritos e delimitados no capítulo 4; os controladores da erosão e evolução da paisagem no Quaternário Superior, tema do capítulo 5. A datação por U-Th-Sm/He em apatitas e estimação de taxas de erosão pela análise do isótopo cosmogênico ^{10}Be foram as ferramentas utilizadas como guias em cada um destes capítulos. Estes métodos fornecem dados de natureza distinta envolvendo escalas espaciais e temporais distantes, o que torna a comparação direta entre os dados obtidos por estes métodos uma tarefa cautelosa. Esta integração de dados, entretanto, pode fornecer pistas importantes acerca da evolução da paisagem.

Baseado na comparação entre taxas de denudação estimadas por dados de traço de fissão em apatitas e por isótopos cosmogênicos na Namíbia, Cockburn et al. (2000) contestaram o modelo clássico de retração de escarpas em margens passivas em favor de estabilização das escarpas no divisor continental após cessado soerguimento. As taxas baixas de erosão modernas eram consistentes com estabilidade que vem desde o Eoceno, contrastando com os picos de soerguimento detectado nas histórias térmicas nos estágios anteriores.

Em outra abordagem de integração dos métodos, Legrain et al., (2014, 2015) estimaram no extremo leste dos Alpes a idade de formação de determinada paisagem relíquia por dados de U-Th/He em apatita, o posterior soerguimento e incisão desta paisagem foi então quantificado pela análise de perfil longitudinal das drenagens e o tempo estimado de incisão através de taxas de erosão derivadas da concentração de isótopos cosmogênicos. Esta abordagem permitiu a estes autores estimarem aumento de soerguimento nos últimos 5 Ma. Recentemente, Rosenkranz et al. (2018) também estimaram no planalto Shillong - Índia - a quantidade e o tempo estimado de incisão através da integração taxas de erosão por isótopos cosmogênicos e análise

morfométrica. A concordância dos resultados com dados de termocronologia neste caso permitiu estimar a manutenção dos processos e da topografia.

Os exemplos citados usaram as taxas de erosão modernas como marcadores de soerguimento e erosão atuais em relação aos processos de longo termo: intensificação, diminuição e taxas constantes indicam geração, destruição e manutenção do relevo. A forte vinculação entre taxas de erosão estimadas pelo isótopo cosmogênico ^{10}Be e relevo topográfico observada na presente pesquisa leva a suposição de que a diferença na distribuição espacial das taxas de erosão obtidas pelos diferentes métodos pode fornecer pistas da evolução topográfica no tempo geológico. Sinais climáticos (ver seção 5) ou tectônicos (Montgomery, 2001) são detectados nas taxas apenas após as formas de relevo atingirem condições limites.

Procede-se aqui então a comparação entre as taxas, visando identificar a localização de antigos divisores topográficos e cadeias de montanhas. As fases finais das histórias térmicas modeladas a partir das idades de U-Th-Sm/He são também discutidas a partir da quantificação da incisão das bacias hidrográficas nas escarpas da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar e das taxas de erosão derivadas de análise do isótopo ^{10}Be . Como base para análise, utiliza-se o mapa de erosão do Quaternário Superior (figura 6.1), modelado a partir das taxas de erosão derivadas da análise de ^{10}Be , segundo procedimento descrito capítulo 3.4, e taxas de denudação estimadas a partir de idades de traço de fissão em apatitas (TFA) (Genaro, 2008; Hiruma et al., 2010; e Cogné et al., 2012) e de U-Th-Sm/He em apatitas. As taxas de denudação dos termocronômetros (Raab et al., 2002) consideraram grau geotérmico médio em torno de 25°C (Hanza et al. 2005).

6.2. Evolução do padrão erosivo no tempo

Regiões com padrões semelhantes de taxas de erosão modernas possuem idades de termocronologia distintas (figura 6.1) denotando histórias de soerguimento diacrônicas. O setor oeste de Bocaina apresenta idades anteriores à ruptura do Gondwana, este evento, por sua vez, é marcado no topo da Serra do Mar. As escarpas da Serra do Mar (planície costeira) e a Serra da Mantiqueira registram o Cretáceo Superior. O Paleógeno aparece nas Bacias Terciárias e no setor leste de Bocaina. Note

que com exceção da Serra do Mar, a distinção atual entre as taxas de erosão altas nas escarpas e taxas baixas nos planaltos elevados não possui paralelo na distribuição das idades de termocronologia, já que as idades tendem a ser homogêneas em ambos os compartimentos morfológicos na Serra da Bocaina e na Serra da Mantiqueira. (figura 6.1).

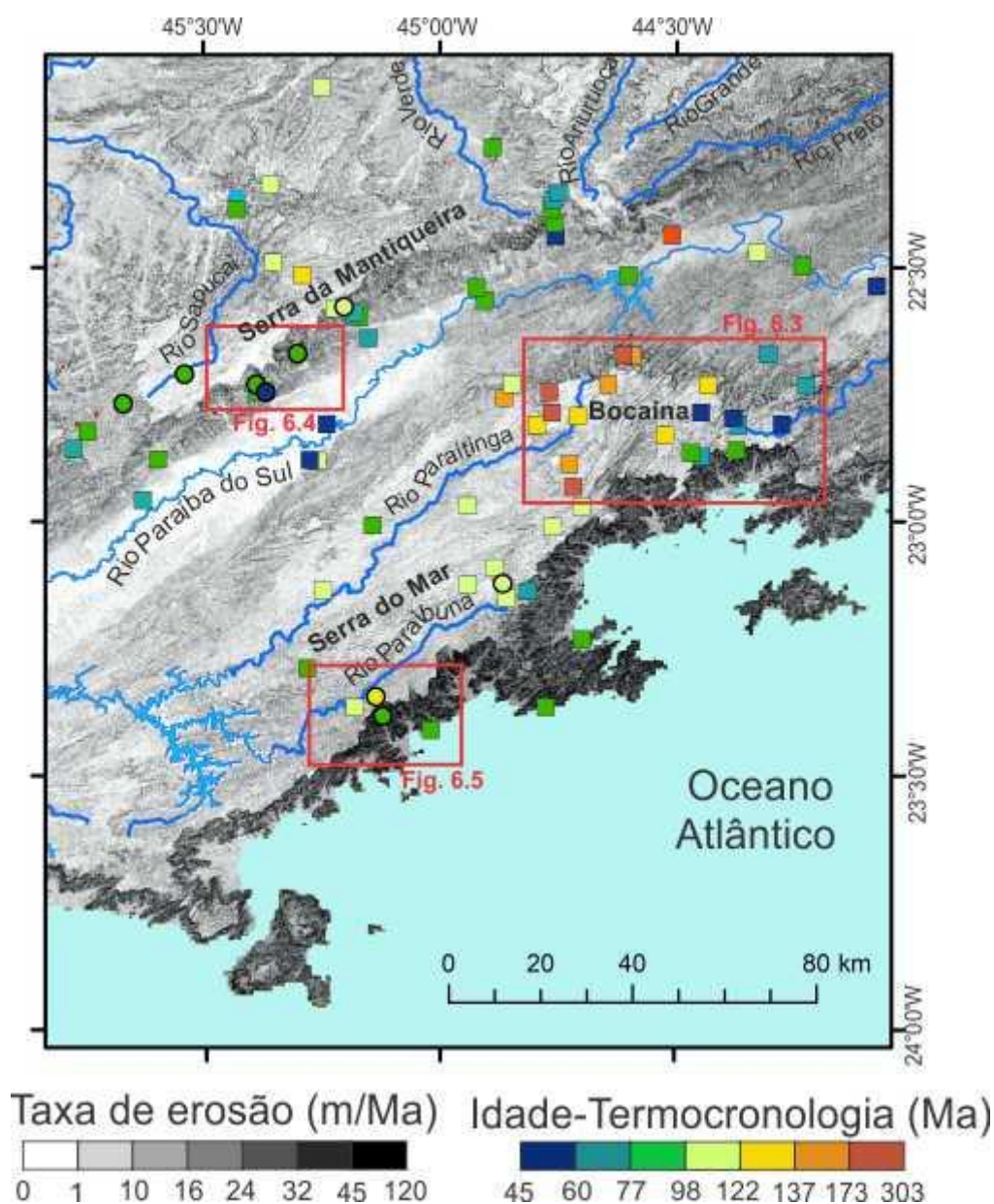


Figura 6.1. Mapa de taxas de erosão do Quaternário Superior, modeladas a partir da análise de ^{10}Be , contendo a distribuição de idades de termocronologia, sendo que os círculos representam e idades de U-Th/He (AHe) apresentadas nesta pesquisa e os quadrados as idades de de fissão em apatitas (TFA) publicadas na área de estudos por Genaro (2008), Hiruma et al. (2010), e Cogné et al. (2012) (identificação por autores na figura 4.1).

Como quadro geral, as taxas estimadas pelos termocronômetros apresentam taxas maiores em relação às taxas modernas (figura 62A e B). Em primeira análise,

este arranjo pode apontar para estabilidade tectônica no Quaternário Superior, e tendência a suavização do relevo. Note que o padrão entre as taxas de TFA e U-Th-Sm/He são semelhantes (figura 62A e B). Há dispersão em todas as regiões, com taxas modernas que ora se aproximam das antigas, ora afastam-se. Esta dispersão pode ter relação com situação topográfica atual das amostras. Destacam-se, entretanto, a diminuição acentuada das taxas modernas na parte leste do planalto Bocaina, e aumento das taxas modernas na escarpa oeste de Bocaina e na escarpa da Serra do Mar; estes padrões são indicativos da evolução destas regiões. Para compreensão desta evolução, e uma avaliação do comportamento das taxas modernas em relação à topografia atual, apresentamos um enfoque em três regiões distintas: Planalto Bocaina, Serra da Mantiqueira (Campo de Jordão) e Serra do Mar.

