# 6 EVOLUÇÃO DE LONGO TERMO DO GRÁBEN DO RIO DOS BAGRES

Métodos termocronológicos como Traço de Fissão em apatita e (U-Th-Sm)/He em apatita podem fornecer informações de T – t (tempo e temperatura) de rochas próximas à superfície terrestre. Esses métodos são usados para fornecer o tempo, a quantidade e a taxa de resfriamento/denudação associados a orogenias de montanhas, deformação crustal, tectônica distensional ou evolução da paisagem.

Neste estudo, foram realizados datações por (U-Th-Sm)/He em apatitas, análise dos comprimentos dos traços de fissão e histórias térmicas de estudos prévios, objetivando entender a evolução de longo-termo da paisagem do gráben do rio dos Bagres, bem como relacionar a evolução do gráben com a sedimentação da Bacia de Campos no Cenozoico.

Serão apresentadas histórias térmicas de cinco amostras (tabela 2) em diferentes altitudes, e distribuidas nos compartimentos apresentados no capítulo 4, no interior do gráben do rio dos Bagres. Também será discutida a dispersão das idades de (U-Th-Sm)/He que apresentaram idades mais antigas do que as idades de traço de fissão em apatitas. Os dados serão discutidos à luz de BROWN *et al.* (2013), FITZGERALD *et al.* (2006), SPIEGEL *et al.* (2009) que discutem a interpretação de dados de (U-Th-Sm)/He para amostras que passaram por uma história términa complexa. Foi considerada para os cálculos de taxa de denudação a temperatura de fechamento do sistema (U-Th-Sm)/He em apatita em 70 °C e gradiente geotérmico de 25°C/km (GOMES & HAMZA, 2005).

Ao final, foi proposto um cenário evolutivo termal alternativo para a Depressão do Alto Rio Pomba como um todo, que pudesse sinalizar uma origem relacionada aos hiatos erosivos da Bacia de Campos. Gerou-se novos modelos com restrições térmicas baseado em informações da Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Os dados térmicos de TFA (CARMO, 2005) e (U-Th-Sm)/He em apatita forneceram um cenário evolutivo por denudação entre o Devoniano e o Oligoceno, quando a amostra mais nova (LO-075) chegou a superfície ~ 20°C. A partir do Mioceno, pacotes sedimentares de arenitos conglomeráticos da Formação Emborê e a Formação Barreiras surgem na coluna estratigráfica da Bacia de Campos com mais representatividade, sugerindo um possível soerguimento continental para corresponder a esse aumento de sedimentos.

Neste cenário alternativo, os critérios para a modelagem térmica foram sinais de eventos que pudessem representar um soerguimento continental e fornecimento de sedimentos por uma

área fonte: i) transgressão marinha e recuo abrupto no nível do mar; ii) hiato erosivo de grande alcance afetando a área costeira, proximal e distal da bacia; iii) pacote sedimentar expressivo, acima do hiato erosivo e recuo do nível do mar.

Dessa forma, foi escolhido o hiato erosivo que marcou o fim do Cretáceo até o Eoceno inferior (sequências E10-E20 até E30) (WINTER *et al.* 2007), onde se iniciou novamente a deposição dos arenitos da Formação Emborê. Este hiato erosivo na Bacia de Campos corresponde a duas idades observadas de AHe no continente (LO-075 e LO-097). Em outras palavras, a Bacia de Campos não recebeu sedimentos continentais entre 49 e 66 Ma, período em que o continente esteve soerguendo.

A segunda restrição ao modelo é o limite Oligoceno Superior/Mioceno também marcado pela sequência: regressão marinha, hiato erosivo e deposição de novos pacotes sedimentares. Neste caso a Formação Barreiras e o aumento do alcance do arenitos da Formação Emborê para as áreas mais afastadas da linha de costa. O objetivo foi forçar o modelo térmico a um evento de resfriamento crustal que pudesse justificar o surgimento de novos pacotes sedimentares pósmiocênicos na Bacia de Campos.

#### 6.1 Geologia e geomorfologia

O Grabén do rio dos Bagres se insere na borda nordeste da Depressão do Alto Rio Pomba. O contexto geológico são de rochas do embasamento cristalino paleoproterozóico da Faixa Ribeira com idades que variam entre 2,5 a 1,6 Ga. São rochas que foram expostas ao evento orogenético do Ciclo Brasiliano (630 – 480 Ma) e que foram justapostas tectonicamente. Na região de estudo sobressaem unidades litológicas dos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora (figura 86).

O Complexo Mantiqueira, embasamento do Domínio Andrelândia, é representado por rochas ígneas plutônicas metamorfizadas para ortognaisses e frequentemente corpos de anfibolito, em seu embasamento cristalino. O Complexo Juiz de Fora, embasamento cristalino do Domínio Juiz de Fora, é composto por rochas metabásicas e ortognaisses, mas ocorrendo gabros-noritos e gnaisses enderbíticos. Diques de rochas básicas e palinomorfos foram identificados no fundo da Depressão do Alto Rio Pomba e no Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira durante o desenvolvimento da tese, mas ainda não foram descritos e datados.

Depósitos cenozoicos estão representados por rampas de colúvio, planícies e terraços fluviais do Quaternário (Oliveira et al., 2014). Terraços reafeiçoados como topo de colinas e mantos de intemperismo podem apresentar idades pliocênicas.

Figura 86 - Mapa geológico da área de estudo com os pontos amostrados analisados e não analisados para (U-Th-Sm)/He.



Fonte: CODEMIG, 2003; CODEMIG, 2010.

O gráben do rio dos Bagres é a porção mais baixa no interior da Depressão do Alto Rio Pomba. No fundo dos vales mais rebaixados a altitude pode alcançar os 260 m de altitude e 340 m no topo das colinas mais baixas. O rio dos Bagres é um canal assimétrico de sexta ordem que corre sobre uma zona de cisalhamento N20E que acompanha o contato de Complexo Juiz de Fora com o Complexo Mantiqueira. O ponto mais alto alcança os 1000 m de altitude. O relevo é escalonado em níveis topográficos, separados por degraus estruturais: Compartimento Guiricema, Compartimento Tuiutinga e Compartimento Vargelândia. O Planalto de Cimeira da Mantiqueira, apesar de não fazer parte do gráben, é o compartimento mais elevado altimetricamente. Portanto, sua idade térmica foi fundamental para o modelo evolutivo.

A amostragem para (U-Th-Sm)/He foi realizada em cada um destes compartimentos visando esclarecer a história térmica das amostras e taxas de denudação dos Compartimento Guiricema, Tuiutinga e do Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira. (figura 87).



Figura 87 - Mapa hipsométrico com as amostras de U-Th-Sm/He plotadas

Legenda - As letras correspondem A - amostra LO-075; B - amostra LO-158; C - amostra LO-097; D - amostra LO-115; E - amostra LO-159. Fonte: O autor, 2018.

Foram coletadas dezesseis amostras com a finalidade de datações para traço de fissão em apatita e (U-Th-Sm)/He em apatita. Destas dezesseis apenas cinco foram datadas somente pelo método (U-Th-Sm)/He. As principais características geológicas e geomorfológicas estão descritas na tabela 2.

Amostra	Coordena	das geográficas		Compartimento geomorfológico	Domínio geológico	Litologia	Composição	Descrição
_	Х	Y	Z (m)					
(A) LO- 075	-42.832046	-21.031538	345	Depressão Ubá	Complexo Mantiqueira	Rocha anfibolítica	Quartzo, feldspato, clinopiroxênio, hornblenda, granada, apatita.	Rocha leucocrática a hololeucocrática com banda de grão grosso e de médio contento quartzo intercrescido com geldspado, aglomerados de biotita e cristais aciculares milimétricos (turmalina ?).
(C) LO- 097	-42.69268365	-21.05131867	528	Tuiutinga	Complexo Juiz de Fora	Gnaisse granulítico	Quartzo, biotita, ortopiroxênio, hornblenda, clorita e poucos minerais máficos.	Rocha protomilonítica, cloritizada, preenchida por quartzo fibroso nos veios mais finos; na parte mais fibrosa com quartzo em grãos menores e sericita ligada a algum evento hidrotermal. Falhas subverticais dextrais preenchidas com pseudotaquilito e brecha.
(D) LO- 115	-42.67111493	-20.97156881	355	Guiricema	Complexo Juiz de Fora	Quartzo- tonalito gnaisse	Gnaisse mesocrático com enclaves máficos cortado por veios máficos e félsicos.	Rocha básica cortada por dique máfico. Posteriormente dique máfico cortando material félsico (quartzo e feldspato). Falhas sinistrais.
(B) LO- 158	-42.70466113	-21.07028723	536	Tuiutinga	Complexo Juiz de Fora	Gnaisse charnockítico	Clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, biotita, feldspato	Rocha fina esverdeada com textura milonítica.

Tabela 2 - Resumo das informações geológico-geomorfológicas das amostras datadas para (U-Th-Sm)/He

							potássico (pertita),	
							quarizo, apalita	
							e zircão.	
(E) LO-	-42.62762779	-20.94187441	844	Planalto de	Complexo	Gnaisse sem	Ortopiroxênio,	Rocha protomilonítica, porfiroblastos
159				Cimeira da	Mantiqueira	granada	feldspato.	de plagioclásio, granulometria
						8		
				Mantiqueira			biotita e opacos.	grossa. Muito feldspato e pouca
								mica
								inica.

#### 6.2 (U-Th-Sm)/He em apatita

Um dos principais objetivos da datação e modelagem térmica por (U-Th-Sm)/He é quantificar os processos crustais superiores para origem do relevo ao longo do tempo geológico. Através da história térmica definida pelo Tempo – temperatura (condições T-t) tem-se as condições de resfriamento ou aquecimento por que passaram as rochas (magmatismo, soerguimento e denudação, subsidência e soterramento) entre 1,5 km a 4 km no interior da crosta e permitiram a concentração e difusão do <sup>4</sup>He.

Foram analisados neste estudo, um total de trinta e um grãos de apatitas distribuidos em cinco amostras, com idades corrigidas que variaram entre 39,9 a 352 Ma. As idades observadas ficaram entre 33,2 e 307,5 Ma. As idades de He em apatitas estão sujeitas a grandes disperções devido à variação de eU e variações nos raios dos grãos (tabela 3), apontam vários autores (Wildmanm, 2015; Spiel et al., 2009; Fitzgerald et al., 2006; Reiners, 2005).

A amostra LO-158 apresentou os grãos com as idades mais antigas, variando entre 183.4  $\pm$  4.2 a 307.5  $\pm$  5.8 Ma (média 272.2  $\pm$  59.5) para as idades observadas. As idades corrigidas ficaram entre 208.4  $\pm$  4.7 e 352.3  $\pm$  6.6 Ma (média 307.4  $\pm$  66.7 Ma). Na amostra LO-115 foram analisados sete grãos cujas idades observadas variaram entre 96.5  $\pm$  1.5 e 190.5  $\pm$  3.5 (média 144.8  $\pm$  36.6 Ma). As idades corrigidas variaram entre 110.5  $\pm$  1.7 Ma e 219.2  $\pm$  2.9 Ma (média 166.6  $\pm$  42.3 Ma). Na amostra LO-159 foram analisados cinco grãos cujas idades observadas variaram entre 108.8  $\pm$  3.1 e 169.6  $\pm$  4.7 Ma (média 139.8  $\pm$  24.1 Ma). As idades corrigidas ficaram entre 123.3  $\pm$  3.5 e 197  $\pm$  5 Ma (média 161.2  $\pm$  29.27 Ma). Na amostra LO-097, foram analisados sete grãos cujas idades observadas variaram entre 47.3  $\pm$  0.9 e 81.4  $\pm$  2.3 Ma (média 66  $\pm$  0.6 Ma) e idades corrigidas que variaram entre 54.5  $\pm$  1 a 92.5  $\pm$  2.6 Ma (média 75.3  $\pm$  14.3 Ma). Na amostra LO-075, foram analisados oito grãos cujas idades observadas variaram entre 33.2  $\pm$  0.7 e 58.4  $\pm$  1 Ma (média 49.7  $\pm$  8.9) e as idades corrigidas variaram entre 39.8  $\pm$  0.8 e 72.8  $\pm$  0.9 Ma (média 62.6  $\pm$  11.3 Ma).

Na totalidade das amostras, a relação entre idade observada e eU foi nula ( $R^2 = 0$ ), enquanto que entre idade observada e raio a correlação foi positiva ( $R^2 = 0,26$ ). Nos grãos com raios menores, as idades observadas foram menores. À medida que o raio aumentou a dispersão das idades observadas também aumentou (figura 88 e 89). A relação entre eU e raio do grão também não mostrou relação ( $R^2=0,0045$ ) (figura 90). A quantidade de eU variou entre 2 a 140 ppm, sendo a amostra LO-115 a que apresentou as maiores concentrações de eU (30 a 140 ppm;  $R^2 = 0.07$ ) e a amostra LO-158 a com menor quantidade de eU (1.6 a 6 ppm;  $R^2 = 0.09$ ). A LO-097 e LO-158 apresentaram correlações positivas entre eU e idade observada ( $R^2 = 0.02$ ;  $R^2 = 0.09$ ), respectivamente. A LO-075, LO-115 e LO-159 apresentaram correlações negativas entre eU e idade (figura 91).