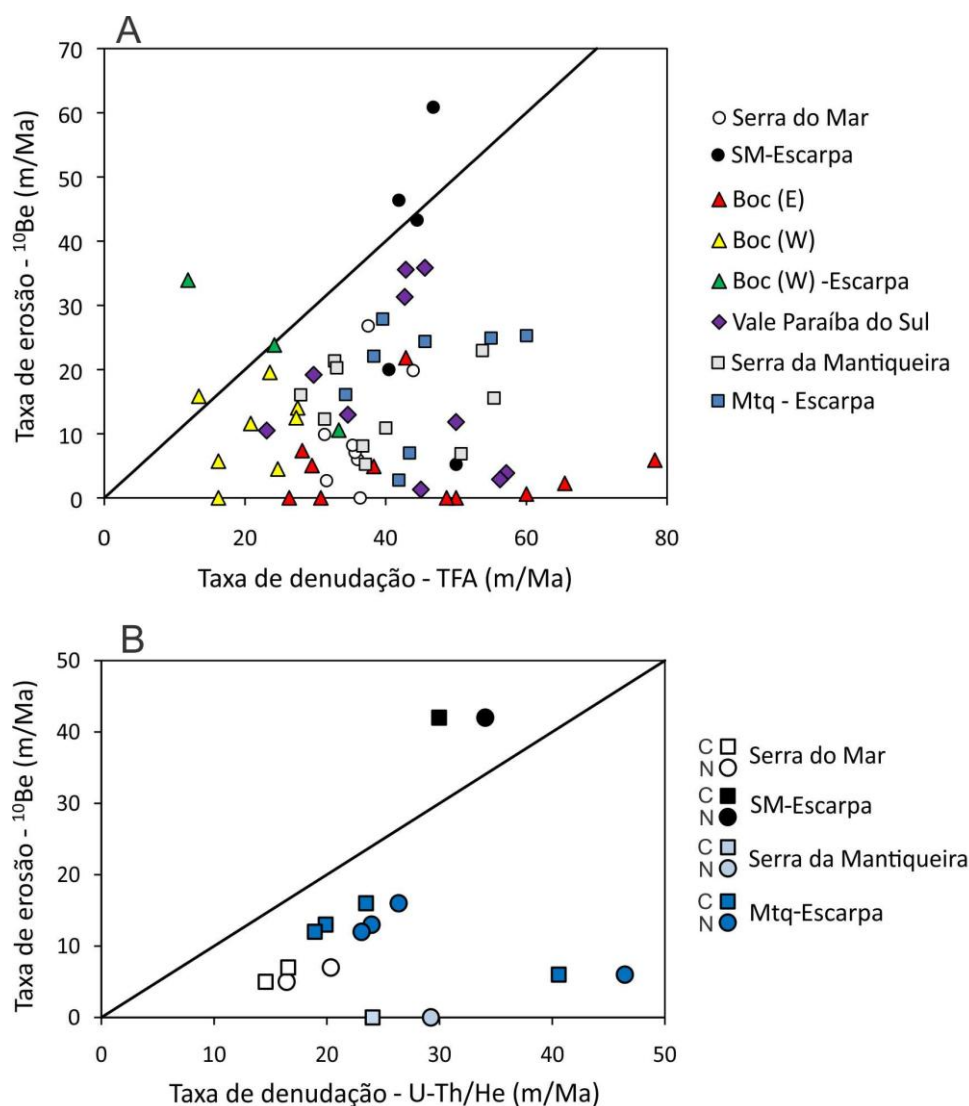


Figura 6.2. Correlação entre taxas de erosão derivadas de análise do isótopo ^{10}Be (milhares de anos) e taxas estimadas por dados de termocronologia (dezenas de milhões de anos), estes últimos sendo: (A) Idades de traço de fissão em apatitas (TFA) publicadas por Genaro (2008), Cogné et al. (2012) e Hiruma

et al. (2010); e (B) Idades de U-Th/He produzidas nesta pesquisa. As taxas derivadas de ^{10}Be foram estimadas nos mesmos pontos das amostras de termocronologia a partir do mapa da figura 6.1.

Abreviações referem-se a unidades geomorfológicas: (SM) Serra do Mar; (Boc) planalto Bocaina, localização em relação a falha de Cubatão, de acordo com Hiruma et al. (2010); CJ – Campos do Jordão e (Ita) Itatiaia. Em (B), C = idades corrigidas e N = idades não corrigidas.

6.2.1. Planalto Bocaina

As idades de TFA foram publicadas nesta região por Hiruma et al. (2010). Estes autores identificaram máximos de denudação em períodos anteriores a abertura do Atlântico no setor oeste do planalto, e máximos que remontam a pulsos tectônicos pós-rifte no setor leste, com idades que chegam até 45 Ma, intimamente relacionadas à formação do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. Neste cenário, a Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC) apresenta controle primário, cuja reativação definiu knickpoints estruturais que ao mesmo tempo isolaram e preservam blocos soerguidos a oeste, e fragmentaram e criaram relevo a leste. Esta configuração pode ser bem visualizada na figura 6.3 – Perfil A - pela distribuição das taxas de erosão de TFA. Entretanto, este perfil revela também que as taxas modernas não seguem este padrão. A oeste da ZCC verifica-se que as taxas inferidas por TFA são maiores que a média das taxas modernas, entretanto, máximos de erosão associados à incisão de vales localizam-se sempre próximos as amostras e apresentam taxas semelhantes. Isso indica que estas amostras foram exumadas pela incisão destes canais e deixadas à superfície com o aprofundamento do entalhamento da drenagem, indica também continuidade do processo ao longo do tempo. De maneira descontínua, as taxas modernas aumentam sutilmente rumo a leste (figura 6.3A); porém, salvo picos localizados, estas taxas estão distantes daquelas apresentadas pelo TFA, situadas entre 40 e 60 m/Ma. Os perfis B e C da figura 6.3 também apontam para mudança de padrão nas taxas ao longo do tempo. Tanto a oeste (Figura 6.3B) quanto a leste da ZCC (figura 6.3C), idades de TFA indicam história térmica semelhante no interior do planalto e nas áreas adjacentes a atual escarpa, a norte do planalto. Isto não se verifica pelas taxas modernas, que aumentam nas escarpas, atingindo máximos de 45 m/Ma em ambos os perfis.

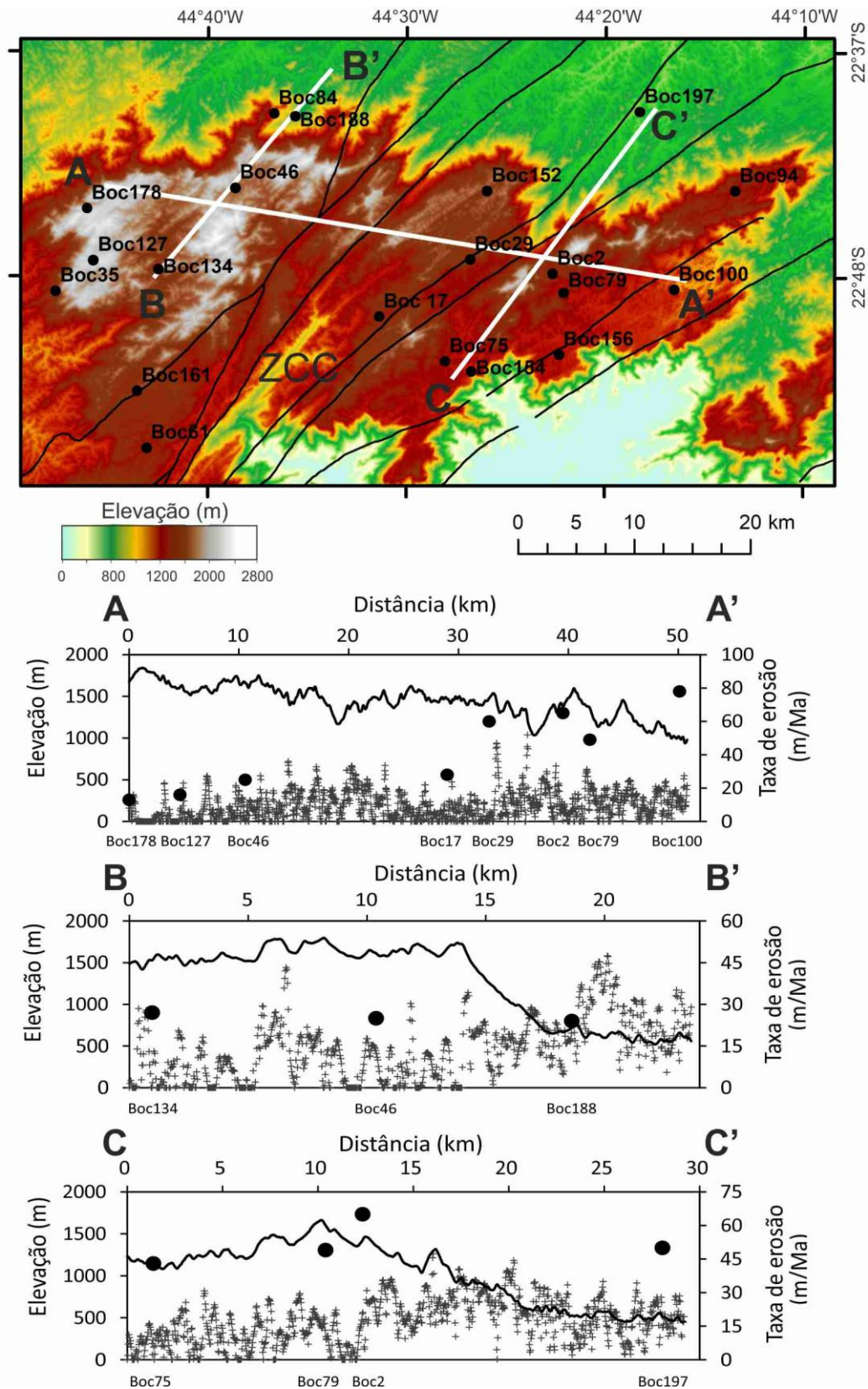


Figura 6.3. Detalhe do Planalto de Bocaina, comparando taxas de erosão de longo e curto termo. ZCC refere-se à Zona de Cisalhamento de Cubatão, identificada pelos lineamentos estruturais. Amostras de TFA publicadas por Hiruma et al. (2010) são localizadas no mapa e suas taxas de erosão são plotadas nos perfis topográficos A, B e C, sendo representados por círculos pretos. As cruzes cinzas nos perfis representam taxas de erosão modernas, extraídas do mapa de erosão da figura 4.1.