Em relação ao raio equivalente do grão (r\*), a amostra LO-075 é a que apresentou os menores raios (54 a 90  $\mu$ m; R<sup>2</sup> = 0.01). As demais amostras possuem raios que variaram entre (98 e 157  $\mu$ m). A LO-158 e LO-097 apresentaram correlações positivas entre raio e idade observada (r<sup>2</sup> = 0.09; r<sup>2</sup> = 0.02) respectivamente. A LO-075, LO-115 e LO-159 apresentaram correlações negativas entre raio equivalente e idade observada, (figura 92).

Amostra	grão	4He (cc)	2	<sup>238</sup> U	2	<sup>35</sup> U	2	<sup>32</sup> Th	14	<sup>7</sup> Sm	eU (ppm)	Т	L (µm	W (µm)	R (µm)	Ft	Idade observada ± erro (Ma)	Idade corrigida ± erro (Ma)	Idade of	oservada (Ma)	Idade co	orrigida (Ma)
			<sup>238</sup> U (ng)	238U (ppm)	<sup>235</sup> U (ng)	<sup>235</sup> U (ppm)	<sup>232</sup> Th (ng)	<sup>232</sup> Th (ppm)	<sup>147</sup> Sm (ng)	<sup>147</sup> Sm (ppm)									Média	Desv. Pad	Média	desv. Pad
75	1	2.56281E-10	0.0367	7.73	0.0003	0.06	0.0066	1.38	0.2259	47.56	8.11	2	217.8	132.8	65.4	0.80	$52.3\pm0.9$	65.1 ± 1.1	49.7	8.9	62.6	11.3
	2	3.05645E-10	0.0530	18.84	0.0004	0.14	0.0224	7.95	0.2093	74.32	20.84	2	214.2	98.4	53.2	0.75	$41.7\pm0.5$	$55.6\pm0.6$				
	3	2.81991E-10	0.0435	7.63	0.0003	0.06	0.0156	2.74	0.3031	53.19	8.33	2	234.5	136.0	71.1	0.81	$46.5\pm0.7$	$57.4 \pm 0.8$				
	4	3.03588E-10	0.0452	11.83	0.0003	0.09	0.0057	1.49	0.1376	36.07	12.27	2	200.8	124.3	60.8	0.79	52.2 ± 1	66.1 ± 1.3				
	5	2.88162E-10	0.0373	11.48	0.0003	0.08	0.0060	1.85	0.2003	61.68	12.00	2	239.0	128.1	42.2	0.80	58.4 ± 1	$72.8 \pm 1.3$				
	6	6.76902E-10	0.0856	23.86	0.0006	0.17	0.0186	5.19	0.3600	100.33	25.25	2	238.2	155.1	38.7	0.83	$59.6\pm0.9$	$71.8 \pm 1.1$				
	7	7.11869E-10	0.1436	41.07	0.0010	0.30	0.1164	33.31	0.5923	169.44	49.20	2	239.2	159.9	36.4	0.83	$33.2\pm0.7$	$39.8\pm0.8$				
	10	3.80719E-10	0.0499	27.39	0.0004	0.20	0.0266	14.62	0.1917	105.28	31.03	2	249.3	94.2	30.9	0.75	$54 \pm 0.7$	$72.2\pm0.9$				
97	1	5.94629E-10	0.0582	2.62	0.0004	0.02	0.0110	0.49	1.6759	75.33	2.75	2	380.4	291.2	79.9	0.91	$65.3\pm2.5$	$72.6 \pm 2.7$	66.0	0.67	75.3	14.3
	4	2.42764E-09	0.1285	11.51	0.0009	0.08	0.5391	48.27	0.4592	41.12	22.93	2	367.5	188.1	64.3	0.87	$76.6\pm0.8$	$88.4\pm0.9$				
	5	5.85374E-10	0.0935	11.39	0.0007	0.08	0.0119	1.45	0.6124	74.59	11.81	2	310.2	198.8	53.0	0.87	$47.3\pm0.9$	$54.5\pm1.0$				
	6	2.14959E-09	0.2256	18.27	0.0016	0.13	0.0070	0.57	0.9739	78.85	18.53	2	330.0	212.6	70.0	0.88	$74.7\pm1.9$	$85.3\pm2.2$				
	7	6.45022E-10	0.0661	3.95	0.0005	0.03	0.0322	1.92	1.0277	61.40	4.43	2	363.3	193.1	94.9	0.87	$64.3 \pm 1.7$	$74.0\pm1.9$				
	9	5.90516E-10	0.0478	2.06	0.0003	0.01	0.0126	0.54	1.0350	44.59	2.20	2	343.3	219.7	122.5	0.88	$81.4 \pm 2.3$	$92.5\pm2.6$				
	10	3.13872E-10	0.0412	7.34	0.0003	0.05	0.0077	1.38	0.7212	128.70	7.72	2	286.5	209.4	37.2	0.87	$52.6 \pm 1.2$	$60.5 \pm 1.4$				
115	1	2.33761E-08	1.6633	92.92	0.0121	0.67	0.3197	17.86	1.2789	71.45	97.80	2	408.6	197.2	88.4	0.87	$108.9\pm1.5$	$124.6\pm1.7$	144.8	36.6	166.6	42.3
	2	1.46345E-08	0.6168	71.66	0.0045	0.52	0.0601	6.98	0.7145	83.02	73.82	2	279.7	172.3	71.1	0.85	$185.9\pm2.5$	$219.2\pm2.9$				
	4	1.73084E-08	0.7148	52.93	0.0052	0.38	0.0453	3.36	1.0722	79.39	54.10	2	407.2	229.0	57.6	0.89	$190.5\pm3.5$	$214.5\pm3.9$				
	6	6.56149E-09	0.3211	32.01	0.0023	0.23	0.0097	0.97	0.5316	52.99	32.47	2	265.8	208.4	72.1	0.87	$162.2 \pm 3.5$	$187.2\pm4.0$				
	7	3.79796E-08	2.0490	134.83	0.0149	0.98	0.3936	25.90	1.2473	82.08	141.90	2	397.2	233.6	65.2	0.89	$143.3\pm1.8$	$161.6\pm2.0$				
	8	1.78226E-08	1.4510	71.73	0.0105	0.52	0.1902	9.40	1.2918	63.86	74.46	2	408.4	195.7	100.7	0.87	96.5 ± 1.5	$110.5\pm1.7$				
	9	8.42292E-09	0.4841	43.25	0.0035	0.31	0.2291	20.46	0.4317	38.56	48.37	2	296.6	168.3	89.3	0.85	$126.5\pm1.1$	$149.3 \pm 1.3$				
158	1	7.3328E-09	0.0929	3.18	0.0007	0.02	0.3798	13.02	2.3801	81.60	6.27	2	500.0	232.5	99.8	0.89	$294 \pm 12.7$	$328.8 \pm 14.2$	272.2	59.5	307.4	66.7
	2	6.54277E-10	0.0121	1.39	0.0001	0.01	0.0073	0.83	0.3988	45.68	1.60	2	310.2	210.5	53.2	0.87	$307.5\pm5.8$	$352.3\pm6.6$				
	3	1.98505E-09	0.0359	2.66	0.0003	0.02	0.0405	3.01	0.8742	64.92	3.39	2	311.4	270.2	63.7	0.89	$304 \pm 7.5$	340.1 ± 8.3				
	6	7.44778E-10	0.0236	1.78	0.0002	0.01	0.0156	1.18	0.6964	52.60	2.07	2	333.6	221.9	71.2	0.88	$183.4\pm4.2$	$208.4 \pm 4.7$				
159	1	2.19073E-09	0.1494	19.44	0.0011	0.14	0.0206	2.68	1.2003	156.20	20.21	2	348.9	225.3	38.9	0.88	$108.8\pm3.1$	123.3 ± 3.5	139.8	24.1	161.2	29.27
	3	9.01097E-10	0.0512	6.31	0.0004	0.05	0.0082	1.01	0.3852	47.48	6.60	2	356.9	158.5	57.1	0.85	130.1 ± 2.3	153.8 ± 2.7				
	4	2.33471E-09	0.1121	10.76	0.0008	0.08	0.0080	0.77	0.7111	68.30	11.02	1	328.6	187.3	67.3	0.86	$158.1 \pm 3.4$	183.2 ± 3.9				
	6	1.81022E-09	0.0693	7.62	0.0005	0.06	0.0358	3.94	1.0846	119.22	8.60	2	397.9	175.2	51.9	0.86	$169.6 \pm 4.7$	197.0 ± 5				
	10	4.67949E-09	0.2758	8.56	0.0020	0.06	0.0105	0.33	1.0400	32.27	8.70	2	418.9	241.6	126.7	0.89	132.6 ± 3.2	$148.4\pm3.5$				

Tabela 3 - Resultado da análise de (U-Th-Sm)/He em apatita

Legenda - i) eU (urânio efetivo) é calculado eUppm = [Uppm] + (0.235\*[Thppm]). ii) número de terminações do cristal; iii) L e W - comprimento e largura dos cristais; iv) r\*, raio esférico equivalente como R\* = (3\*(RL)/(2\*(R+L)), R = W/2; v) Ft – fator de correção Farley et al., (1996) assumindo distribuição homegênea de U e Th; vi) idade corrigida = idade observada/Ft





Figura 89 - Idade observada x raio equivalente do grão para todas as amostras



Figura 90 - Totalidade de grãos e relação entre raio equivalente (r\*) e urânio efetivo





Figura 91 - eU (Urânio efetivo) x idade observada nas amostras deste trabalho. A alta dispersão na concentração de eU pode afetar a idade dos grãos

Fonte: O autor, 2018.

Amostras com tamanhos de grãos variados e variadas concentrações de U e Th possuem temperaturas de fechamento de seu sistema distintas, tornando a modelagem da história térmica difícil de ser realizada. Se qualquer amostra experimentou um resfriamento lento é possível que haja correlação positiva entre o raio equivalente (r\*) e urânio efetivo (eU) com a idade de He. A figura 92, mostra a correlação existente entre raio e urânio efetivo. A relação existe apenas entre raios pequenos que possuem também baixas concentrações de eU. Até 75 µm a relação raio *versus* eU *versus* Idade Observada foi positiva. A figura 94 mostra as relações entre idade observada *vs* eU *vs* r\* (raio equivalente). A análise destes resultados serão retomados mais à frente.



Figura 92 - Idade observada x raio do grão para as amostras deste trabalho

# 6.3 História térmica a partir de idades (U-Th-Sm)/He

A modelagem térmica foi baseada na abordagem baysiana do QTQt (http://www.iearth.org.au/codes/QTQt/), onde os dados primários decidem a complexidade da história térmica e se existem qualquer relação entre os dados para gerar uma informação térmica confiável.

Fonte: O autor, 2018

A história térmica produzida pelas idades corrigidas de <sup>4</sup>He depende de como é considerado os efeitos dos danos por radiação e das restrições de tempo e temperatura do modelo ou *Caixa de Monte Carlo* (Markov Chain Monte Carlo – MCMC). Cada história térmica pode conter até cinco restrições de tempo e temperatura (MCMC). Cada caixa de Monte Carlo é uma informação conhecida (e.x. idade de Traço de Fissão e idade <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ou informação estratigráfica) que força a história térmica a passar por esta restrição.

No primeiro conjunto de histórias térmicas apresentadas (Anexo C), restrições de tempo e temperatura (MCMC) foram estabelecidas apenas para o começo da história térmica. Para as amostras LO-075 e LO-097 que apresentaram as idades mais novas, a restrição de tempo foi o vulcanismo básico de 130 Ma  $\pm$  50 da Bacia de Campos e temperatura do annealing do traço de fissão 100 °C  $\pm$  50. Para a amostra mais antiga LO-158, a restrição de tempo foi a formação da orogenia brasiliana na Faixa Ribeira 500 Ma  $\pm$  50 e de temperatura a zona do annealing do traço de fissão em apatita. Para as amostras LO-115 e LO-159 a restrição de tempo foi o Carbonífero 300 Ma  $\pm$  50 e a restrição de temperatura a zona parcial do annealing da apatita.

São apresentadas as histórias térmicas dos dois modelos térmicos para o sistema (U-Th-Sm)/He que levam em conta os danos por radiação (*damage radiation*): *i*) DRG – Danos por radição Gautheron (GAUTHERON *et al.*, 2009) e *ii*) DRF - Danos por Radiação Flowers (FLOWERS *et al.*, 2009) e um terceiro modelo *sem os danos por radiação* (SDR) (ANEXO C).

Foi adotado para fins de modelo evolutivo do hemigraben do rio dos Bagres, o modelo de danos por radiação de FLOWERS *et al.* (2009). Cada história térmica apresenta duas curvas estatísticas que melhor tentam explicar a evolução de longo termo de cada amostra. Uma (linha vermelha, no modelos) é a curva de máxima probabilidade ou modelo verdadeiro– *maximum likelihood model* ou *true model*. Esta é a curva de melhor ajuste do modelo. A outra (linha preta), o modelo esperado – *expected model*. Esta última é a média ponderada entre o *maximum likelihood model* – história mais complexa – e o *maximum posterior model* – história mais simples.

#### 6.3.1 Carbonífero (resfriamento)

A amostra LO-158 (Compartimento Tuiutinga) apresentou uma história térmica com predomínio da exumação desde o Carbonífero Superior. A história térmica indicou que desde esse período a amostra se encontrava fora da *Zona de Retenção Parcial* do He (~55 – 80°C). Entre 320 e 260 Ma, essa amostra saiu de 50°C (1.1 km de profundidade) para 20°C (superfície) (ANEXO C). Ou seja, houve uma exumação de 1 km em um intervalo de sessenta milhões de anos, o que equivale a uma taxa de denudação de 1.8 m/Ma. De acordo com o modelo *maximum likelihood model*, o Compartimento Tuiutinga é uma superfície do Permiano.

#### 6.3.2 Jurássico Inferior (resfriamento rápido)

Há 180 Ma o Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira (amostra LO-159) sofreu um resfriamento crustal rápido. A crosta saiu de 2.1.km de profundidade (~95°C) para atingir a superfície (20°C) em 10 Ma, resultando em uma taxa de denudação de 21 m/Ma<sup>-1</sup> (ANEXO C). Pelo modelo *maximum likelihood model* o Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira é uma superfície do Jurássico.

#### 6.3.3 Cretáceo Inferior (resfriamento lento)

A amostra LO-097 (Compartimento Tuiutinga) apresentou uma história térmica complexa, marcada por três fases distintas. A primeira delas foi um resfriamento lento entre 130 e 108 Ma onde a amostra saiu da temperatura de ~90°C (2 km de profundidade) para 30°C (~700 m de profundidade), gerando uma taxa de denudação de 5.9 m/Ma (ANEXO C).

#### 6.3.4 Cretáceo Inferior - Cretáceo Superior (aquecimento lento)

Entre 108 Ma e 82 Ma, o Compartimento Tuiutinga (amostra LO-097) experimentou um por aquecimento crustal. A rocha que se encontrava a 700 m de profundidade (~30°C) sofreu aquecido até 60 - 70°C (1300 m de profundidade). Esse aquecimento foi suficiente para que a amostra entrasse novamente na zona de retenção do He permitindo a difusão do gás e consequentemente tornando a idade mais jovem (ANEXO C). Idade do evento transpressivo sinistral que gerou falhas NW-SE com formação de pseudotaquilitos.

#### 6.3.5 Cretáceo Superior - Paleógeno (resfriamento)

Entre 82 e 56 Ma, o Compartimento Tuiutinga passou novamente por uma fase de resfriamento, desta vez ligeiramente menor que o primeiro. Foram 5 m/Ma<sup>-1</sup> entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno, quando esta rocha (LO-097) chegou a superfície.

Há 70 Ma, o compartimento Depressão Ubá (fora dos compartimentos escalonados do graben do rio dos Bagres), apresentou um resfriamento rápido em um intervalo de 10 Ma. Esta rocha (amostra LO-075), saiu de 1800 m de profundidade (80°C) para a superfície (20°C) a uma taxa de denudação de 18 m/Ma<sup>-1</sup> (ANEXO C). Pelo modelo *max likelihood* o compartimento Depressão Ubá é uma superfície do Cretáceo Superior.

#### 6.3.6 Combinando dados de Traço de fissão em apatita e (U-Th-Sm)/He em apatita

Como visto no capítulo 4 (item 4.5.4), as idades de traço de fissão em apatita se estenderam do Aptiano ao Eoceno na bacia hidrográfica do Rio Pomba (CARMO, 2005). Para as idades de (U-Th-Sm)/He, as idades corrigidas mais antigas são do Carbonífero (LO-158) e as mais nova do Paleógeno (LO-075). As duas demais amostras concentraram suas idades bem próximas, no Jurássico médio (LO-115 e LO-159).

As duas amostras mais novas (LO-075 e LO-097), dos compartimentos Depressão Ubá e Tuiutinga foram modeladas com restrição de Tempo-temperatura, usando a idade de Traço de Fissão em apatita de 96  $\pm$  5 Ma que foi encontrada na garganta epigênica do rio Pomba

(CARMO, 2005) e temperaturas de annealing da apatita de  $100 \pm 20$  °C. Os resultados, mesmo com a restrição se mostrou consistente com a modelagem sem restrição T-t, indicando a ocorrência do evento que se segue.

## 6.3.7 Limite Cretáceo/Paleógeno

Ambos os compartimentos Depressão Ubá e Tuiutinga chegaram à superfície (~20 °C) há 70 Ma, no limite Cretáceo Superior/Paleógeno. Com a distinção que o Compartimento Depressão Ubá chegou a superfície após uma exumação de 2 km de rocha em um intervalo de 10 Ma. Isto correspondeu a uma taxa de denudação de 20 m/Ma<sup>-1</sup> (figura 93).

O Compartimento Tuiutinga (LO-097) registrou um evento de aquecimento no Cretáceo Superior que aqueceu as rochas a temperaturas superiores a *zona parcial de retenção* do He (55 - 80 °C). Entre 90 e 70 Ma, essas rochas sofreram novo resfriamento chegando à superfície. Foram exumados 2 km de rocha em 20 Ma, o que equivaleu a uma taxa de denudação de 10 m/Ma<sup>-1</sup> (figura 93). Figura 93 - História térmica das duas amostras mais novas (LO-075 e LO-097). São apresentados os três modelos para cada amostra. SDR (Sem Danos por Radiação), DRF (Danos por Radiação da Flowers et al., 2009), DRG (Danos por Radiação da Gautheron et al., 2009). A restrição de T-t inicial do modelo foi aleatório. A segunda restrição de T-t do modelo foi a idade de Traço de Fissão em apatita de  $97 \pm 5$  Ma



A história térmica das amostras LO-075 e LO-097 encontraram correspondencia com eventos magmáticos que ocorreram na Bacia de Campos. Entre 82 e 45 Ma, aproximadamente, ocorreram quatro eventos magmáticos: magmatismo Santoniano – Campaniano, magmatismo Cretáceo – Paleógeno, magmatismo Eoceno Inferior e magmatismo Eoceno Médio.

Cada evento magmático correspondeu a um hiato erosivo nas sequências sedimentares da bacia. Embora não se tenha histórias térmicas na Bacia de Campos que possam sustentar a hipótese de soerguimento com o magmatismo, com base na Carta Estratigráfica da bacia é possível afirmar que anteriormente a cada evento dominou o regime transgressivo marinho. Para efeito das hipóteses traçadas para este cenário alternativo, excluiu-se o papel das mudanças climáticas na produção de sedimentos na bacia.

Todo o assoalho oceânico enquanto soerguia, alçou junto as massas interiores continentais. O evento magmático de 82 Ma ficou registrado na história térmica da amostra LO-097. Entre 108 e 82 Ma o magmatismo nas bacias marginais, aqueceu não só a crosta oceânica como também afetou a margem continental (Compartimento Tuiutinga). Esse evento tectono-magmático foi responsável pela reativação de estruturas que resultaram no escalonamento na crista em bloco alto e baixo por falhamento normal e transcorrência sinistral nas estruturas NW-SE, algumas destas falhas foram preenchidas por pseudotaquilitos e brechas. Também foram ativadas as estruturas NE-SW como falhas normais que separaram os compartimentos Guiricema, Tuiutinga e Vargelândia.

A partir de 82 Ma cessou o aquecimento termal e deu início a uma fase de resfriamento que durou até o Paleógeno, em 56 Ma, para a amostra LO-097 (história térmica sem restrições de t-T – anexo C).

Em um cenário alternativo, acrescentou-se duas restrições T-t na amostra LO-097: *i*) magmatismo Cretáceo – Paleógeno em  $60 \pm 5$  Ma a  $45 \pm 5$  °C e *ii*) o hiato erosivo que antecede a deposição da Formação Barreiras em  $25 \pm 5$  Ma a  $45 \pm 5$  °C (figura 94).

Figura 94 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Os dois retângulos cinzas representam duas informações da carta usadas como restrição de t-T nas histórias térmicas das amostras LO-097 e LO-075. 1 – Magmatismo Cretáceo – Paleogeno.2 – hiato erosivo que antecedeu a deposição da Formação Barreiras



Fonte: WINTER et al., 2007.

O resultado mostrou que a partir das restrições t-T ocorreram dois eventos de resfriamento: *i*) acerca de 65 Ma no limite Cretáceo – Paleógeno e *ii*) Neoeoceno – Mioceno Médio. O primeiro mostrou consistência com as informações sedimentares da Bacia de Campos. Nesse período ocorreu um hiato erosivo expressivo entre Cretáceo Superior e o Paleoceno. O segundo resfriamento (~30 Ma) também encontrou correspondência *offshore* quando o mar estava recuando (figura 95).



Figura 95 - modelo térmico da amostra LO-097 com restrição t-T em 60 ± 5 Ma no magmatismo

Nota: Cretáceo – Paleógeno e em 25 ± 5 Ma na Deposição da Formação Barreiras. Linha vermelha destacando o melhor ajuste do modelo Fonte: O autor, 2018.

O resultado mostrou que a partir das restrições t-T ocorreram dois eventos de resfriamento: *i*) Há 65 Ma no limite Cretáceo – Paleógeno e *ii*) Eoligoceno – Mioceno Médio. O primeiro mostrou consistência com as informações sedimentares da Bacia de Campos. Nesse período ocorreu um hiato erosivo expressivo entre Cretáceo Superior e o Paleoceno. O segundo resfriamento (~30 Ma) também encontrou correspondência *offshore* momento em que o mar estava regredindo.

O Compartimento Depressão Ubá sofreu um soerguimento rápido em 70 Ma. Entre cinco e dez milhões de anos exumou 1.8 km da crosta para chegar à superfície, a uma taxa de denudação que variou entre 9 e 18 m/Ma<sup>-1</sup> (Anexo C).

Adicionando as mesmas restrições de T-t citadas acima, ficou evidente que os eventos magmáticos da bacia também foram sentidos no Compartimento Depressão Ubá. Já na superfície a amostra sofreu um breve aquecimento termal até 55 Ma. Esse evento coincidiu com o magmatismo alcalino do Cretáceo-Paleógeno da Bacia de Campos, mas imediatamente após o evento o Compartimento Depressão Ubá voltou ao resfriamento (figura 96).

Figura 96 - modelo térmico da amostra LO-075 com restrição t-T em 60  $\pm$  5 Ma no magmatismo Cretáceo – Paleógeno e em 25  $\pm$  5 Ma na Deposição da Formação Barreiras. Linha vermelha destacando o melhor ajuste do modelo.



Fonte: O autor, 2018.

O magmatismo do Eoceno Inferior e do Eoceno Médio não encontrou correspondência na história térmica da amostra LO-075. Em outras palavras, enquanto a bacia estava aquecendo, o Compartimento Depressão Ubá estava sofrendo resfriamento. Esse resfriamento está sendo interpretado como erosão da superfície cretácica que cobria a Depressão Ubá, que pode estar na origem dos arenitos da Formação Emborê depositados a partir do Eoceno Médio. Esse modelo aponta para o Eoceno o início da Depressão do Alto Rio Pomba, em contraposição a idade miocênica proposta por NOCE *et al.* (2003) e MARENT (2016). Entre 30 e 20 Ma a Depressão Ubá voltou a sofrer subsidência. Esse período é marcado por um hiato erosivo que antecede o aparecimento da Formação Barreiras. No modelo que está sendo proposto a área fonte do arenitos do Eoceno - Oligoceno foi em parte o Compartimento da Depressão Ubá.

### 6.4 Conclusões e discussões

As conclusões e discussões apresentadas vão ao encontro da tentativa de explicar as idades de (U-Th-Sm)/He com base nos parâmetros que influenciaram a retenção e dispersão do He nos grãos de apatita. Discute-se a consistência das idades e por fim será apresentado o

modelo evolutivo de longo termo da Depressão do Alto Rio Pomba e do hemigraben do rio dos Bagres.

Não foi observada inclusões minerais visíveis opticamente em nenhuma das amostras. Porém a amostra LO-097 apresentou sinais de alteração por hidrotermalismo como a presença sericita e cloritita, fator que pode interferir na idade. Contudo, a interferência na idade média não se confirmou uma vez que o desvio padrão nas idades dos grãos foi inferior a 10%.

Entre as cinco amostras, somente a LO-097 apresentou um desvio padrão nas idades de cada grão inferior a 10%. As demais amostras apresentaram desvios padrões superiores a 17% e isto pode estar relacionado com a taxa de resfriamento e tempo de residência no interior da *Zona de Retenção Parcial* do He. Quando o resfriamento é rápido, a variação na idade deve ser mínima, apontou FITZGERALD *et al.* (2006). Nesse caso, somente a amostra LO-097 atendeu a este critério.

Posto isto, o caminho para a interpretação das idades de (U-Th-Sm)/He passa pelo entendimento da interferência do tamanho do grão e da quantidade de eU (urânio efetivo). Relação esta complexa para amostras que passaram por resfriamento lento.

Como já explicitado por WILDMAN (2015) e FITZGERALD *et al.* (2006), o domínio da difusão do He é o tamanho do próprio cristal de apatita. Grãos com raios maiores apresentam temperaturas de fechamento maiores. Assim, uma larga variação nas idades dos grãos com o tamanho do raio do grão indicou um resfriamento lento. Neste aspecto, a correlação entre idade observada e raio do grão foi positiva ( $R^2 = 0.26$ ). Os grãos com raio até 90 µm apresentaram idades mais jovens. Grãos com raios superiores a 100 µm apresentaram idades mais antigas, apesar da ocorrência de idades mais jovens também. Os raios equivalentes variaram entre 59 – 157 µm. As amostras que apresentaram correlações positivas foram a LO-097 ( $R^2 = 0.02$ ) e a amostra LO-158 ( $R^2 = 0.09$ ).