Esta mudança de padrão necessariamente ocorreu após a tectônica que separou os dois principais blocos do planalto Bocaina (identificada nas idades de TFA), de modo que a posição atual da borda de escarpa a norte do planalto é recente. Reativações tectônicas no Neógeno deformaram as bacias terciárias (Riccomini et al. 2004) e promoveram um rearranjo da rede de drenagem, com capturas das cabeceiras do Rio Tiete pelo Rio Paraíba do Sul e a passagem de um sistema de drenagem parcialmente endorréico, concentrado na bacia de Taubaté, para um sistema exorréico, desencadeando incisão do vale do Paraíba do Sul adjacente ao planalto Bocaina (Cobbold et al., 2001). É provável, portanto, que esta reativação levou também ao deslocamento do divisor topográfico no planalto Bocaina, promovendo escavação da atual escarpa na borda voltada para o vale do Paraíba e suavização do relevo, no seu reverso. Assim, o setor a leste da ZCC, outrora com relevo vigoroso e altas taxas de erosão, é isolado em altitudes elevadas e passa por processo semelhante ao que o setor oeste sofreu após a abertura do Atlântico.

6.2.1. Planalto Campos do Jordão

A existência de bacias hidrográficas de topografias mistas no Planalto Campos do Jordão permite a extrapolação dos perfis dos segmentos de drenagem dos planaltos elevados de baixo relevo para além dos *knickpoints*. A diferença vertical entre o perfil projetado e o perfil atual pode ser usada como uma estimativa mínima de incisão nas escarpas (Legrain et al., 2014). A projeção é feita fixando o índice de concavidade (θ) e de declividade do canal de drenagem (k_s) dos segmentos de drenagem anterior ao knickpoint nos segmentos a jusante. As taxas modernas de erosão são então usadas para inferir o tempo de incisão em cada ponto do perfil. A média móvel entre 5 pontos é utilizada na curva de tempo para relativizar o efeito da variabilidade das taxas de erosão entre pontos e melhor visualizar o comportamento por setores do rio (figura 4.4 e 4.5).

Assume-se assim a topografia dos planaltos elevados como relíquias anteriores a incisão e soerguimento. A existência de restos de carapaças aluminosas e ferruginosas no topo embasa esta suposição; de acordo com Modenesi-Gauttieri et al. (2011), elas tem formação em processos de alitização ocorridos provavelmente no

limite Paleoceno/Eoceno, precedendo a formação dos riftes cenozóicos e soerguimento. Sua preservação, conjugada a um posterior aprofundamento do manto de intemperismo de até 50 metros atesta também a persistência de baixas taxas de erosão nestas áreas, embora a extensão a leste deste contexto não possa ser verificado. A estimação do tempo de incisão levaria também a extrapolação das taxas de erosão via ^{10}Be a um tempo que excede em muito a resolução do método, o que parece pouco provável. A bacia P23 (figura 5.3A) drena apenas relevo escarpado e possui taxa de erosão média de $24 \pm 2 \text{ m/Ma}$, o que envolve um tempo de integração de 25 ka (tabela 5.1). Este período abrange do último máximo glacial até o presente, ou seja, consiste numa taxa média representativa de significativa alternância climática, envolvendo picos de insolação cíclica (em 23ka) e eventos milenares abruptos (ex. eventos Heinrich) (Cruz et al., 2009). Obviamente mudanças climáticas mais drásticas ocorreram, assim como mudanças na intensidade no soerguimento, embora neste caso, as idades de termocronologia serão utilizadas como balizadores. Por fim, a incorporação de áreas elevadas de baixo relevo em bacias de escarpa ocorre através de episódios de captura de drenagem, ou seja, a incisão ocorre diacronicamente no espaço.

Os rios Piaguí e Pirutinga tiveram os perfis de seus segmentos relictos extrapolados (figura 6.4). Em ambos os casos, o total de incisão atinge cerca de 1 km e tempo de incisão superior a 50 Ma nas áreas a jusante, onde os perfis se encontram suavizados. É nítida, entretanto, a variação das taxas de erosão ao longo do perfil, descrevendo o movimento da onda de incisão conforme áreas de planalto são incorporadas. No Rio Piaguí (Bacia P24), taxas de erosão acima de 30 m/Ma produziram 500 metros de incisão em 15 Ma, que consiste no relevo local máximo atual, considerando o canal e sua vertente adjacente; em outras palavras, este é o tempo máximo para incisão dos rios e declividade das vertentes atingirem condições limites. Na manutenção das taxas, 25 Ma são necessários para a incisão atingir 800 metros, relevo inicial e picos de incisão de 50 m/Ma na região do *knickpoint* completariam o total de incisão e encurtariam o tempo estimado. No Rio Pirutinga, taxas de erosão menores requerem maior tempo de incisão, 800 metros de incisão é obtido entre 35 a 40 Ma. Esta diferença relaciona-se com o tamanho da área capturada a montante do *knickpoint*, o aumento da descarga afeta as taxas de erosão

moderna dos rios, aumentando a incisão nos *knickpoints*. Como é provável que este fator seja extremamente variável, consideramos 40 Ma um limiar para tempo de incisão entre o topo e o sopé atual da escarpa.

As amostras de U-Th-Sm/He P9 e P11 apresentam taxas de erosão que se enquadram nesta história de incisão (figura 6.4), indicando que, apesar de ser um processo descontínuo no tempo, as taxas de incisão representam médias de longo prazo. Este fato foi também observado no Planalto Bocaina no setor oeste (figura 6.3), de modo que, aparentemente as taxas de longo termo se ajustam mais a incisão modernas dos rios que as taxas de erosão dos pontos em que foram coletados ou mesmo as taxas médias das bacias. Isto favorece uma história térmica na qual após resfriamento acelerado no Cretáceo Superior, a amostra permaneça estável até que se inicie resfriamento em direção a superfície, a partir da incisão iniciada entre 40 - 20 Ma.

A amostra P10 contrasta com esta história, apresentando média da taxa de erosão perto de 40 m/Ma (figura 6.3). Considerando o limiar de 1 km de incisão em 40 Ma, mais de 1 km de incisão adicional seria necessário entre este limiar e a idade de U-Th-Sm/He desta amostra, de 58 Ma. Idades de termocronologia semelhantes no sopé da escarpa e no vale do Paraíba também são encontrados por Genaro (2008) e Cogné et al. (2012) (figura 6.1). A Zona de Cisalhamento de Jundiuvira (ZCJ – figura 6.4) parece representar um limite entre blocos, afetando as idades (figura 6.4). Assim, enquanto a linha de escarpa atual soergueu marginalmente com ausência de erosão (Modenesi-Gauttieri et al, 2011), a borda da bacia sofreu deslocamento vertical acelerado, acompanhado de incisão e a erosão durante a tectônica que gerou as bacias terciárias. Com a diminuição da tectônica, a incisão passa a migrar para o interior a partir de capturas de drenagem, em compasso com soerguimento moderado.