Uma particularidade sobre a amostra LO-097 é que a rocha hospedeira do pseudotaquilito foi alterada por fluídos hidrotermais (ex. presença de clorita). Segundo KAZANGU (2017), é possível especular que fluidos hidrotermais possam introduzir He parental em excesso nestes casos. Porém a baixa quantidade de <sup>4</sup>He, <sup>238</sup>U e eU não apontam este caminho.

Quanto aos danos por radiação, diversos autores (FLOWERS *et al.*, 2009; GAUTHERON *et al.*, 2009; WILDMAN, 2015; KAZANZU, 2017) têm sugerido a influência deste na ampla dispersão das idades a partir de amostras que passaram por um resfriamento lento. Este fenômeno aumenta a retentatividade do He num cristal de apatita, resultando em elevação da temperatura de fechamento do sistema do He.

A influência dos danos por radiação nos dados de He pode ser sugeridos pela correlação positiva entre idade *versus* eU. Amostras que experimentaram resfriamento lento podem apresentar correlações evidentes entre eU com a idade (WILDMAN, 2015). No entanto, no conjunto de dados deste trabalho a correlação entre eU e idade foi nula ( $R^2 = 0$ ). Separadamente, duas amostras apresentaram correlação positiva, a amostra LO-097 ( $R^2 = 0.02$ ) e a amostra LO-158 ( $R^2 = 0.09$ ). Esta última apresentou a idade mais antiga e ao mesmo tempo as menores concentrações de eU (1 – 6 ppm). Segundo FITZGERALD *et al.*, (2006) e Reiners (2005), os grão com baixos valores de eU parecem oferecer uma história de resfriamento mais representativa da realidade. As amostras LO-115 e LO-075 foram as que apresentaram os maiores valores de eU.

Sobre outros fatores de interferência na idade, SPIEGEL *et al.*, (2009) apontaram que os efeitos de implantação de He foram mais pronunciados em apatitas com concentrações menores que 5 ppm do gás <sup>4</sup>He. Este caso poderia explicar as idades mais antigas da amostra LO-158, pois a concentração de eU dos grãos é menor que o valor proposto e a concentração de He é alta. Segundo os mesmos autores, os melhores resultados para termocronologia do He em apatita são alcançados para concentrações de eU maiores que 5 ppm (para evitar em muitos casos a implantação do He) e menores que 10 ppm (para evitar os efeitos dos danos por radiação), particularmente em amostras com idades antigas.

Com base nisto, as amostras LO-159 e LO-115, que possuem idades e localização muito próximas, mas com diferença de elevação de ~300 m devem ser explicadas com base na concentração de eU e <sup>4</sup>He. A amostra LO-159 possui baixa concentração de eU por grão (6.6 – 20.2 ppm) e uma alta concentração de <sup>4</sup>He (111.6 – 285 ncc). A amostra LO-115 apresenta a maior concentração de de eU (48.3 – 141 ppm) e a maior concentração de <sup>4</sup>He (654.1 – 2.499.2 ncc). No primeiro caso, pode ter havido a implantação do <sup>4</sup>He e a alta concentração do gás na amostra LO-115 pode ser efeito dos danos por radiação ou inclusão mineral.

As duas demais amostras, mais jovens, LO-075 e LO-097 possuem concentrações medianas tanto de eU quanto de <sup>4</sup>He. A amostra LO-075 variou entre 8.1 a 49.2 ppm de eU e 49.5 a 209.1 ncc de <sup>4</sup>He. A amostra LO-097, as concentrações variaram de 2.75 a 22.9 ppm de eU e 25.4 a 217.3 ncc de <sup>4</sup>He. Portanto a idade desta rocha é consistente com um evento de resfriamento crustal raso, inferior a 2 km, na passagem do Cretáceo para o Paleogeno ou influência de hidrotermalismo.

A idade, os efeitos e a história térmica da amostra LO-075 são compatíveis com uma história evolutiva marcada por resfriamento lento. Na passagem do Cretáceo Superior para o Paleoceno a taxa de denudação foi entre 9 e 18 m/Ma<sup>-1</sup>. As etapas de subsidência presentes na história térmica com restrições de T-t em eventos magmáticos também está sendo interpretado como reativação das estruturas geológicas antigas na margem continental. Dentre as cinco amostras, a LO-115 foi a que apresentou as concentrações mais anômalas dos efeitos que devem ser levados em consideração na datação por (U-Th-Sm)/He e portanto a idade da amostra levanta dúvidas.

Sobre os modelos térmicos, a evolução do relevo foi marcada por momento de resfriamento e aquecimento crustal que, entre o Permiano e limite Paleoceno-Eoceno, exumou e expôs todas as rochas do embasamento na área de estudo.

Em resumo, as etapas evolutivas foram as seguintes: i) No Permiano o atual Compartimento Tuiutinga atingiu a superfície após um longo período de denudação baixíssima de 1,8 m/Ma<sup>-1</sup> e passou a ser o embasamento rochoso exposto a diferentes condições da baixa atmosfera; ii) Até Jurássico Inferior a crosta continuava a soerguer e há 180 Ma expôs o Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira na base dos conjuntos rochosos. O Compartimento Tuiutuinga ou melhor, a Superfície Permiana foi alçada a altitudes mais elevadas. O Compartimento Planalto Cimeira da Mantiqueira está sendo interpretado como uma Superfície do Jurássico Inferior; iii) No Cretáceo Inferior a crosta ainda estava a soerguer lentamente. A cerca de 108 Ma o relevo atingiu a elevação máxima. Os topos mais altos quando não erodidos formavam a superfície do Permiano, enquanto a base uma superfície do Cretáceo Inferior; iv) No Cretáceo Superior (~75 Ma) houve uma (re)ativação das estruturas geradas anteriormente. Falhas normais de direção NE-SW e falhas transcorrentes sinistrais e normais de direção NW-SE preenchidas por pseudotaquilito e brecha se formaram nesse periódo após evento transpressivo. Nesse momento se formou o atual escalonamento do relevo com o Compartimento Tuiutinga passando de topo das formas mais elevadas a platô intermediário. A superfície do Permiano ficou preservada no Compartimento Tuiutinga. Os remanescentes desta superfície foram totalmente erodido nas formas mais elevadas, mas que talvez ainda guardem resquícios da superfície jurássica. Esse processo de escalonamento do relevo não aconteceu rapidamente. Se deu ao longo de dezoito milhões de anos produzindo uma taxa de subsidência de 5m/Ma<sup>-1</sup>; v) No limite Paleoceno – Eoceno foi registrado o último resfriamento crustal que formou a base do Compartimento Guiricema; vi) Por fim, no modelo de desenvolvimento do hemigraben do rio dos Bagres, entre 56 e 70 Ma foi reativada a zona de cisalhamento de Abre

Campo. Estruturas de direção NE-SW formaram escarpas de falha. A capa sendo o Compartimento Guiricema sofreu subsidência e a lapa sendo a Depressão Ubá sofreu soerguimento. Direções NW-SE no sub-compartimento Bagres Norte foram reativadas como escarpas de falha e transcorrência dextral dando origem ao Alto Estrutural de Vilas Boas.

Histórias térmicas das amostras LO-075 e LO-097 por serem as mais novas, quando foram modeladas com restrições de T-t em eventos magmáticos e deposicionais da Bacia de Campos, forneceram um cenário mais detalhado do que ocorreu no hemigraben do rio dos Bagres e Depressão Ubá a partir do Eoceno.

O Eoceno em diante foi marcado por ativações e reativações de estruturas que duraram até o Mioceno. A falha do rio dos Bagres foi reativada mais de uma vez nesse período. Esse resumo do modelo evolutivo do Gráben do rio dos Bagres foi sintetizado na figura 96 que apresenta o estado atual da paisagem alcançada entre o Eoceno e o Oligoceno (figura 97). Para dar suporte à tese da reativação tectônica no interior da Depressão do Alto Rio Pomba, SILVA (2001) e TOMAZ (2003) demonstraram a existência de falhas cortanto sedimentos inconsolidados ao longo de toda a bacia hidrográfica do rio Pomba. (figura 40 e 41).





Legenda - Cenário do Eoceno – Oligoceno com reativação das antigas estruturas. As estrelas representam a localização das amostras e o número a idade que determinada amostra chegou a superfície. Setas pretas indicando o vetor principal da extensão (σ3). Há 70 Ma a litosfera em estiramento reativou a Zona de Cisalhamento do rio dos Bagres. A capa ou bloco baixo sendo os compartimentos escalonados e a lapa ou bloco alto a Depressão Ubá. O estiramento litosférico provocou o soerguimento tectônico da crosta e reativação das falhas antitéticas. 1 – Compartimento Guiricema; 2 – Compartimento Tuiutinga; 3 – Compartimento Vargelândia; 4 – Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira e 5 – Depressão Ubá. A cor rosa está representando as coberturas sedimentares inconsolidadas do Quaternário. Modelo evolutivo do hemigraben do rio dos Bagres adaptado a partir do modelo de estiramento da litosfera de Wernicke (1985).

Fonte: O autor, 2018.

# 7 EVOLUÇÃO DE CURTO TERMO DO GRÁBEN DO RIO DOS BAGRES

A limitada resolução temporal das técnicas de termocronologia de baixa temperatura como Traço de Fissão em apatita e (U-Th-Sm)/He em apatita para o Quaternário foi o escopo para a aplicação do método de isótopo cosmogênicos <sup>10</sup>Be produzido *in situ*.. Estes e outros métodos permitem quantificar os processos geradores do relevo, responsáveis por criar e modelar a paisagem em diferentes escalas temporais (SUMMERFIELD, 1991).

A abundância de isótopos cosmogênicos produzidos *in situ* é proporcional à estabilidade e à idade da paisagem (BIERMAN, 1994). Essa abundância pode ser usada indiretamente como taxa de erosão e deve ser entendida como tempo de residência de uma amostra próxima à superfície da Terra (BIERMAN, 1994).

Para sustentar a tese de reativação tectônica na área de estudo, duas perguntas serão respondidas: *i*) qual a taxa de erosão da Serra do Pai Inácio, na Mantiqueira Setentrional e *ii*) qual a influência das capturas fluviais do rio dos Bagres e Muriaé nas taxas de erosão. Para responder a estas perguntas foram selecionadas 20 bacias hidrográficas no interior do hemigraben do rio dos Bagres e do rio Muriaé e pares de bacias opostas pela Serra do Pai Inácio. Foram amostrados as capturas fluviais do rio dos Bagres e do rio Muriaé, o vale estrutural do Córrego Santana, o lineamento Cabeça Preta e pares de bacias opostas pela Serra do Pai Inácio (figura 98, tabela 4). Cada bacia atendeu a pelo menos um dos seguintes critérios: i) localização (bacias nos compartimentos morfotectônicos ou não tectônicos), *ii*) geomorfologia – bacias em área de captura; *iii*) geologia – bacias que drenam os principais lineamento estruturais.

O hemigraben do rio dos Bagres e a bacia do rio Muriaé, bem como a Serra do Pai Inácio são ótimos lugares para se testar a hipótese de tectonismo recente uma vez que apresentam controle estrutural; ocorrência de falhas e movimentos de massa que podem ter sido deflagrados por reativação tectônica.

#### 7.1 Geologia e Geomorfologia

No hemigráben do rio dos Bagres, o embasamento cristalino consiste principalmente de rochas pré-cambrianas do Complexo Juiz de Fora altamente deformadas da Faixa Ribeira que incluem ortognaisses de idades Paleo e Neoproterozoico (NOCE *et al.*, 2003). O rio Muriaé se assenta sobre paragnaisses do Domínio Andrelândia no contato com charnockitos foliados com granada de idade brasiliana (figura 98). As rochas de ambos os domínios possuem direção de mergulho para sudeste entre 45° e 90°. O manto de intemperismo apresenta idades miocênicas entre 5 a 30 Ma (CARMO, 2005) e o Quaternário é representado por coberturas de colúvio sobre embasamento, bem como de planícies fluviais e terraços (TUPINAMBÁ *et al.*, 2003).

O rio dos Bagres e o rio Muriaé estão separados pela Serra da Mantiqueira Setentrional, localmente chamada de Serra do Pai Inácio. O primeiro drena a vertente oeste da serra, enquanto o segundo drena a vertente leste. Estas bacias foram selecionadas por possuirem muitas características em comum, como trecho retilíneo de drenagem e capturas fluviais.



Figura 98 - Mapa superior: hipsometria da área de estudo

Legenda – Destaque para localização das amostras deste trabalho e do trabalho anterior de Cherem et al., 2012. Mapa inferior: geologia da área de estudo com as bacias amostradas. Os retângulos representam os dois conjuntos de dados: conjunto das capturas do rio dos Bagres e rio Muriaé e conjunto das bacias opostas pela Serra do Pai Inácio.

Fonte: O Autor, 2018

## 7.2 Metodologia

Foram mensuradas concentrações de isótopos cosmogênicos  ${}^{10}$ Be *in situ* (átomos/g<sup>-1</sup>) e calculou-se as taxas de erosão derivadas em m.Ma<sup>-1</sup>. Foram 20 amostras de sedimentos fluviais para atender dois conjuntos de dados: *i*) pares de bacias opostas para mensurar as taxas de erosão para o interior do hemigraben do rio dos Bagres a oeste e para o rio Muriaé a leste.