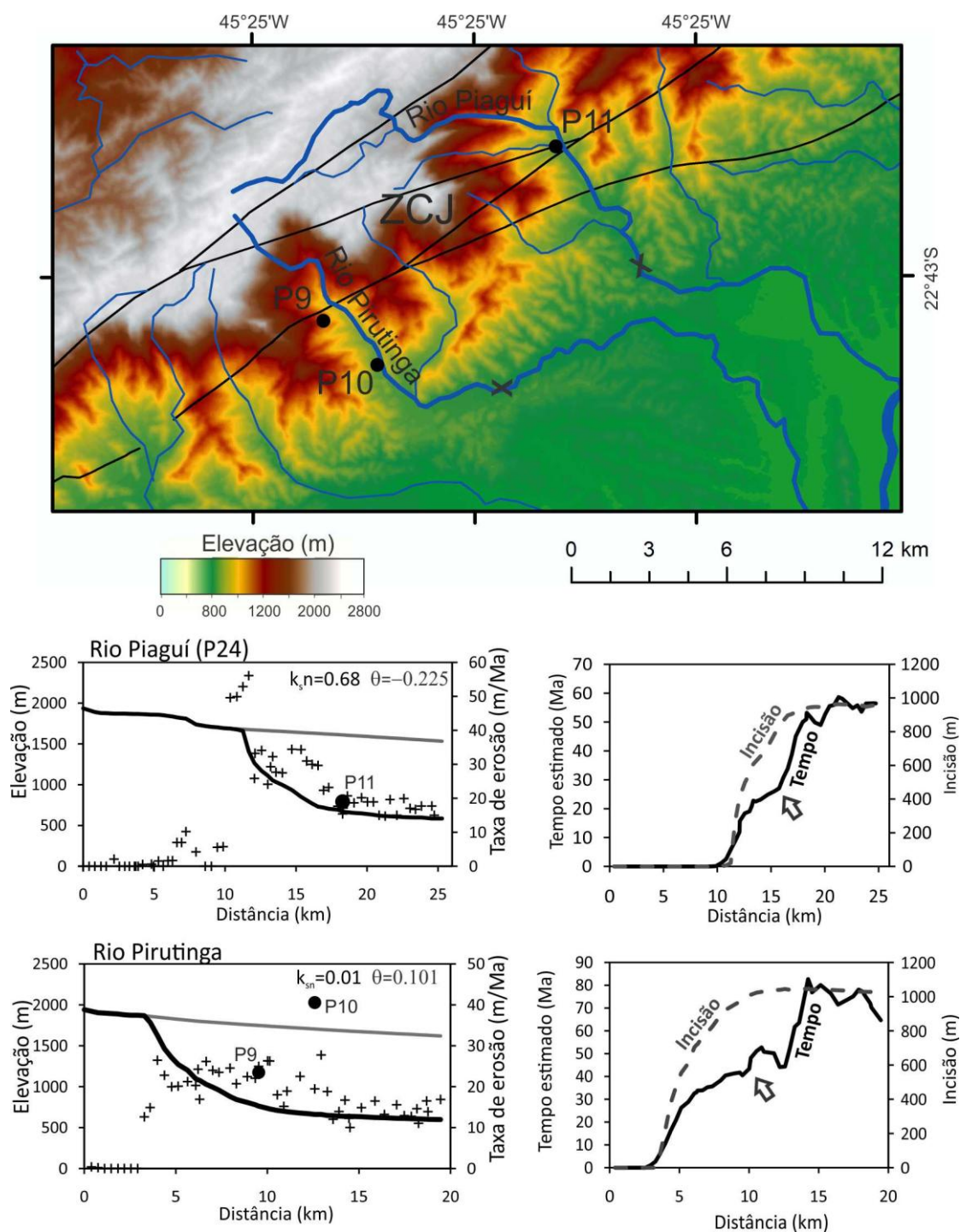


Figura 6.4. Detalhe da borda do Planalto de Campos do Jordão. ZCJ refere-se à Zona de Cisalhamento de Jundiuvira. O (X) no mapa indica o ponto a jusante onde o perfil longitudinal dos rios Piaguí e Pirutinga se encerram nos gráficos localizados à esquerda. A projeção dos perfis longitudinais dos segmentos dos planaltos elevados são identificados pela linha cinza. A localização das amostras de U-Th/He no mapa e suas taxas de erosão nos gráficos são identificadas pelos círculos pretos, e as taxas de erosão modernas, extraídas do mapa de erosão na figura 6.1 são as cruzes. À direita, gráficos de total de incisão e tempo estimado de incisão dos rios analisados. A seta indica início de atenuação da incisão no perfil e superestimação do tempo de incisão.

6.2.1.1. Nota a respeito da Bacia P24 (Rio Piaguí)

A taxa de erosão baixa estimada para a bacia P24 (7 ± 0.1 m/Ma, tabela 5.1) pode parecer contrastar com a estimativa das taxas de incisão do Rio Piaguí apresentadas acima (figura 6.4). No capítulo 5 foi identificado que o tamanho da área de baixo relevo acima do *knickpoint* afeta a taxa média de erosão da bacia, reduzindo-a; neste capítulo, entretanto, foi aferido que esta mesma área, contribuindo com aumento da descarga, intensifica a incisão. Esta, entretanto, não é uma contradição real, a taxa média de erosão da bacia estimada pelo mapa modelado é de 9 m/Ma, o que é bastante similar a taxa observada, apesar da incisão concentrada após o *knickpoint*. Ocorre que no momento que sucede a captura, mudança de nível de base e início de incisão erode e transporta a jusante quantidade significativa de material das áreas de baixo relevo, este material possui alta concentração de ^{10}Be que afeta a taxa média de erosão.

6.2.1. Serra do Mar

Na Serra do Mar a extrapolação dos perfis longitudinais apresenta maiores limitações. Diferente de Campos do Jordão, nas bacias de topografia mista as áreas de planalto elevado já apresentam certo grau de incisão. Deste modo, duas projeções de perfis foram feitas de maneira alternativa. O Rio Ubatuba (Bacia P7) drena essencialmente escarpa, sua projeção então se inicia nos segmentos iniciais fixando θ e k_s extraídos do rio que drena a bacia P26, localizada no reverso da escarpa e compartilhando divisor com a bacia P27. Para o Rio Itamumbuca, a projeção se fez no trecho que antecede ao *knickpoint*, fixando θ e k_s dos segmentos a montante, mesmo que este já apresente certo grau de incisão.

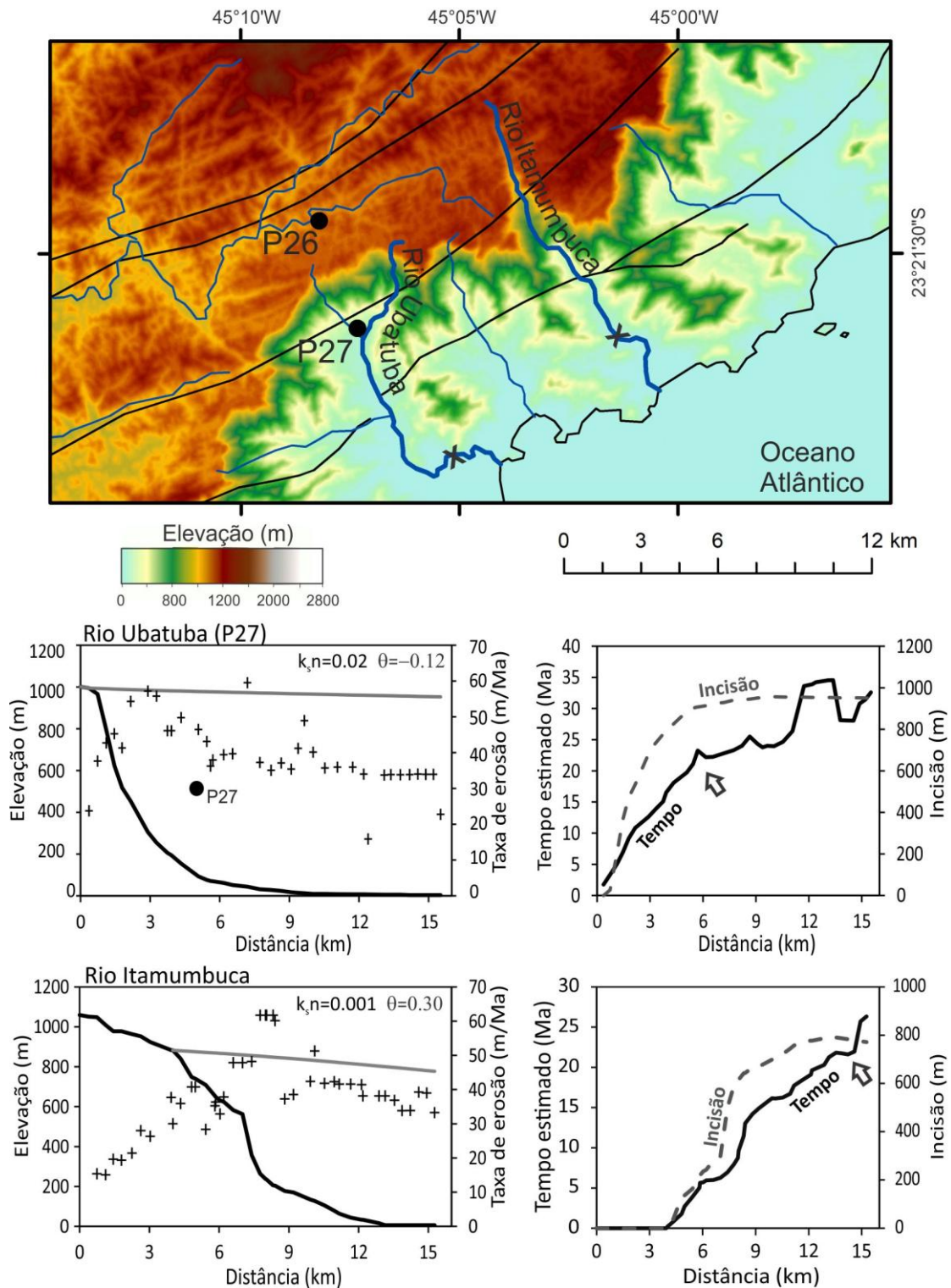


Figura 6.5. Detalhe da escarpa da Serra do Mar. O (X) no mapa indica o ponto a jusante onde o perfil longitudinal dos rios Ubatuba e Itamumbuca se encerram nos gráficos localizados à esquerda. A projeção dos perfis longitudinais dos segmentos dos planaltos elevados são identificados pela linha cinza. A localização das amostras de U-Th/He no mapa e suas taxas de erosão nos gráficos são identificadas pelos círculos pretos, e as taxas de erosão modernas, extraídas do mapa de erosão na figura 6.1 são as cruzes. À direita, gráficos de total de incisão e tempo estimado de incisão dos rios analisados. A seta indica início de atenuação da incisão no perfil e superestimação do tempo de incisão.

Totais entre 800 e 950 metros de incisão foram calculados. Ambos os rios apresentam taxas de erosão entre 35 e 40, com picos de 60 m/Ma, de modo que o tempo estimado para incisão é entre 20 a 25 Ma. Note que estas taxas são superiores a taxa de longo-termo medida pela amostra P27 de 30 m/Ma. Isto favorece a hipótese de soerguimento no Mioceno. Entretanto, o tempo de integração das amostras de ^{10}Be dessa região são menores que aqueles verificados em Campos do Jordão. Com idades inferiores a 20 ka, elas marcam a passagem para o atual período interglacial. O efeito de alta precipitação e temperatura nesta região foi analisado no capítulo 5, produzindo taxas de erosão médias das bacias consideravelmente superiores que as taxas verificadas na Serra da Mantiqueira. Assim, é possível que as taxas de incisão calculadas nestes rios possam estar refletindo momento climático específico.