Incluem bacias que drenam o Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira, o lineamento Cabeça Preta e o vale estrutural do Córrego Santana, e *ii*) canais que experimentaram capturas fluviais. Incluem dados a montante e jusante das captura de drenagem, canais com o fluxo revertido ou abandonado.

Foi coletado aproximadamente ~ 1,5 kg de sedimento fluvial em vinte bacias de primeira e segunda ordem. As bacias foram selecionadas de acordo com a declividade e de preferência afetadas por lineamentos, falhas, cânions/gargantas considerando como sinais de ambientes geomorfológicos possivelmente reativados por neotectônica.

Foram usadas seis cartas topográficas (1:50.000) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísitca (IBGE): Folhas Viçosa, Ervália, Miradouro, Miraí, Ubá, Muriaé. Bem como imagens de satélite do Google Earth Pro para dar suporte as interpretações de anomalias de drenagem, lineamentos e feições geomorfológicas de interesse.

Informações litológicas foram extraídas do Mapeamento Geológico de Minas Gerais (NOCE *et al.*, 2003). A área de estudo é coberta por duas cartas 1:100.000: folha Viçosa (GRADIN *et al.*, 2010) e Folha Ubá (NOCE *et al*, 2003).

Os dados morfométricos foram obtidos a partir do modelo digital de elevação. A declividade da encosta foi dado pela inclinação média da encosta para cada célula do Topodata de 90 m.

Os isótopos de <sup>10</sup>Be produzidos *in-situ* foram medidos em sedimentos fluviais (250 – 850  $\mu$ m) coletados em leito de rio ou em suas barras arenosas. No laboratorio de isótopos cosmogênicos da Universidade de Vermont (EUA) as amostras foram atacadas com ácido HCl para remover o Al, Fe, <sup>10</sup>Be meteórico, matéria orgânica e carbonatos (CORBETT *et al.*, 2016).

O isolamento e mensuração do <sup>10</sup>Be foi feito em 23g de quartzo purificado com extensos procedimentos químicos e ao final, espectometria de massa para medição da concentração do <sup>10</sup>Be *in situ*. (BIERMAN *et al.*, 2014; CORBETT *et al*, 2016). O quartzo foi digerido em solução de 250 µm de <sup>9</sup>Be e depois extraído por técnicas cromatográficas (CORBETT *et al.*, 2016). Estes passos foram inteiramente realizados no Laboratório de Nuclídeos Cosmogênicos da Universidade de Vermont (EUA), sob a coordenação do prof. Paul Bierman e Lee Corbett.

As análises isotópicas foram conduzidas no AMS do Laboratório PRIME (Universidade de Purdue) usando o padrão 07KNSTD3110 para normalizar as taxas assumidas de <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be 2850 x 10<sup>-15</sup> (NISHIIZUMI *et al.*, 2007).

O cálculo das taxas de denudação foi realizado com base no centroide da latitude, elevação média do relevo (VON BLACKNBURG, 2005) de cada bacia, extraídos do modelo

digital de elevação SRTM (30 m). Outros parâmetros incluiram: espessura da amostra = 1 (cm) e correção topográfica = 1 (unidimensional) (BALCO *et al.*, 2008). Foi usado a calculadora de taxa de denudação CRONUS – Earth <sup>10</sup>Be – <sup>26</sup>Al versão 2.3 (BALCO *et al.*, 2008). A escala usada para descrever a variação nas taxas de produção foi baseado de LAL (1991) e STONE (2000).

Amostra	Y	X	Elevação (m)	Pressão atmosférica	Espessura da	Densidade	Correção topográfica	<sup>10</sup> Be concentração (atomos g <sup>-1</sup> )	Erro <sup>10</sup> Be concentração
					amostra				
Cw	-20.9175	-42.5951	1154	std	1	2.7	1	5.605E+05	1.103E+04
Bhead <sup>1</sup>	-20.9022	-42.6221	884	std	1	2.7	1	5.226E+05	8.683E+03
Rvd <sup>1</sup>	-20.891	-42.6367	870	std	1	2.7	1	3.334E+05	6.438E+03
Ве	-21.14	-42.6491	668	std	1	2.7	1	2.692E+05	5.687E+03
Не	-21.0161	-42.6185	918	std	1	2.7	1	2.778E+05	5.533E+03
Bw	-21.0423	-42.6694	693	std	1	2.7	1	3.259E+05	6.201E+03
De	-20.9219	-42.5572	1160	std	1	2.7	1	5.654E+05	1.033E+04
AfC <sup>2</sup>	-21.0963	-42.6023	728	std	1	2.7	1	2.039E+05	5.395E+03
Rvd <sup>2</sup>	-21.1084	-42.5621	627	std	1	2.7	1	1.109E+05	3.048E+03
Fe	-21.1333	-42.6839	832	std	1	2.7	1	4.229E+05	8.871E+03
Afc <sup>1</sup>	-20.9293	-42.6151	930	std	1	2.7	1	1.811E+05	5.681E+03
Ae	-20.9661	-42.5899	1075	std	1	2.7	1	6.514E+05	1.106E+04
Aw	-20.9597	-42.5993	1064	std	1	2.7	1	5.640E+05	2.679E+04
Dw	-20.9162	-42.5734	1198	std	1	2.7	1	7.886E+05	1.798E+04
Bhead <sup>1</sup>	-20.8861	-42.6632	857	std	1	2.7	1	3.098E+05	8.365E+03
Hw	-21.0266	-42.6481	742	std	1	2.7	1	2.769E+05	9.298E+03
BfC <sup>2</sup>	-21.0954	-42.6267	852	std	1	2.7	1	3.597E+05	1.014E+04
Gw	-20.9014	-42.5398	1211	std	1	2.7	1	4.010E+05	1.120E+04
Ce	-20.9428	-42.5622	1128	std	1	2.7	1	4.975E+05	1.270E+04
Fw	-21.1215	-42.6983	787	std	1	2.7	1	5.241E+05	1.295E+04

Tabela 4 - Resumo dos dados de entrada para o cálculo das taxas de erosão no Cronus Calculator v.2.3 (BALCO, 2008)

Legenda: <sup>1</sup>bacias em contexto de captura do rio dos Bagres; <sup>2</sup>bacias em contexto de captura do rio Muriaé. Bhead – canal abandonado; Rvd – canal revertido; Afc – depois da captura fluvial; Bfc – antes da captura fluvial.

Fonte:O autor, 2018

Nome amostra	Massa quartzo (g)	Massa de <sup>9</sup> Be Adicionada (µg)*	Razão <sup>10</sup> Be/ <sup>9</sup> Be ñ corrigida**	Incerteza da razão não corrigida <sup>10</sup> Be/ <sup>9</sup> Be **	Razão <sup>10</sup> Be/ <sup>9</sup> Be corrigida	Incerteza da razão corrigida <sup>10</sup> Be/ <sup>9</sup> Be	<sup>10</sup> Be Concentração (atomos g <sup>-1</sup> )	<sup>10</sup> Be Incerteza concentração (atoms g <sup>-1</sup> )
Cw	22.3043	242.0	7.738E-13	1.521E-14	7.731E-13	1.522E-14	5.605E+05	1.103E+04
Bhead <sup>1</sup>	22.2739	241.3	7.225E-13	1.199E-14	7.219E-13	1.199E-14	5.226E+05	8.683E+03
<b>Rvd</b> <sup>1</sup>	22.4055	241.8	4.630E-13	8.920E-15	4.623E-13	8.929E-15	3.334E+05	6.438E+03
Be	22.4138	241.5	3.745E-13	7.887E-15	3.738E-13	7.897E-15	2.692E+05	5.687E+03
He	22.8017	241.1	3.938E-13	7.821E-15	3.932E-13	7.831E-15	2.778E+05	5.533E+03
Bw	22.0391	240.7	4.472E-13	8.488E-15	4.466E-13	8.497E-15	3.259E+05	6.201E+03
De	22.3775	240.9	7.868E-13	1.436E-14	7.861E-13	1.437E-14	5.654E+05	1.033E+04
Afc <sup>2</sup>	22.0209	241.4	2.791E-13	7.354E-15	2.784E-13	7.365E-15	2.039E+05	5.395E+03
Rvd <sup>2</sup>	22.9477	240.4	1.590E-13	4.335E-15	1.583E-13	4.354E-15	1.109E+05	3.048E+03
Fe	22.5032	238.2	5.986E-13	1.254E-14	5.979E-13	1.254E-14	4.229E+05	8.871E+03
Afc1	22.0641	242.1	2.477E-13	7.739E-15	2.470E-13	7.749E-15	1.811E+05	5.681E+03
Ae	22.3511	243.0	8.973E-13	1.522E-14	8.966E-13	1.523E-14	6.514E+05	1.106E+04
Aw	12.8650	242.1	4.491E-13	2.129E-14	4.484E-13	2.130E-14	5.640E+05	2.679E+04
Dw	10.4559	241.5	5.117E-13	1.164E-14	5.110E-13	1.165E-14	7.886E+05	1.798E+04
Bhead <sup>1</sup>	22.1165	241.1	4.260E-13	1.148E-14	4.254E-13	1.148E-14	3.098E+05	8.365E+03
Hw	11.1362	241.3	1.920E-13	6.411E-15	1.913E-13	6.423E-15	2.769E+05	9.298E+03
Bfc <sup>2</sup>	16.2496	241.3	3.632E-13	1.021E-14	3.625E-13	1.022E-14	3.597E+05	1.014E+04
Gw	15.2793	242.1	3.794E-13	1.057E-14	3.788E-13	1.058E-14	4.010E+05	1.120E+04
Ce	15.0635	240.4	4.672E-13	1.190E-14	4.665E-13	1.191E-14	4.975E+05	1.270E+04
Fw	15.5726	238.9	5.119E-13	1.263E-14	5.112E-13	1.264E-14	5.241E+05	1.295E+04

Tabela 5 - Resumo das informações de quantidade de massa inicial com respectivas concentrações mensuradas de <sup>10</sup>Be

Legenda: \*9Be foi adicionado a concentração de 291 µg mL<sup>-1</sup>.\*\*Análise isotópica foi realizada por PRIME Laboratory; razões foram normalizadas contra o padrão 07KNSTD3110 com as razões assumidas de 2850 x 10<sup>-15</sup> (NISHIIZUMI et al., 2007).\*\*\*Brancos: Média 6.819E-16; Desv. Padrão 3.996E-16; <sup>1</sup>bacias em contexto de captura do rio dos Bagres; <sup>2</sup>bacias em contexto de captura do rio Muriaé. Bhead – canal abandonado; Rvd – canal revertido; Afc – depois da captura fluvial; Bfc – antes da captura fluvial.

Fonte: O autor, 2018.

## 7.3 Resultados

Antes de analisar as concentrações de <sup>10</sup>Be ponto a ponto pelos setores geomorfológicos da captura do rio dos Bagres, captura do rio Muriaé e crista da Serra do Pai Inácio, será apresentada a concentração total destes nuclídeos e as respectivas taxas de erosão de todas as bacias que drenam para o lado leste e de todas as bacias que drenam para o lado oeste da crista.

## 7.3.1 Panorama geral

A concentração isotópica total para a bacia do rio Muriaé (n = 9) é na ordem de 3.3 x  $10^{6}$  atomos/g<sup>-1</sup> gerando uma taxa de erosão baixíssima,  $0.9 \pm 0.5$  m.Ma<sup>-1</sup>. Para a bacia do rio dos Bagres a taxa de erosão é ainda menor,  $0.7 \pm 0.4$  m.Ma<sup>-1</sup>, que corresponde a concentração isotópica de 4 x  $10^{6}$  átomos/g<sup>-1</sup> (tabela 6).