A proximidade com a taxa de longo termo, entretanto, indica que a média deva oscilar em torno dela. É provável que o estabelecimento das escarpas em posição próximas as atuais tenha ocorrido no Paleogeno, em decorrência da tectônica que originou as bacias continentais terciárias (Zalám e Oliveira, 2005). Como consequência, rios de grande porte que antes desaguavam nesta região se voltaram para o Vale do Paraíba (Cobbald et al., 2001). Os atuais planaltos elevados, suspensos e distantes do nível de base geral entrariam em um lento processo de suavização do relevo, que culmina nas baixas taxas de erosão modernas (figura 6.2). Por outro lado, o relevo montanhoso estaria confinado na atual planície costeira, equilíbrio isostático manteria taxas constantes, com oscilações relacionadas a ciclos climáticos e tectônicos.

6.3. O que dizem as taxas modernas e antigas?

A margem continental do sudeste brasileiro tem história complexa que foge a modelos simplistas de evolução de margens passivas. Pulsos tectônicos posteriores a abertura do Atlântico são registrados com riqueza de dados geológicos (Almeida e Carneiro, 1998) e imprimem sinais marcantes nos dados termocronológicos (Hackspacher et al., 2004; Hiruma et al., 2010). O Cretáceo Superior e o Paleógeno estão registrados nas idades de U-Th-Sm/He em apatitas aqui apresentadas, são períodos que encerram os grandes eventos tectônicos que delinearam a configuração da atual topografia. O Neógeno, por sua vez, representa registros de reativação

tectônica (Riccomini et al. 2004), rearranjo regional do sistema de drenagem (Cobbold et al., 2001) e aumento do aporte sedimentar das bacias oceânicas (Assine et al., 2008). É suposto que tais evidências sejam correlatas a um soerguimento vigoroso, o qual se transforma em objeto de busca nas modelagens térmicas a partir de dados termocronológicos (Cogné et al., 2011; 2012). Porém, este soerguimento não apresentou registros diretos nas idades de U-Th-Sm/He obtidas na região, mesmo que a zona de retenção parcial deste se situe próxima a superfície.

As taxas de erosão modernas derivadas de análise de concentração de ^{10}Be apresentaram valores baixos (5 – 53 m/Ma), distantes dos requeridos para o soerguimento estipulado pelos modelos de Cogné et al. (2012) (> 60 m/Ma). Ou seja, o soerguimento teria que ter tido magnitude insuficiente para afetar os termocronômetros, e teria que ser estabilizado antes do período de integração das taxas do isótopo cosmogênico, mesmo que o suposto motor do processo, a orogênese andina Quechua esteja ainda vigorando.

As taxas de erosão derivadas de ^{10}Be foram avaliadas visando identificar os mecanismos e condicionantes de evolução da paisagem. Foram verificados processos de retroalimentação entre incisão da drenagem, criação de relevo e movimentos de massa em vertente em condições acima do limite de estabilidade. Energia adicional é fornecida por capturas episódicas de drenagens, que alimentam e promovem a migração da zona de incisão para o interior. Estes aspectos apontam para a capacidade da paisagem, a partir de um relevo prévio, auto-evoluir mantendo sua declividade.

Ao extrapolar as taxas de erosão para toda área de estudos, verificou-se que nos pontos chave de evolução da paisagem, como é o caso da incisão das drenagens, há concordância entre taxas modernas e antigas, excetuando-se os picos de soerguimento dos grandes eventos tectônicos. Além disso, a quantificação do tempo estimado para incisão revelou a possibilidade de incisão 1 km desde o Mioceno, sem a necessidade de taxas superiores as atuais, se certas condições existirem: aumento de precipitação e temperatura (Serra do Mar) e captura de bacias de grande porte, gerando descarga concentrada nos *knickpoints* (Campos do Jordão). Entretanto, estas condições são pontuais e limitadas no tempo, o mais provável é a ocorrência de incisão descontínua das atuais escarpas, a partir da diminuição da tectônica do

Paleoceno/Eoceno. Sugere-se que o soerguimento neste período tenha sido contínuo, porém moderado, resultando de resposta isostática da erosão nas escarpas e do campo de esforços regionais (Pedoja et al., 2011). Esta conjugação se manifesta em tectônica rúptil de maneira desigual e pontual, tendo importância na deformação das bacias terciárias (Riccomini et al., 2004) e na destruição das barreiras que separavam as drenagens destas bacias da drenagem que alimenta a bacia de Campos; porém ação discreta nas áreas elevadas (Assumpção, 1998), podendo induzir a ocorrência de capturas de drenagens e deslocamento de divisores topográficos, o que contribui para a migração da onda de incisão, mas não altera a magnitude desta.

Capítulo 7

CONCLUSÕES

A tese se desenvolveu a partir de capítulos temáticos, cada qual com objetivos e conclusões independentes. A condução destes capítulos teve como premissa à utilização e integração de métodos com resolução espacial e temporal diferentes, visando responder questões geomorfológicas interligadas, elencadas na definição dos objetivos gerais da tese no capítulo de introdução. A efeito de conclusão, segue a elaboração de respostas a estas perguntas tendo por base os dados obtidos nesta pesquisa:

1. A paisagem esta em *steady-state*?

Estado estacionário é um conceito cuja análise depende da escala abordada (Schumn e Lichty, 1965). Taxas de denudação estimadas em idades de U-Th-Sm/He em apatitas e em idades de traço de fissão da literatura incluem picos relacionados a pulsos tectônicos que deram forma a compartimentação topográfica regional da margem continental do sudeste brasileiro. Excluindo estes pulsos, as taxas médias fornecidas pelos termocronômetros não se distanciam tanto das taxas modernas derivadas dos isótopos cosmogênicos quanto uma primeira observação poderia sugerir. A extrapolação das taxas para toda a área a partir de análise de regressão múltipla revelou que em pontos centrais de evolução do relevo, como vales incisos, as taxas de longo e de curto termo são semelhantes. Além disso, a concordância (embora grosseira) entre idade e elevação na faixa amostrada para análise de U-Th-Sm/He em apatitas aponta para a relativa antiguidade da forma de relevo em seu aspecto regional. Assim, no longo termo há a tendência de manutenção dos grandes compartimentos topográficos estabelecidos, com as taxas de incisão respondendo a um soerguimento contínuo (Whipple e Tucker, 1999), embora oscilante no tempo, resultante do campo de esforços regionais e resposta isostática.

Ao restringir a escala ao tempo de integração da análise de concentração *in situ* do isótopo ^{10}Be , verificamos uma dinâmica interna aos grandes compartimentos topográficos. O estado de *quasi equilibrium* observado na Namíbia por Bierman e Caffee (2001), com taxas baixas e quase homogêneas nos escarpamentos e nos planaltos elevados não se ajusta a área de estudos. Há erosão diferencial, e perda de

área progressiva dos planaltos elevados pelas regiões escarpadas. A destruição destes planaltos levaria a formação de um relevo montanhoso ao redor do divisor continental, tal qual o Planalto Itatiaia, configurando arranjo topográfico que erode de maneira homogênea e aí então se mantém constante na escala abordada. Se considerando esta estabilização da amplitude de relevo, há mobilidade de divisores e vales, com processos de retomada erosiva e inversão de relevo (Coelho Neto, 2003). Mesmo nas mais estáveis e com baixas taxas de erosão, como nos planaltos elevados de Campos do Jordão e Bocaina, há nos últimos 50 ka retomadas erosivas e soterramento de paleossolos por processos de coluviamento (Modenesi e Gauttieri, 2000; Hiruma et al., 2013). A manutenção das formas de relevo em uma escala regional se dá então apesar de, e a partir da heterogeneidade espacial e oscilações temporais dos processos erosivos.

2. Quais os principais eventos tectônicos definidores da estrutura do relevo regional?

As idades e histórias de resfriamento térmico obtidas pela análise de U-Th-Sm/He em apatitas apontam para três pulsos de soerguimento, em acordo com e com dados geológicos (Almeida, 1976; Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005) e com idades de traço de fissão em apatitas (Hackspacher et al., 2004, Hiruma et al., 2010): Cretáceo Inferior, marcando ruptura do Gondwana e a formação da margem continental do sudeste brasileiro, um soerguimento regional durante o Cretáceo Superior acompanhado de intrusões alcalinas, e a formação do rifte continental e a individualização da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira no Paleógeno. Durante o Neógeno reativações tectônicas deformaram as bacias terciárias e promoveram a reorganização do sistema de drenagens, imprimindo à paisagem a configuração atual. Entretanto, a magnitude destes eventos não afetou as idades aqui apresentadas nem alterou a primeira ordem de grandeza da compartimentação topográfica regional. Aparentemente, a tectônica deste período é relacionada a um soerguimento moderado, se comparado aos pulsos precedentes.

3. Como se dá a evolução do relevo em contexto de margem passiva?

Uma redução das taxas de erosão sucede o final do estágio rifte e de reativações tectônicas. A morfologia dos grandes escarpamentos, porém, persistem. A despeito da dicotomia entre retração de escarpas ou escavação destas a partir de um divisor fixo, Bishop (2007) alertou para a ocorrência simultânea dos dois processos, e pudemos identificá-los em nossas análises. Valores limites tanto para ângulo de vertente quanto para incisão das drenagens apontam para o ajustamento e a retroalimentação entre ambos os processos. A depender do nível da capacidade de escoamento, esta retroalimentação mantém o relevo constante após escavação das paredes escarpadas (Tucker e Slingerland, 1994). Além de um suposto soerguimento contínuo devido resposta isostática a retirada de material e ao campo de esforços regional, energia adicional é fornecida por capturas de drenagem episódicas, que promovem a migração (retração) das linhas de escarpa para o interior, iniciando a escavação de relevo escarpado em áreas elevadas de baixo relevo, outrora suspensos do nível de base geral.

6. Qual o papel do clima na distribuição das taxas de erosão?

Condições de alta pluviosidade e temperatura na Serra do Mar alimentam a incisão dos rios, aceleram o intemperismo químico e desencadeiam movimentos de massa em vertentes em condições limite de estabilidade. Assim, as taxas de erosão modernas da Serra do Mar são em média até duas vezes maiores que as taxas das demais regiões abordadas, as quais possuem morfologia bastante semelhantes. Deste modo o clima responde pela variabilidade espacial das taxas atuais em relevos cuja incisão dos rios e declividades das vertentes atingiram valores limites. Em longo termo, dentro de um regime tectônico, é de se esperar que as mudanças climáticas resultem em oscilações em torno das médias de taxas de erosão, ainda mais se considerando a ocorrência de mudanças mais drásticas que as verificadas atualmente.