Tabela 6 - concentração isotópica e taxa de erosão total para o conjunto de bacias leste (Muriaé) e oeste (Bagres) da área

Sample Name	Orientação	elevação mínima	elevação efetiva (m)	Area (Km²)	Declividad e média (graus)	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> )	Incertezas na concentra ção 10Be	Taxas de erosão (m/Ma)	Incertezas externas (m/Ma)
Cw	BAGRES	802	1510	17.66	16	5.605E+05	1.103E+04	7.4	0.62
Bhead	BAGRES	817	935	1.19	12	5.226E+05	8.683E+03	6.5	0.55
Rvd	BAGRES	782	949	2.049	13	3.334E+05	6.438E+03	10.6	0.86
Bw	BAGRES	335	1035	22.62	15	3.259E+05	6.201E+03	9.6	0.78
Afc	BAGRES	370	1510	59.14	14	1.811E+05	5.681E+03	21.1	1.73
Aw	BAGRES	862	1265	2.6	16	5.640E+05	2.679E+04	6.9	0.66
Dw	BAGRES	898	1510	1.707	24	7.886E+05	1.798E+04	5.2	0.46
Hw	BAGRES	442	1000	13.83	15	2.769E+05	9.298E+03	11.8	1.01
Fw	BAGRES	517	1067	3.43	18	5.241E+05	1.295E+04	6.1	0.53
TOTAL				124.226		4.077E+06	1.051E+05	0.71	0.46
Sample Name	Orientação	elevação mínima	elevação efetiva (m)	Area (Km²)	Declividad e média (graus)	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> )	Incertezas na concentra ção 10Be	Taxas de erosão (m/Ma)	Incertezas externas (m/Ma)
Sample Name Be	Orientação MURIAÉ	elevação mínima 305	elevação efetiva (m) 1067	Area (Km²) 27.08	Declividad e média (graus) 17	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6	Incertezas externas (m/Ma) 0.93
Sample Name Be He	Orientação MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742	elevação efetiva (m) 1067 1075	Area (Km²) 27.08 1.586	Declividad e média (graus) 17 16	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03 5.533E+03	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07
Sample Name Be He De	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083	Declividad e média (graus) 17 16 21	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03 5.533E+03 1.033E+04	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62
Sample Name Be He De AfC	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56	Declividad e média (graus) 17 16 21 15	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03 5.533E+03 1.033E+04 5.395E+03	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31
Sample Name Be He De AfC Rvd	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413 547	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046 705	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56 0.85	Declividad e média (graus) 17 16 21 15 16	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05 1.109E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03 5.533E+03 1.033E+04 5.395E+03 3.048E+03	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3 28.9	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31 2.25
Sample Name Be He De AfC Rvd Fe	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413 547 632	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046 705 1067	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56 0.85 5.61	Declividad e média (graus) 17 16 21 15 16 17	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05 1.109E+05 4.229E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.5687E+03 5.533E+03 1.033E+04 5.395E+03 3.048E+03 8.871E+03	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3 28.9 8.0	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31 2.25 0.66
Sample Name Be He De AfC Rvd Fe Ae	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413 547 632 789	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046 705 1067 1346	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56 0.85 5.61 2.54	Declividad e média (graus) 17 16 21 15 16 17 21	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05 1.109E+05 4.229E+05 6.514E+05	Incertezas       na       concentra       ção 108e       5.533E+03       1.033E+04       5.395E+03       3.048E+03       8.871E+03       1.106E+04	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3 28.9 8.0 5.9	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31 2.25 0.66 0.5
Sample Name Be He De AfC Rvd Fe Ae BfC	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413 547 632 789 661	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046 705 1067 1346 1045	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56 0.85 5.61 2.54 6.24	Declividad e média (graus) 17 16 21 15 16 17 21 21 14	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05 1.109E+05 4.229E+05 6.514E+05 3.597E+05	Incertezas na concentra ção 10Be 5.687E+03 5.533E+03 1.033E+04 5.395E+03 3.048E+03 8.871E+03 1.106E+04 1.014E+04	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3 28.9 8.0 5.9 9.6	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31 2.25 0.66 0.5 0.81
Sample Name Be He De AfC Rvd Fe Ae BfC Ce	Orientação MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ MURIAÉ	elevação mínima 305 742 864 413 547 632 789 661 817	elevação efetiva (m) 1067 1075 1510 1046 705 1067 1346 1045 1345	Area (Km²) 27.08 1.586 1.083 24.56 0.85 5.61 2.54 6.24 11.26	Declividad e média (graus) 17 16 21 15 16 17 21 14 14 19	Concentraç ão <sup>10</sup> Be (atomos g <sup>-1</sup> ) 2.692E+05 2.778E+05 5.654E+05 2.039E+05 1.109E+05 4.229E+05 6.514E+05 3.597E+05 4.975E+05	Incertezas       na       concentra       ção 10Be       5.687E+03       5.533E+03       1.033E+04       5.395E+03       3.048E+03       8.871E+03       1.106E+04       1.014E+04       1.270E+04	Taxas de erosão (m/Ma) 11.6 13.3 7.3 16.3 28.9 8.0 5.9 9.6 8.2	Incertezas externas (m/Ma) 0.93 1.07 0.62 1.31 2.25 0.66 0.5 0.81 0.7

#### 7.3.2 Alto curso do rio Muriaé

O rio Muriaé nasce na vertente leste da Serra da Mantiqueira Setentrional. No alto curso drena a serra e o planalto na direção NW-SE, muda de direção para NE-SW e mergulha para o interior do vale estrutural após uma curva ou cotovelo de captura de aproximadamente 90°.

O vale estrutural do rio Muriaé é limitado por estruturas NE – SW nas bordas e na parte norte limita-se por falha NW- SE formando uma bacia do tipo romboétrica. Análise de imagens de satélite da área sugerem a participação de estruturas pré-cambrianas na captura de drenagem, que por sua vez, encontra-se associada a queda de blocos. Foram coletadas três amostras de sedimentos fluviais para isótopos produzidos *in situ* que seguiram os seguintes critérios: 1) um sítio a montante da captura fluvial; 2) um sítio a jusante da captura fluvial; 3) um sítio no canal revertido (figura 99 e figura 100).

Figura 99 - Captura do rio Muriaé.



 Legenda - Triângulos 1 (antes da captura); 2 (após a captura); 3 (curso revertido). Círculos: 1 - gráben do rio Muriaé; 2 - cotovelo de captura; 3 - knickpoint e queda de blocos; 4 - wetlands; 5 - bacias endorréicas no divisor de drenagem; 6 - falha normal 075/44; 084/44. Polígonos amarelos - planície aluvionar; U cela; retas pretas - falhas normais, retas pontilhadas - falhas inferidas.
Fonte: O autor, 2018.



Figura 100 - Taxas de erosão dos setores envolvidos na captura do rio Muriaé

Legenda: Carta topográfica com relevo sombread: Bfc – canal antes da captura; Rvd – canal revertido; Afc – canal após a captura. Fonte: O autor, 2018

## 7.3.2.1 Captura do rio Muriaé

As taxas de erosão para os três sítios variaram entre  $9.64 \pm 0.81$  a  $28.99 \pm 2.25$  m.Ma<sup>-1</sup>. A média é de 18.29 m.Ma<sup>-1</sup> (mediana 16.26 m.Ma<sup>-1</sup>). A concentração de <sup>10</sup>Be produzido *in-situ* (atomos g<sup>-1</sup>) revelou a menor taxa de erosão [entre as três amostras] *a montante da captura* fluvial ( $9.6 \pm 0.81$  m.Ma<sup>-1</sup>) contra ( $16.3 \pm 1.31$  m.Ma<sup>-1</sup>) a jusante da *captura*. A área efetiva do canal *antes da captura* passou de 6.4 Km<sup>2</sup> para 24.5 km<sup>2</sup> *após a captura*. A declividade variou de  $14^{\circ}$  para  $15^{\circ}$ , denotando o aumento da taxa de erosão em função da área e não sobre a declividade (tabela 7). No conjunto da três amostras, a relação entre declividade e taxa de erosão foi alta (R<sup>2</sup> = 0.99) e baixa (R<sup>2</sup> = 0.14) em comparação com a área (figura 101-b). Destaca-se o curso *revertido* que mostrou a maior taxa de erosão ( $28.9 \pm 2.25$  m.Ma<sup>-1</sup>) entre as três e entre todas as demais amostras (n = 20).



Figura 101 - Correlação entre índices topográficos e taxas de erosão para o rio Muriaé

Legenda. a) Taxa de denudação versus declividade; b) Taxa de denudação versus área; c) taxa de denudação total nos setores a montante da captura, a jusante da captura e no curso revertido. Bhead – canal abandonado; Rvd – canal revertido; Afc – jusante da captura fluvial; Bfc – montante da captura fluvial. Fonte: O autor, 2018.

Amostra	x (centroid)	y (centroid)	Morfologia do canal	Elevação mínima (m)	Média da elevação (m)	Relevo da bacia (m)	Amplitude do relevo (m)	Elevação efetiva	Área d bacia (Km²)	a Declividade (°)	<sup>10</sup> Be Concentração (atomos g <sup>-1</sup> )	Erro 10Be Atomos/g	Taxa de denudação (m/Myr)
AfC	751845	7663042	Capturador	413	729.5	316.5	633	1046	25	15	203,935	5,395	16.3 ± 1.31
Rvd	752836	7663911	Revertido	547	626	79	158	705	1	16	110,853	3,048	28.9 ± 2.25
BfC	749047	7664571	Capturado	661	853	192	384	1045	6	14	359,718	10,137	9.6 ± 0.81

Tabela 7 - Índices dos relevo e concentrações de isótopos cosmogênicos para o rio Muriaé

Legenda: As informações de elevação são em relação ao nível do mar. Elev. Mínima é igual a elevação do ponto amostrado; Elevação média (elev. Efetiva – minima); Relevo da bacia (em inglês catchment relief) = (Elevação média da bacia – mínima), conceito introduzido por Von Blackenburg 2005. Elevação efetiva (elevação máxima da bacia);

Fonte: O autor, 2018.

A cabeceira do rio dos Bagres se encontra na vertente oeste da Serra da Mantiqueira e corre na direação NW-SE, muda de direção para NNE – SSW e passa a drenar o interior do hemigraben do rio dos Bagres. O hemigraben do rio dos Bagres foi descrito no Capítulo 4. A porção Bagres Norte limita-se com o Compartimeto Planalto de Cimeira da Mantiqueira por um rebordo erosivo onde se destaca a curva anômala ou cotovelo de captura do rio dos Bagres (figura 102). As evidências desta captura de drenagem do rio dos Bagres incluem: a) no baixo curso do canal abandonado uma camada sedimentar de argila; b) cotovelo da captura fluvial; c) planície fluvial abandonada em posição de divisor hidrográfico atual no canal abandonado.

Figura 102 - Localização da captura fluvial do rio dos Bagres e entorno



Legenda:1) Bagres Norte;2) cotovelo de captura;3) planície fluvial em posição de divisor hidrográfico; 4) exultório do paleocanal do rio dos Bagres e depósito de argilito; 5 e 6) canais opositores com cursos alterados após a captura atual do rio dos Bagres; 7) planície fluvial em posição de divisor hidrográfico 5 e 6. Fonte: O autor, 2018.

A captura fluvial (Afc, ponto LO168) do rio dos Bagres difere da captura fluvial do rio Muriaé devido à ausência de um curso revertido afetado diretamente pela captura como aconteceu no rio Muriaé. Embora exista um canal secundário que pode ter sido *revertido* (Rvd, ponto LO 176), existe a necessidade de mais evidências dessa reversão de fluxo do canal. No rio dos Bagres gerou-se uma morfologia no canal abandonado tipicamente associada a ambiente que perdeu área de contribuição após a captura, como a presença de uma planície fluvial em atual posição de divisor hidrográfico e argilas fluviais no baixo curso do canal abandonado (Bhead, ponto LO178) (figura 103). Esse canal abandonado não foi observado no rio Muriaé.



Figura 103 - Mapa Topográfico com a captura fluvial associado ao gráben do rio dos Bagres

Legenda: taxas de denudação derivadas da concentração de nuclídeos cosmogênicos produzidos in situ. Fonte: O autor, 2018.

Em estudo prévio, Cherem *et al.* (2012) mediram a concentração de isótopos de <sup>10</sup>Be produzidos *in-situ* em um canal lateral que drena a escarpa erosiva mas que não sofreu captura

fluvial (P5\*). Este dado foi usado para comparação com as taxas encontradas *após captura fluvial* (Afc) no presente estudo.

As taxas de denudação em contexto de captura fluvial do rio dos Bagres variaram entre  $6.5 \pm 0.5 \text{ m.Ma}^{-1}$  a  $21.1 \pm 1.7 \text{ m.Ma}^{-1}$ . A média foi de  $25.3 \text{ m.Ma}^{-1}$  (mediana =  $21.7 \text{ m.Ma}^{-1}$ ). Existe correlação entre as taxas de denudação *versus* declividade (R = 0.99), assim como taxa de denudação *versus* área (R = 0.93) (figura 104).

No ponto *Antes da captura* (Bfc; ponto P5\*), a área da bacia era 3 km<sup>2</sup> e a taxa de denudação  $15.2 \pm 0.12 \text{ m.Ma}^{-1}$ . *Após a captura* (Afc, ponto LO168) a área da bacia passou para 59.1 km<sup>2</sup> e a taxa de denudação aumentou para  $21.1 \pm 1.73 \text{ m.Ma}^{-1}$ . O *canal abandonado* (Bhead, ponto LO178) que drena para o rio Doce ficou com área de 10.6 km<sup>2</sup> e sua taxa de denudação foi de  $11.3 \pm 0.94 \text{ m.Ma}^{-1}$  (tabela 8).



Figura 104 - Correlação entre índices topográficos e taxas de denudação

Legenda: Canto superior esquerdo: Taxa de denudação versus declividade; canto superior direito: Taxa de denudação versus área; parte inferior: taxa de denudação total nos setores antes da captura, após a captura e no canal abandonado. \*dados Cherem et al. (2012). Bhead – canal abandonado; Rvd – canal revertido; Afc – depois da captura fluvial; Bfc – antes da captura fluvial. Fonte: O autor, 2018.

Amostra	x (centro id)	y (centroi d)	Morfologia Do canal	Elevação mínima ( <b>m</b> )	Média da elevação ( <b>m</b> )	Média – mínima da bacia (m)	Amplitude do relevo (m)	Elevação efetiva	Área da bacia (Km²)	Declivi dade (°)	<sup>10</sup> Be Concentr ação (atomos g <sup>-1</sup> )	Erro 10Be Atomos/g	Taxa de denudaç ão (m/Myr)
Bhead	747211	7685765	Abandonado	817	876	59	118	935	1	12	522,576	8,683	6.5 ± 0.55
Rvd	744584	7687886	Revertido	782	865.5	83.5	167	949	2	13	333,355	6,438	10.6 ± 0.86
Afc	743046	7684457	Capturador	370	940	570	1140	1510	59	14	181,074	5,681	21.1 ± 1.73
Bhead	742347	7691413	Abandonado	740	844.5	104.5	209	949	11	13	309,817	8,365	11.3 ± 0.94

Tabela 8 - Índices dos relevo e concentrações de isótopos cosmogênicos para o gráben do rio dos Bagres

Fonte: O autor, 2018.