4. A neotectônica tem papel relevante durante o Quaternário superior?

As taxas de erosão estimadas por ^{10}Be estão dentro de um intervalo comum a outras margens passivas (Heimsath et al., 2006; Vanacker et al., 2007; Mandal et al., 2015); localmente, as taxas, em toda sua variabilidade, respondem a um contexto

tectônico que remonta o início do Neógeno. Dito isto, se considerando que a ocorrência de capturas de drenagem resulta de atividades neotectônicas, estas possuiriam papel de relevância em direcionar a evolução do relevo. Entretanto, a neotectônica não altera a variabilidade regional da magnitude das taxas de erosão, tal qual observado com as condições climáticas, ela apenas promove a migração da onda de erosão para o interior.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. 1956. Etat actuel des connaissances sur les niveaux d' érosion et les surfaces d' aplanissement Du Brésil. In: CONGRÉS INTERNATIONAL DE GEOGRAPHIE. 18., Rio de Janeiro, 1956. Repor. New York, Union Geographique Internationale, s. d. v.5; pp. 7-27.
- AB'SABER, A. N. 1962. Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação Pós-Cretácios do Brasil. 80f. Tese (Concurso para a cadeira de Geografia Física) - Depto. Geografia, Universidade Federal do Paraná.
- AB'SABER, A. N. 1998. Megageomorfologia do Território Brasileiro. Pp. 71–106. In: Cunha, S. B. & A. J. T. Guerra (Eds.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro, Bertrand, 388p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do Estado de São Paulo. IGG, Boletim N.º 41, 263 p.
- ALMEIDA F.F.M. de. 1972. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: IUGS, Int. Geol. Congress, 24, Montreal, Proc Section, 3:339-346.
- ALMEIDA F.F.M. 1976. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc., 48(Supl.):15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- ASSINE, M. L., CORRÊA, F. S., CHANG, H. K. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: Importância na exploração de hidrocarbonetos, Rev. Bras. Geociênc., 38, 111–127.
- ASSUMPÇÃO, M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin, Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 160–169.
- ASSUMPÇÃO, M., SCHIMMEL, M., ESCALANTE, C., ROCHA, M., BARBOSA, J.R., BARROS, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. Geophysical Journal International 159, 390–399.
- ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M.; JULIÀ J., DIAS, F.L., FRANÇA, G., NASCIMENTO, R., DROUET, S., PAVÃO, C.G., ALBUQUERQUE, D.F., LOPES, A.E.V. 2013. Crustal Thickness Map of Brazil: Data Compilation and Main Features. Journal of South American Earth Sciences 43, 74-85.
- BALCO, G., STONE, J.O., LIFTON, N.A., DUNAI, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. Quat. Geochronol. 3, 174–195. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>.
- BALCO G., SOREGHAN G.S., SWEET D.E., MARRA K.R., BIERMAN P.R., 2013. Cosmogenic-nuclide burial ages for Pleistocene sedimentary fill in Unaweep Canyon, Colorado, USA. Quaternary Geochronology, v. 18, pp. 149-157
- BALDWIN, J.A.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G.E. 2003. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. Journal of Geophysical Research 108: 2158. DOI: 10.1029/2001JB000550.
- BALESTRIERI, M.L., STUART, F.M., PERSANO, C., ABBATE, E., BIGAZZI, G., 2005, Geomorphic development of the escarpment of the Eritrean margin, southern Red Sea: Combined use of fission track and (U-Th)/He Thermochronometry: Earth and Planetary Science Letters, v. 231, p. 97-110.

- BARRETO, H. N.; VARAJÃO C. A. C.; BRAUCHER R.; BOURLÈS, D. L.; SALGADO, A. A.R, VARAJÃO, A. F.D.C. 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology* 191 (2013) 1–13.
- BEHLING, H.; ARZB, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 179:227–243.
- BIERMAN, P.R., CAFFEE, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *Am. J. Sci.* 301, 326–358. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.326>.
- BIERMAN, P.R., COPPERSMITH, R., HANSON, K., NEVELING, J., PORTENGA, E.W., ROOD, D.H., 2014. A cosmogenic view of erosion, relief generation, and the age of faulting in southern Africa. *GSA Today* 24, 4–11. <http://dx.doi.org/10.1130/GSATG206A.1>.
- BIGARELLA, J.J., AB'SABER, A.N. 1964. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, v.8. p.286-312.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. 1965. Processes and Environments of the Brazilian Quaternary. In: INQUA Congress, 10, Rio de Janeiro. *Caderno Especial_ Rio de Janeiro: UFRJ*, 1965. 156p.
- BISHOP, P. 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 329-365.
- BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 327-328, 97–110. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.02.005.
- BRAUN, J. 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Sciences Letters* 200:331-343.
- BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P. 2004. Evolution of passive margin escarpments: what can we learn from low-temperature thermochronology? *Journal of Geophysical Research* 109: F04009. DOI: 10.1029/2004JF000147.
- BRAUN, J.; SIMON-LABRIC, T.; MURRAY, K. E.; REINERS, P. W. 2014. Topographic relief driven by variations in surface rock density. *Nature Geoscience* 7, 534–540. DOI: 10.1038/ngeo2171.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M .C.; FUCK, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3):155-166.
- BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Sciences Letters*. v. 129, p. 193-202.
- BROWN, R. W.; GALLAGHER, K.; GLEADOW, A. J. W.; SUMMERFIELD, M. A. 2000a. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield MA (ed.). Wiley: Chichester; 255–281.
- BROWN, R. W.; SUMMERFIELD, M. A.; GLEADOW, A. J. W. 2000b. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission-track thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 107: 2350. DOI:10.1029/2001JB000745.

- BROWN, R. W.; BEUCHER, R.; ROPER, S.; PERSANO, C.; STUART, F.; FITZGERALD, P. 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 478–497
- BURBANK, D.W., LELAND, J., FIELDING, E., ANDERSON, R.S., BROZOVIC, N., REID, M.R., DUNCAN, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379, 505–510.
- BURBANK, D. W.; BLYTHE, A. E.; PUTKONEN, J.; PRATT-SITULA, B.; GABET, E.; OSKIN, M.; BARROS, A.; OJHA, T. P. 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* 426: 652–655
- CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D.C. 2012. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology* 173–174, 118–127.
- COBBOLD, P. R., MEISLING, K. E. , MOUNT, V. S. 2001. Reactivation of na obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, southeastern Brazil, *AAPG Bull.*, 85, 1925–1944.
- COCKBURN, H.A.P., BROWN, R.W., SUMMERFIELD, M.A., SEIDL, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 429–435.
- COCKBURN, H. A. P., SUMMERFIELD, M. A. 2004. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography* 28: 1–42.
- COELHO NETTO, A. L. 2003. Evolução de cabeceira de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): A formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.4, n.2, pp.118-167.
- COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P. R. 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth Planet Sci Lett* 309:118– 130. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.025.
- COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P. R., RICCOMINI, C., GAUTHERON, C. 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. *J Geophys Res* 117:B11413. doi:10.1029/2011JB009340.
- COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P. R., RICCOMINI, C., GAUTHERON, C. 2012b. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. *J South Am Earth Sci* 42:194–204. doi:10.1016/j.jsames.2012.09.011.
- CONTRERAS, J., ZÜHLKE, R., BOWMAN, S., BECHSTÄDT, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins), *Mar. Pet. Geol.*, 27, 1952–1980, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007.
- CODILEAN, A. T. 2006. Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31, 785–794. DOI: 10.1002/esp.1336.
- COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil: *Geologische Rundschau* 60:1024-1050.
- CREPRANI, E.; MEDEIROS, J. S. DE; FILHO, P.H.; FLORENZANO, T. G.; DUARTE,V.; BARBOSA, C.C.F. 2001. Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao zoneamento ecológico –

econômico e ao ordenamento territorial. São José dos Campos, INPE. 124 p. (INPE – 8454 – RPQ/722).

CRUZ, F. W. et al. 2009 Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. *Past Climate Variability in South America and Surrounding 29 Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, eds Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (Springer, Dordrecht, The Netherlands), pp 29–60.

DADSON, S. J., HOVIUS, N., CHEN, H., DADE, W. B., HSIEH, M-L, WILLETT, S. D., HU, J-C, HORNG, M-J, CHEN, M-C, STARK, C., LAGUE, D., LIN, J-C. 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426: 648–651.

da SILVA, A.S., GUERRA, A.J.T., POLIVANOV, H. et al. *Nat Hazards* (2016) 81: 1177. doi:10.1007/s11069-015-2126-7

De MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista brasileira de Geografia*, São Paulo. v. 5, n. 4, p. 532-550.

De PLOEY, J.; CRUZ, O. 1979. Landslides in the serra do mar, Brazil. *Catena* 6, 111 – 122.

DiBIASE, R. A.; WHIPPLE, K. X.; HEIMSATH, A. M.; OUIMET, W. B. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 134–144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036>.

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. 1991. Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *APEA Journal* 31: 131–142.

DUNAI, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. (199 pp.).

EGHOLM, D.L., KNUDSEN, M.F., SANDIFORD, M., 2013. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. *Nature* 498, 475–478. <http://dx.doi.org/10.1038/nature12218>.

EHLERS, T.A.; FARLEY, K.A. 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206: 1–14.

ENGLAND, P. C.; MOLNAR, P. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18: 1173–1177.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J. 2007, The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics* 45, RG2004. DOI:10.1029/2005RG000183.

FARLEY, K. A.; WOLF, R. A.; SILVER, L.T. 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages, *Geochim.Cosmochim. Acta* 60 (1996) 4223-4229

FARLEY, K. A. 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal Geophysical Research* v.105, p. 2903-2914.