#### 7.3.4 Serra do Pai Inácio

A unidade da serra do Pai Inácio possui predominantemente dois segmentos: ao norte, junto ao Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira, dominam as altitudes mais elevadas entre 1000 e 1500 m. É neste compartimento que nasce o rio dos Bagres. A morfologia dos topos é aguçada e as vertentes fortemente dissecadas, onde são encontrados depósitos de tálus, colúvio e queda de blocos junto à serra. No segmento ao sul as altitudes variam entre 740 m nos fundos de vale a 1050 m nos topos de morro. Estes fundos de vale segmentam a crista, formando divisores rebaixados com aluvião no divisor, como é o caso das regiões numeradas de 1 a 4 sobre o perfil topográfico (figura 105).

7.3.4.1 Taxas de denudação na Serra do Pai Inácio

A Serra do Pai Inácio separa duas grandes bacias hidrográficas no sudeste do Brasil: ao norte as águas fazem parte da bacia do rio Doce e ao sul as águas fazem parte da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul. As drenagens do lado oeste drenam para o interior do gráben do rio dos Bagres que desemboca no rio Pomba, afluente do rio Paraíba do Sul. As taxas de denudação para oeste variaram entre  $5.2 \pm 0.46$  a  $11.8 \pm 1.01$  m.Ma<sup>-1</sup> com média de 7.8 m.Ma<sup>-1</sup> (mediana = 7.1 m.Ma<sup>-1</sup>) (figura 106).

As drenagens da vertente leste (E) correm para o interior da bacia do rio Muriaé e possuem taxas de erosão ligeiramente mais altas, estando entre  $5.9 \pm 0.5$  e  $13.3 \pm 1.07$  m.Ma<sup>-1</sup> com media de 9.06 m.Ma<sup>-1</sup> (mediana = 8.1 m.Ma<sup>-1</sup>). A relação entre taxa de erosão e declividade das doze bacias (seis pares) E – W foi baixa (R<sup>2</sup> = 0.4) (figura 107).

Somente no par AW/AE que drena o Planalto da Mantiqueira a taxa de erosão foi ligeiramente maior para o lado oeste e menor para o lado leste (figura 106).



Figura 105 - Mapa morfotectônico e perfil topográfico da crista da Serra do Pai Inácio

Legenda: A) mapa morfotectônico destacando as principais estruturais que rompem a Serra do Pai Inácio. Os números 1 a 4 correspondem a planícies fluviais atuais em posição divisores hidrográficos rebaixados. B) a figura abaixo é o perfil topográfico da crista da serra. N° 1 lineamento Cabeça Preta - fundo de vale sobre a crista; 2 – vale do lineamento Serrote; 3 – Vale do Córrego Santana e 4 – Vale do Ribeirão São Domingos. Notar que a altitude da crista diminui de NE para SW. TP – Platô Tuiutinga; VP – Platô Vargelândia; MP – Platô Muriaé; MU – Planalto da Mantiqueira.

Fonte: O autor, 2018.



Figura 106 - Taxa de denudação dos pares de bacias opostos a Serra do Pai Inácio

Legenda: BVR - Serra do Pai Inácio; MP - Platô Muriaé; MH - Planalto Mantiqueira; PSRC - Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul.

Fonte: O autor, 2018.



Figura 107 - Dispersão das taxas de denudação x declividade e histograma das taxas de denudação



Fonte: O autor, 2018.

As taxas de denudação não corresponderam ao esperado, que eram taxas maiores para as vertentes que drenam para oeste para o interior do hemigraben do rio dos Bagres. Porém, as taxas de denudação são ligeiramente mais altas para a vertente leste, que drena para o rio Muriaé. Em todos os casos, com exceção das bacias opostas (Aw/Ae) que drenam o Planalto da Mantiqueira, todas as demais as taxas são maiores para leste. Este compartimento forneceu as menores taxas de denudação, 5.2 a 8.2 m.Ma<sup>-1</sup>(tabela 9).

As amostras Hw/He são bacias opostas sobre o lineamento Cabeça Preta e têm aproximadamente 8 km com rumo E – W. Essa feição é visível sobre o Platô Muriaé, cruza o divisor da Serra do Pai Inácio (localmente um vale seco no divisor) descendo para o interior do hemigraben do rio dos Bagres (figura 105). As taxas de denudação sobre o lineamento são as mais altas entre os pares de bacia da crista. Apesar dos valores serem medianos (11.8 e 13.3 m.Ma<sup>-1</sup>, respectivamente), a estrutura geológica subjacente tem um papel significativo. Os parâmetros morfométricos (tabela 9) têm um papel secundário, visto que nos demais pares de bacias os valores dos mesmos parâmetros são bem maiores.

Amostra	Pares E/W	x (centroid)	y (centroid)	Morfologia Do canal	Elevação mínima ( <b>m</b> )	Média da elevação ( <b>m</b> )	Média – mínima da bacia (m)	Amplitude do relevo (m)	Elevação efetiva	Área da bacia (Km²)	Declividade (°)	<sup>10</sup> Be Concentração (atomos g <sup>-1</sup> )	Erro 10Be Atomos/g	Taxa de denudação (m/Myr)
L0175	Cw	747102	7685555	Planalto	802	1156	354	708	1510	18	16	560,465	11,031	7.4 ± 0.62
LO179	Ве	748637	7657833	Caniôn	305	686	381	762	1067	27	17	269,171	5,687	11.6 ± 0.93
LO180	He	748982	7674240	Falha	742	908.5	166.5	333	1075	2	16	277,763	5,533	13.3 ± 1.07
LO181	Bw	738618	7673378	Caniôn	335	685	350	700	1035	23	15	325,861	6,201	9.6 ± 0.78
LO183	De	755463	7684055	Crista	864	1187	323	646	1510	1	21	565,351	10,334	7.3 ± 0.62
LO187	Fe	741793	7661066	Crista	632	849.5	217.5	435	1067	6	17	422,866	8,871	7.9 ± 0.66
LO172	Ae	750806	7678425	Planalto	789	1067.5	278.5	557	1346	3	21	651,377	11,064	5.9 ± 0.5
LO173	Aw	748872	7681370	Planalto	862	1063.5	201.5	403	1265	3	16	564,011	26,787	6.9 ± 0.66
LO174	Dw	751175	7684765	Crista	898	1204	306	612	1510	2	24	788,582	17,981	5.2 ± 0.46
LO182	Hw	743602	7674397	Falha	442	721	279	558	1000	14	15	276,888	9,298	11.8 ± 1.01
LO188	Gw	755590	7685215	Planalto	853	1216	363	726	1579	6	20	400,993	11,197	10.9 ± 0.93
LO189	Ce	755729	7682163	Planalto	817	1081	264	528	1345	11	19	497,474	12,702	8.2 ± 0.7
LO190	Fw	737754	7662460	Crista	517	792	275	550	1067	3	18	524,133	12,954	6.1 ± 0.53

Tabela 9 - Índices dos relevo e concentrações de isótopos cosmogênicos nos pares de bacias E – W na crista da Serra do Pai Inácio

Fonte: O autor, 2018.

Nas duas maiores bacias em área (Bw/Be) os índices morfométricos (tabela 9) como amplitude do relevo e declividade são ligeiramente maiores para a bacia voltada para o rio Muriaé o que explica a taxa de denudação maior. Mas não é apenas isto, a amplitude do relevo entre as bacias de leste são maiores, o que denota uma dissecação maior destas vertentes. A taxa de denudação que rompeu a crista da Serra da Boa Vista, em Astolfo Dutra, para dar origem à Depressão do Alto Rio Pomba, foi superior a 15 m.Ma<sup>-1</sup> e inferior a 30 m.Ma<sup>-1</sup>.

#### 7.4 Discussões

#### 7.4.1 Evolução quaternária do relevo por capturas fluviais

Os resultados apontaram que o aumento da área (km<sup>2</sup>) da bacia correspondeu a um aumento nas taxas de denudação nas áreas que sofreram capturas fluviais. Após a captura fluvial, o aumento da taxa de denudação é comandado pela mudança no nível de base. O ganho de área nos canais após a captura fluvial (6 km<sup>2</sup> para 25 km<sup>2</sup> no rio Muriaé; 3 km<sup>2</sup> para 59 km<sup>2</sup> no gráben do rio dos Bagres) juntamente com o aumento da amplitude do relevo em função da mudança no nível de base (384 m para 633m - Muriaé; 269 m para 1140 m - Bagres) – gerou um aumento na declividade do terreno, resultando em aumento nas taxas de denudação em ambos os sítios.

Entretanto, as capturas do rio dos Bagres e Muriaé guardam diferenças entre si. Evidências da captura fluvial do rio dos Bagres como divisor hidrográfico rebaixado e em nível de planície fluvial (vale seco), bem como a presença de argilitos e siltitos no exultório do canal abandonado (LO-178), evidenciam uma evolução do canal por recuo erosivo do paleocurso do rio dos Bagres que rompeu a escarpa erosiva e capturou o paleocurso do córrego Taboa (figuras 108 e 109). A datação por Luminescência Opticamente Estimulada dos terraços e planícies fluviais atuais no rio dos Bagres (OLIVEIRA *et al.*, 2014) posicionou toda a dinâmica da paisagem atual dentro do Quaternário, com a idade mais antiga  $(3.100 \pm 300 \text{ ka})$  atribuída aos terraços do curso abandonado no Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira. Sobre as causas desta captura fluvial, a interpretação desta tese é tectônica. Reativações tectônicas sucessivas no hemigraben do rio dos Bagres possibilitaram o encaixamento do canal capturador

na escarpa erosiva.

Na captura do rio Muriaé, junto ao cotovelo de captura, encontra-se um espesso depósito de tálus. A interpretação para esta captura fluvial associada ao depósito é tectônica. Possivelmente mais de um evento de movimento de massa bloqueou a passagem do antigo trajeto do rio. Com o entulhamento do canal o rio passou a correr seguindo o traçado atual (figuras 99 e 100) . O depósito de tálus localiza-se no strike NE-SW do lineamento do rio Muriaé e a leste de uma falha normal oblíqua (figura 99). Os movimentos de massa sobre o ponto 3 (figura 99) foram deflagrados por reativações tectônicas destas estruturas. Alternativamente, o índice  $K_{sn}$  (Steepness index) mostrou que a baixa concentração de isótopo cosmogênico (1.1 x 10<sup>5</sup> atomos/g<sup>-1</sup>) no curso revertido foi resposta ao retrabalhamento da encosta por movimento de massa e não por força da corrente ( $K_{sn} = 27$ ).

Figura 108 - Croqui da evolução da captura do rio dos Bagres



Legenda - da esquerda para a direita tem-se as etapas evolutivas até a mais atual na porção inferior. Na situação inicial (superior esquerda), o Córrego Taboa drenava em direção ao rio Doce, enquanto o paleocurso do rio dos Bagres erodia a escarpa do planalto. Nas sequências que seguem, o canal do rio dos Bagres progrediu acompanhando a falha do rio dos Bagres até atingir a Cimeira da Mantiqueira, quando então capturou o córrego Táboa. A ilustração final retrata as feições associadas a esta captura fluvial e cada ponto está representado nas fotografias abaixo.

Fonte: O autor, 2018.



Figura 109 - Morfologia das áreas afetadas pela captura

Legenda: 1) Canal capturador do Planalto da Mantiqueira; 2) paleocurso do córrego Taboas, hoje um vale seco na posição do dividor atual; 3) exultório do paleocurso do córrego Taboas com presença de argilas.
Fonte: O autor, 2018.

A baixa concentração de isótopos de <sup>10</sup>Be - 1.1 x 10<sup>5</sup> átomos.g<sup>-1</sup> – sobre o campo de blocos junto a captura do rio Muriaé revelou que movimentos de massa ao trazerem materiais profundos para a superfície através da evolução da encosta expõem sedimentos com baixa ou nenhuma concentração de nuclídeo cosmogênico (figura 110 e 111).

Figura 110 - Croqui da evolução da captura do rio Muriaé por movimento de encosta



Legenda: Na situação inicial (canto superior esquerdo), o paleocanal drenava na direção SE, em direção ao oceano. O paleocanal do rio Muriaé, encaixado nas estruturas NE rompeu a escarpa erosiva para capturar o canal existem no platô. Movimentos de massas entulharam o canal do curso superior, formando uma bacia endorréica local. O avanço do Muriaé na direção NE rompeu a escarpa e retomou os processos erosivos sobre a bacia existente. Fonte: O autor, 2018.



Figura 111 - Morfologias das áreas afetadas pela captura do rio Muriaé

Legenda: Na imagem superior esquerda, vista para a cabeceira do Muriaé na Serra do Pai Inácio, juntamente com o cotovelo de captura na parte inferior da fotografia. Na foto superior direita, nota-se as encostas dos morros laterais exibindo as feições de movimento de massa que preencheram o fundo do vale com espesso pacote de detritos. Na foto inferior central, extenso campo de blocos e coluvio transportado das encostas para o fundo do vale.

Fonte: O autor, 2018.