FARLEY, K. A. 2002. (U–Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, in: P.D. Porcelli, C.J. Ballentine, R. Wieler (Eds.), *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* vol. 47 (2002), pp. 819-843.

FELLIN, M. G.; ZATTIN, M.; PICOTTI, V. 2005. Relief evolution in northern Corsica (western Mediterranean): Constraints on uplift and erosion on long-term and short-term timescales. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 110, F01016, doi:10.1029/2004JF000167.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMEZ, R. A. T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena* 55, 163–181. DOI: 10.1016/S0341-8162(03)00115-2.

FETTER, M. 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration, *Mar. Pet. Geol.*, 26, 873–886, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.06.005.

FLEMING, A.; SUMMERFIELD, M. A.; STONE, J. O.; FIFIELD, L. K.; CRESSWELL, R. G. 1999. Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ-produced cosmogenic ³⁶Cl: initial results. *Journal of the Geological Society of London* 156: 209–212.

FLINT, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973.

FLOWERS, R. M.; KETCHAM, R. A.; SHUSTER, D. L.; FARLEY, K. A. 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 2347–2365, doi:10.1016/j.gca.2009.01.015.

FLOWERS, R. M.; KELLEY, S. A. 2011. Interpreting data dispersion and —inverted|| dates in apatite (U–Th)/He and fission-track datasets: an example from the US midcontinent. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(18), 5169–5186.

FRANCO-MAGALHAES, A. O. B. ; CUGLIERI, M. A. A. ; HACKSPACHER, P. C. ; SAAD, A. R. 2013. Long-term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian passive continental margin: Taubaté basin. *International Journal of Earth Sciences* (1999. Print), v. 1, p. 1.

FREITAS, A. G.; CARVALHO, M. A.; MENDONÇA, C. B. F.; GONÇALVES-ESTEVEZ, V. 2013. Pollen grains in Quaternary sediments from the Campos Basin, state of Rio de Janeiro, Brazil: Core BU- 91-GL-05. *Acta Bot Brasilica* 27:761–772.

FURIAN, S.; BARBIÉRO, L.; BOULET, R. 1999: Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. *Catena* 38, 65–83.

GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., 1994. 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* 8 (1), 65–77.

GALLAGHER, K.; BROWN, R. W.; JOHNSON, C. 1998. Fission track analysis and its application to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 26: 519–572.

GALLAGHER, K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, *J. Geophys. Res.*, 117, B02408, doi:10.1029/2011JB008825.

GAUTHERON, C.; TASSAN-GOT, L.; BARBARAND, J.; PAGEL, M. 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology, *Chemical Geology.*, 266, 157–170, doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

GENARO, D. T. 2008. 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. 2008. 131 f.

Dissertação - (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

GILCHRIST, A.R.; SUMMERFIELD, M.A., 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 55-84.

GONZALEZ, V. S.; BIERMAN, P. R.; FERNANDES, N. F.; HOOD, D. H. Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic ^{10}Be . *Geomorphology* 268 (2016) 54–63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.024>.

GRANGER, D. E. Cosmogenic nuclides. 2007. Landscape evolution. In: ELIAS, S. A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Sciences*: Amsterdam: Elsevier. p. 445-452.

GREEN, P.F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1: a qualitative description. *Chemical Geology – Isotope geoscience Section* (59) 4: p. 237-253.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R. 2006. Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3), 541-547.

GUNNELL, Y.; HARBOR, D. 2010. Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins. *Earth Surf. Process. Landf.* 35, 1373–1385. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1973>.

HACK, J. T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Ed.). *Theories of landform development*. London: Allen & Unwin, 1975. p. 87-102.

HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLER NETO, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; DANTAS, E.L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, v. 7, n. 1, p. 91 – 101, 2004.

HACKSPACHER, P. C., GODOY, D. F., RIBEIRO, L. F. B., HADLER NETO, J. C., A. O. B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(4 - suplemento): 76-86, dezembro de 2007.

HAFFER, J. 1969. Speciation in amazonian forest birds. *Science* 165(3889):131–137.

HAMZA V.M., FRANGIPANI A., Becker E.A., Mioto J.A. 1989. Mapas geotermiais do Brasil. Relatório interno do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, SP. Brasil, IPT - nº 27069.

HAMZA, V. M.; CARDOSO, R. A.; GOMES, A. J. L. 2005. Gradiente e fluxo géotérmico na região sudeste: Indícios de calor residual do magmatismo alcalino e implicações para maturação térmica de sedimentos na plataforma continental, paper presented at III Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, Brazil.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA J.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U. Mohriak, M. Talwani (eds). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, D.C., AGU, *Geophysical Monograph* 115, p. 1-32.

HEILBRON M.; MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOSNETO, M. C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A.; 2004 - Província Mantiqueira, p. 204-234. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI,

A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.; (org) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 647p.

HEIMSATH, A. M.; CHAPPELL, J.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology* 28: 787–790.

HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., FINKEL, R. C., FIFIELD, K., ALIMANOVIC, A., 2006. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia, in Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., and Fisher, D.M., eds., *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper 398*, p. 173–190.

HEIMSATH, A.M., FINK, D., HANCOCK, G.R., 2009. The 'humped' soil production function: eroding Arnhem Land, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.* 34 (12), 1674–1684.

HIJMAN, R.J., CAMERON, S.E., PARRA, J.L., JONES, P.G., JARVIS, A., 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.* 25 (15), 1965–1978.

HIRUMA S.T. et al. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development *Gondwana Research* 18 (2010) 674–687.

HIRUMA, S.T., MODENESI-GAUTTIERI, M.C., RICCOMINI, C. 2013. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences. *Boreas* (Oslo. Trykt utg.) 42, 306–316.

KARL, M.; GLASMACHER, U. A.; KOLLENZ, S. ; FRANCO-MAGALHAES, A. O.B. ; STOCKLI, D. F. ; HACKSPACHER, P. C. 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U-Th-Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics* (Amsterdam), v. 604, p. 224–244.

KAWAMURA, K.; PARRENIN, F.; LISIECKI, L.; UEMURA, R.; VIMEUX, F.; SEVERINGHAUS, J.; HUTTERLI, M.; NAKAZAWA, T.; AOKI, S.; JOUZEL, J.; RAYMO, M.; MATSUMOTO, K.; NAKATA, H.; MOTOYAMA, H.; FUJITA, S.; GOTO-AZUMA, K.; FUJII, Y.; WATANABE, O. 2007. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*. 448. 912–6. 10.1038/nature06015.

KETCHAM, R. A.; DONELICK, D.A.; CARLSON, W. D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geologic time scales, *Am. Mineral.* 84 (1999) 1235–1255.

KING, L.C. 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, V.18, N.2, P.147–265.

KOHL, C.P., NISHIIZUMI, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583–3587.

LAL, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 424–439. DOI:10.1016/0012-821X(91)90220-C.

LEGRAIN, N.; STÜWE, K.; WÖFLER, A. 2014. Incised relict landscapes in the eastern Alps: *Geomorphology*, v. 221, p. 124–138, DOI:10.1016/j.geomorph.2014.06.010

LEGRAIN, N.; DIXON, J.; STÜWE, K.; VON BLANCKENBURG, F.; KUBIK, P. 2015. Post-Miocene landscape rejuvenation at the eastern end of the Alps. *Lithosphere*. v. 7; no. 1; p. 3–13. DOI: 10.1130/L391.1.

LEITE, Y. L. R. *et al.* Neotropical forest expansion during the last glacial period challenges refuge hypothesis. *PNAS*. 11 jan 2016.

LEPSCH, I. F. 2011. 19 lições de Pedologia. São Paulo: Oficina de Textos.

LISIECKI, L. E.; RAYMO M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

LOPES, E. S. S. Modelagem espacial dinâmica em sistema de informação geográfica – uma aplicação ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista. Rio Claro, 2006. Thesis (PhD in Geosciences and environment) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro. 320 p.

MACHADO N., VALLADARES C, HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79:347-361.

MANDAL, S. K. et al. 2015. Spatial variability of ^{10}Be -derived erosion rates across the southern Peninsular Indian escarpment: A key to landscape evolution across passive margins. *Earth and Planetary Science Letters* 425 (2015) 154–167

MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology* 30: 1135–1138.

MATMON, A., BIERMAN, P.R., LARSEN, J., SOUTHWORTH, S., PAVICH, M., FINKEL, R., CAFFEE, M., 2003. Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *Am. J. Sci.* 303, 817–855.

MCKENZIE, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planet Sci. Lett.*, v. 40, 25-32.

MEESTERS, A. G. C. A.; DUNAI, T.J. 2002. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with a-erosion and non-homogeneous distribution of the source, *Chem. Geol.* 186 (2002) 57-73.

MILANI, E.J., RAMOS, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:527-544.

MILANI E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p.265-279.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C. 2000. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 508–514.

MODENESI-GAUTTIERI M.C., HIRUMA S.T., RICCOMINI C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwest flank of the continental rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43:257-271.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C., DE TOLEDO, M. C. M., HIRUMA, S. T., TAIOLI, F., SHIMADA, H. 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau, *Catena*, 85, 221–230, doi:10.1016/j.catena.2011.01.006.

MOHRIAK, W. U., 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: V. Mantesso – Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B. Brito-Neves (eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XVIII, p. 293 – 318.

MONTGOMERY, D. R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *Am. J. Sci.* 301, 432_454.

- MONTGOMERY, D. R.; BRANDON, M.T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201, 481–489. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00725-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2).
- NICHOLS, K.K., BIERMAN, P., ROOD, D.H., 2014. ^{10}Be constrains the sediment sources and sediment yields to the Great Barrier Reef from the tropical Barron River catchment, Queensland, Australia. *Geomorphology* 224, 102–110.
- NISHIZUMI, K.; IMAMURA, M.; CAFFEE, M. W.; SOUTHERN, J. R.; FINKEL, R. C.; MCANINCH, J. 2007. Absolute calibration of Be-10 AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, v. 258, n. 2, p. 403–413, 2007.
- OLLIER, C.D. 1985. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In *Tectonic Geomorphology*, Morisawa M, Hack JT(eds). Allen and Unwin: Boston, MA; 3–25.
- OLLIER, C. D.; PAIN, C. F. 1997. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. *Geomorphology* 19: 1–15.
- OUMET, W. B.; WHIPPLE, K. X.; GRANGER, D. E. 2009. Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology* 37, 579–582. <http://dx.doi.org/10.1130/G30013A.1>.
- PAZZAGLIA, F. J.; GARDNER, T. W.; MERRITTS, D. J. 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 107, editado por K. J. Tinkler e E. E. Wohl, pp. 207–235, AGU, Washington, D. C..
- PAZZAGLIA, F. J.; BRANDON, M. T. 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia Forearc High, western Washington State *American Journal of Science*, Vol. 301, April/May, 2001, P. 385–431.
- PEDOJA, K., et al. (2011), Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide?, *Earth Sci. Rev.*, 108, 1–15, doi:10.1016/j.earscirev.2011.05.002.
- PERSANO, C.; STUART, F. M.; BISHOP, P.; BARFOD, D.N. 2002, Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment of the southeastern Australian passive margin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 79–90.
- PESSENDA, L. C. R. et al. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quat Res* 71:437–452.
- PIVEL, M. A. G.; TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B. 2010. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the southeastern Brazilian continental margin since the Last Glacial Maximum. *Revista Brasileira de Paleontologia* 13:79–88.
- PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R. 2011. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today* 21, 4–10. <http://dx.doi.org/10.1130/G111A.1>.
- PRANCE, G.T. 1982. *Biological Diversity in the Tropics*. Columbia University Press, New York.
- PRICE B. P.; WALKER, R. M. Observation of charged-particle tracks in solids. *Journal Applied Physical*, v. 33, p. 3400-3406, 1962b.
- PUPIM, F. N.; BIERMAN, P. R. ; ASSINE, M. L. ; ROOD, D. H. ; SILVA, A. ; MERINO, E. R., 2015. Erosion rates and landscape evolution of the lowlands of the Upper Paraguay river basin (Brazil) from cosmogenic ^{10}Be . / *Geomorphology* 234. 151–160. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.016>.

- RAAB, M. J.; BROWN, R. W.; GALLAGHER, K.; CARTER, A.; WEBER, K. 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: Constraints from apatite fission track analysis, *Tectonophysics*, 349, 75–92, doi:10.1016/S0040-1951(02)00047-1.
- RADAM BRASIL. 1983. Secretaria Geral – Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAM BRASIL; Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória: VOLUME 32.
- REINERS, P. W.; EHLERS, T. A.; MITCHELL, S. G.; MONTGOMERY, D. R. 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426: 645–647.
- REINERS, P.W.; BRANDON, M.T. 2006. Using the Thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 34, p. 419-466.
- REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; DA SILVA, J. R.; BOURLÉS, D.; LEÁNNI, L. 2013. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do rift continental do sudeste do Brasil: Uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo termo. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14 (2), 221–234. DOI: 10.20502/rbg.v14i2.416.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift continental do Sudeste do Brasil. 1989. 256 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- RICCOMINI, C.; SANT’ANNA, L.G. & FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ CARNEIRO, C. & BRITO NEVES, B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. 2005. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Ed.) *Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp-Fapesp, 2005. p. 31-56.
- RICCOMINI, C.; HIRUMA, S.T.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C. 2008. The evolution of the elevated, passive continental margin of southeastern Brazil: Magmatism, changes of stress field, uplift, and river captures. 33th International Geological Congress, Oslo, IUGS, Abstract, CD-ROM.
- RIEBE, C.S., KIRCHNER, J.W., FINKEL, R.C., 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67 (22), 4411–4427.
- ROERING, J.J., KIRCHNER, J.W., DIETRICH, W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resour. Res.* 35, 853–870.
- RÖMMER, W. Accordant summit heights, summit levels and the origin of the “upper denudation level” in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): A study of hillslope forms and processes., 2008. *Geomorphology* 100. 312–327, DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.01.001.
- ROSENKRANZ, R.; SCHILDGEN, T; WITTMANN H; SPIEGEL, C. 2018. Coupling erosion and topographic development in the rainiest place on Earth: Reconstructing the Shillong Plateau uplift history with in-situ cosmogenic ¹⁰Be. *Earth and Planetary Science Letters*. 483(2018)39–51, DOI: 10.1016/j.epsl.2017.11.047
- SALGADO, A.A.R., BRAUCHER, R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., VARAJÃO, A.F.D.C., NALINI Jr., H.A., 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of ¹⁰Be cosmogenic nuclide. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, 317–323.

- SALGADO, A. A. R.; MARENT, B. R.; CHEREM, L. F. S.; BOURLÈS, D.; SANTOS, L. J. C.; BRAUCHER, R.; BARRETO, H. N. 2014. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ^{10}Be concentration in river sediment. *Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. 39, 311–319.
- SALGADO, A. A. R., REZENDE, E. D. A., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R., SILVA, J. R. D., GARCIA, R. A. 2016 Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments, *Journal of South American Earth Sciences* (2016), doi: 10.1016/j.jsames.2016.02.002.
- SANT'ANNA NETO, J., 2005. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. 886 *Revista Brasileira de Climatologia*, 1, 43–60.
- SCHARF, T. E.; CODILEAN, A. T.; De WIT, M.; JANSEN, J. D.; KUBIK, P. W. 2013. Strong rocks sustain ancient postorogenic topography in southern Africa. *Geology* 41, 331–334. <http://dx.doi.org/10.1130/G33806.1>.
- SCHERLER, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. 2014. Tectonic control on ^{10}Be -derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India. *J. Geophys. Res.* 119, 83–105. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JF002955>.
- SCHMITT R.S., TROUW R.A.J., VAN SCHMUS, W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (« 520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, using U-Pb in syntectonic veins. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Lençóis. Extended Abstracts.
- SCHUMM, S.A.; LICHTY, R.W. 1965: Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science* 263, 110-19.
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2, 1-7. DOI: 10.5194/esurf-2-1-2014, Discussion paper: 10.5194/esurfd-1-261-2013]. open access and software available here DOI: 10.1594/IEDA/100175.
- SIAME, L.; BRUACHER, R. & BOURLÈS, D.L. 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin Société Géologue de France*, 171(4): 383-396.
- SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; HADLER NETO, J. C. 2011. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de traço de fissão e U-Th/He em apatitas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. V. 12, no. 3.
- Sordi, M. C; Salgado, A. A. R.; Siame, L.; Bourlès, D.; Paisani, J. C.; Léanni, L.; Braucher, R.; Couto, E. V.; ASTER Team. 2018. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology* 306 (2018) 155–169. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.01.007.
- STONE, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.* 105, 23753–23759. DOI: 10.1029/2000JB900181.
- SUGUIO, K., ANGULO, R.J., CARVALHO, A.M., CORRÊA, I.C.S., TOMAZELLI, L.J. VILWOCK, J.A., VITAL, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C.R.G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., OLIVEIRA, P.E. (Orgs). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: ABEQUA / Holos Editora, 382p.
- SULLIVAN, C.L., 2007. ^{10}Be Erosion Rates and Landscape Evolution of the Blue Ridge Escarpment, Southern Appalachian Mountains. University of Vermont, Burlington, VT, M.Sc. (76 pp).

- SUMMERFIELD, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical. Co-published by JohnWiley and Sons Inc., New York, 537 pp.
- SUMMERFIELD MA. 2005. The changing landscape of geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 779–781. DOI: 10.1002/esp.1250.
- TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. 2003. Recognition of cretaceous, Paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 15, n. 7, p. 765-774.
- TELLO, C. A. S. - 1994. Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatitas – Instituto de Física GLEB WATAGHIN-UNICAMP, Tese de Mestrado. 103p.
- THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A. L. 1998. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 2, v. 29, p. 189-194
- THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A. M.; LEÃO, J. G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for south american plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3-4, p. 383-389.
- TOMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. The Pan- African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent África*. Rotterdam, Balkema. 366 p.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 99(B6), 12229-12243.
- VALERIANO C. M., MACHADO N., SIMONETTI A., VALLADARES C. S., SEER H.J., SIMÕES L. S. A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research* 130: 27-55.
- VANACKER, V., von BLANCKENBURG, F., HEWAEASAM, T., 2007. Constraining landscape development of the Sri Lankan Escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 402–414.
- van der Wateren FM, Dunai TJ. 2001. Late Neogene passive margin denudation history – cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change* 30: 271–307.
- von BLANCKENBURG, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 462–479. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>.
- XU, C.; DOUGANS, A. B.; FREEMAN, S. P. H. T.; SCHNABEL, C.; WILCKEN, K. M. 2010. Improved ^{10}Be and ^{26}Al -AMS with a 5 MV spectrometer. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 736–738. DOI: 10.1016/j.nimb.2009.10.018.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104, 17,661–17,674.
- WHIPPLE, K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185.

- WILDMAN, M. 2015. Reassessing the structural and geomorphic evolution of a 'classic' Atlantic type passive margin: an integrated study of the Namaqualand sector of the South African continental margin. PhD thesis. School of Geographical and Earth Sciences College of Science and Engineering University of Glasgow.
- WOBUS, C., WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398, 55–74.
- WOLF, R. A., FARLEY, K. A., SILVER, L. T. 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, p. 4231-4240.
- ZALÁN, P.V. 2004. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MONTESSO NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. *Geologia do Continente SulAmericano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p.595-612.
- ZALAN, P. V., & OLIVEIRA, J. B. A. 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Geociências. Petrobras, Rio De Janeiro*, V. 13, N. 2, P. 269-300.