Analogamente, na África do Sul central, BIERMAN *et al* (2014) verificaram que na zona de falhas de Kango Central a estabilidade da superficie geomorfológica aumentou com a distância de zona de falha, enquanto que a idade mais nova (exposure age) foi medida na superfície falhada de Kango. A baixa concentração de nuclídeos nos blocos rochosos e clastos sugeriu que a falha foi reativada há pelo menos centenas de milhares de anos.

As superfícies de pedimentos erodiram a magnitude bem menores do que a paisagem como um todo – são mais estáveis próximas a terras altas fosseis. A baixa taxa de erosão na maior parte das superfíes pedimentadas permitiu inferir que elas tem persistido por milhares de anos.

WEISSEL & SEIDL (1998), investigando a propagação de knickpoints em escarpas erosivas no sudeste australiano, apontaram que taxas de erosão fluvial no baixo curso abaixo dos escarpamentos tiveram seus valores aumentados (~50 m.Ma<sup>-1</sup>) em relação à taxa de erosão das terras altas à montante dos knickpoints (4.38 m.Ma<sup>-1</sup>). As taxas erosivas mais baixas sobre os planaltos são consistentes com a antiguidade destas áreas. Segundo suas conclusões, o

aumento das taxas de erosão no baixo curso implica que a incisão de canais com leito rochoso ocorre a taxas mais altas em direção ao alto curso. Estes dados restrigem as taxas de rebaixamento vertical do relevo, apontam os autores (*op. cit*). Os padrões de aumento de taxa de erosão através do knickpoint em direção ao baixo curso é consistente com o conceito de retração de escarpa interior sobre margens passivas continentais (WEISSEL & SEIDL, 1998).

A ausência de relação entre a declividade da bacia e taxa de erosão sugere que no longotermo a média do nível de base não mudou – um indicador de estabilidade tectônica (BIERMAN *et al.*, 2014).

Falhas normais, tais como as de Kango (BIERMAN *et al.*,2014), são outro mecanismo pelo qual crátons poderiam soerguer diferencialmente e localmente pela remoção de massa por erosão e transporte offshore.

De acordo com VON BLANCKENBURG (2005), canais próximos a escarpas de falhas e jovens cânions podem produzir até 15 vezes mais erosão e apresentar forte correlação com a declividade da encosta. Por outro lado, canais fluviais mais distantes de estruturas jovens parecem estar em equilíbrio ou erodindo às mesmas taxas.

# 7.4.2 Evolução cenozoica do relevo: da escarpa de margem passiva à Depressão do Rio Pomba e Muriaé

As taxas de denudação das bacias do hemigraben do rio dos Bagres e do rio Muriaé estão compatíveis com outras taxas de denudação medidas no Brasil. Taxas sobre platôs catarinenses variaram entre  $3.1 \pm 0.2$  até  $6.5 \pm 0.4$  m.Ma<sup>-1</sup> (DE SORDI *et al.*, 2018). Na bacia do Rio Doce as taxas variaram entre  $3.5 \pm 0.1$  a  $6.3 \pm 0.1$  m/Ma<sup>-1</sup>, enquanto na bacia do rio São Francisco as taxas ficaram entre  $1.8 \pm 0.05$  a  $5.4 \pm 0.17$  m/Ma<sup>-1</sup> (BARRETO *et al.*, 2013). No rio Jequitinhonha, entre  $3.1 \pm 0.09$  a  $5.6 \pm 0.16$  m/Ma<sup>-1</sup>. Em Minas Gerais, no Quadrilátero Ferrífero ( $14.9 \pm 2.28$  m/Ma<sup>-1</sup>) (SALGADO *et al.*, 2014); Serra da Mantiqueira Setentrional em Cristiano Otoni ( $8.77 \pm 2.78$  m/Ma<sup>-1</sup>) e a Serra da Mantiqueira Setentrional no município de São Geraldo ( $15.7 \pm 4.53$  m/Ma<sup>-1</sup>) (CHEREM *et al.*, 2012).

A taxa de denudação na foz do rio Pomba  $(23 \pm 2 \text{ m.Ma}^{-1})$  (SOSA *et al.*, 2016) foi semelhante às taxas de denudação no rebordo erosivo da Serra da Mantiqueira Setentrional (14 a 23 m.Ma<sup>-1</sup>) (CHEREM *et al.*, 2012). Esse resultado relevou que a taxa de denudação do rio

Pomba não ultrapassou 23 m.Ma<sup>-1</sup> em toda a bacia, da foz a cabeceira. E demonstrou ter alcançado o equilibrio em torno deste número. A bacia hidrográfica do Rio Pomba e a escarpa da Serra da Mantiqueira Setentrional estão evoluindo a taxas constantes, no mínimo, por todo Quaternário. No Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira, as taxas de denudação foram ainda menores (5.2 a 7.3 m.Ma<sup>-1</sup>). Taxas de denudação de poucos metros por milhares de anos indicam estabilidade na paisagem (MATMON *et al.*, 2002; COCKBURN *et al.*, 2000;). Na bacia hidrográfica do rio Muriaé, a taxa de denudação do exultório foi  $16 \pm 1$  m.Ma<sup>-1</sup> (SOSA *et al.*, 2016), enquanto as taxas de denudação junto as cabeceiras variaram entre 5.9 a 13.3 m.Ma<sup>-1</sup>. A bacia hidrográfica do rio Muriaé ainda está buscando o ajuste com o nível de base regional, fato evidenciado pela alta amplitude do relevo local e domínio dos campos de blocos na vertente leste.

Em última instância, pode-se testar a relação entre radiação côsmica e relevo na produção de nuclídeos (LAL, 1991; VON BLANCKENBURG, 2005). O relevo, mais especificamente a barreira orográfica da Serra do Pai Inácio, não exerceu controle sobre a produção de isótopos cosmogênicos na vertente leste e na vertente oeste. Verificou-se que a produção de nuclideos por espalação nuclear (nuclear spallation) manteve-se constante no tempo (6.7 átomos.g<sup>-1</sup>.a<sup>-1</sup> para o lado oeste e 6.4 átomos.g<sup>-1</sup>.a<sup>-1</sup> para o lado leste). Portanto, a radiação côsmica que atingiu ambas as vertentes também foi constante no tempo.

As taxas de denudação tanto da bacia do rio Muriaé quanto do rio dos Bagres foram agrupadas em três classes: baixa  $1 - 8 \text{ m.Ma}^{-1}$ ; mediana  $8 - 16 \text{ m.Ma}^{-1}$  e alta  $16 - 28 \text{ m.Ma}^{-1}$ . Os dados medianos e altos indicaram uma evolução da paisagem de longo-termo com participação da erosão e da incisão fluvial respondendo à reativação tectônica. Enquanto isso, taxas baixas indicaram a manutenção de uma paleo superfície em ambiente de estabilidade tectônica. Taxas de denudação de ordens de magnitudes muito distintas em frente de escarpamento impõem restrições ao modelo de evolução da paisagem por recuo constante e paralelo do escarpamento (MATMON *et al.*, 2002).

As taxas de denudação nas cabeceiras dos rios Muriaé e Bagres foram diferentes. Porém não suficiente para dizer que a vertente leste está erodindo a taxas maiores que a vertente oeste em direção ao hemigraben do rio dos Bagres. As taxas de denudação foram semelhantes, na média, 7.8 m.Ma<sup>-1</sup> para o lado oeste e 9 m.Ma<sup>-1</sup> para o lado leste.

Para erodir uma área como a Depressão do Alto Rio Pomba foram a necessárias taxas de denudação que variaram entre medianas a altas. Com as taxas medidas nesta tese para 20 amostras variando entre 5.2 a 28 m.Ma<sup>-1</sup> e 23 m.Ma<sup>-1</sup>, no exultório da bacia do Rio Pomba

(SOSA et al., 2016) algumas afirmações são possíveis:

 a) os últimos dez milhões de anos estão registrando um tectonismo ativo intraplaca;

 b) as taxas de denudação da escarpa de frente para o oceano foram baixas a medianas e desiguais mostrando que a escarpa não recuou de forma homogênea para o interior. O que explica, em parte, a sinuosidade da crista;

 c) as maiores taxas de denudação ocorreram no lineamento do rio dos Bagres e no lineamento do rio Muriaé condicionadas pelas estruturas principais NE-SW.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Retomando a afirmação de WHIPPLE *et al.* (1999), a capacidade de determinar as taxas em que os processos de superfície reagem às forças tectônicas e denudacionais fornece as respostas as mudanças na superfície terreste. Nesse sentindo, o resfriamento crustal no Neógeno reconhecido por COGNÉ *et al.*, (2011, 2012) na Serra da Mantiqueira Meridional, bem como o tectonismo Mesozoico-Cenozoico na Serra da Mantiqueira Setentrional proposto por NOCE *et al.* (2003), motivaram esta tese a investigar as mudanças tectônicas que ocorreram na Mantiqueira Setentrional entre o tempo medido pela termocronologia de (U-Th-Sm)/He em apatita e o Quaternário, através das taxas de denudação derivadas da concentração de <sup>10</sup>Be *in situ.* 

No Capítulo 5, foi proposto o modelo estrutural em hemigraben do rio dos Bagres. Estruturas pré-cambrianas de direção NE-SW como foliação metamórfica e a zona de cisalhamento de Abre Campo conduziram a estruturação principal dos compartimentos morfotectônicos. Falhas e fraturas de direção NW-SE favoreceram o basculamento da crista ou divisor (Serra do Pai Inácio) em bloco alto e bloco baixo entre o Cretáceo Inferior e Superior (figura 72). O bloco baixo se estende no divisor do Compartimento Vargelândia ao sul até o lineamento Cabeça Preta a norte. Estes foram modelados pelo entalhamento da rede de drenagem e abertura lateral dos vales que acompanharam as estruturas NW-SE. No bloco baixo dominam as cristas granitoides em formas de domos, como é o exemplo do divisor no Compartimento Vargelândia. O bloco alto se estende para norte da área, a partir do lineamento Cabeça Preta, por todo o divisor hidrográfico do Compartimento Planalto de Cimeira da Mantiqueira. Neste compartimento dominam as cristas em forma de hogback.

No Capítulo 6, demonstrou-se a partir de história térmica derivada de idades (U-Th-Sm)/He em apatita que o Compartimento Tuiutinga chegou à superfície no Permiano, após uma longa fase de soerguimento lento, 5.6 m/Ma. No Cretáceo Superior entre 100 e 80 Ma, a crosta registrou um episódio de aquecimento termal sobre o Compartimento Tuiutinga, a taxa de subsidência foi mediana e a crosta afundou, aproximadamente, 2 km em 20 Ma (10 m/Ma). Esse evento gerou falhas transcorrentes sinistrais NW-SE que foram preenchidas por pseudotaquilitos e brechas. O Compartimento Depressão Ubá (fora do gráben, mas no interior da Depressão do Alto rio Pomba) chegou à superfície há 70 Ma a uma taxa de denudação de 20

m/Ma. O limite entre estes compartimento é o lineamento do rio do Bagres, que mostrou ter sido reativado no Cretáceo Superior.

A partir de 70 Ma, os compartimentos morfoestruturais voltaram a resfriar lentamente, chegando à superfície em 56 Ma, no Eoceno Inferior. Considerando-se as histórias térmicas sem as restrições de T-t em eventos magmáticos da Bacia de Campos, o último soerguimento dos compartimentos escalonados foi até o Eoceno. O que é uma informação valiosa, pois a bacia de Campos entre o Paleoceno e o Eoceno não teve registro sedimentar, indicador que corrobora com o modelo de soerguimento dos compartimentos escalonados.

Aplicando restrições de T-t aos modelos térmicos das idades mais jovens, o Compartimento Tuiutinga sofreu um novo resfriamento entre o Eoligoceno e Mioceno, e subsidência a partir do Mioceno até o momento atual. No Compartimento Depressão Ubá a situação foi invertida, sofrendo subsidência no Oligoceno e soerguimento a partir do Mioceno. Em sintese, a partir do Cretáceo Superior até o momento atual, os compartimentos escalonados e o Compartimento Depressão Ubá alternaram entre si momentos de subsidência e soerguimento crustal, indicador que também corrobora para a tese da falha do rio dos Bagres ser uma estrutura ativa tectonicamente.

No Capítulo 7, através da aplicação do isótopo cosmogênico <sup>10</sup>Be produzido *in situ*, demonstrou-se que as taxas de denudação ao longo do Quaternário variaram entre  $5.2 \pm 0.4$  a  $28.9 \pm 2.2$  m.Ma<sup>-1</sup>. Dentro deste intervalo, foi proposto o agrupamento de classes para as taxas de denudação em baixa, mediana e alta, sendo os valores mais baixos encontrados sobre o Compartimento de Cimeira da Mantiqueira. Os valores mais baixos representam a estabilidade tectônica desta superfície, pelo menos ao longo do Quaternário. Por outro lado, valores medianos e altos que foram encontrados no lineamento Cabeça Preta e nas capturas fluviais indicam taxas de denudação que respondem a reativação tectônica durante o Quaternário, sendo que as estruturas mais ativas foram a falha do rio dos Bagres e o lineamento do rio Muriaé. Foi demonstrado também que a diferença é mínima entre as taxas de denudação da vertente oeste e leste da Serra do Pai Inácio indicando que as drenagens das bacias opostas estão recuando a velocidades semelhantes.

Integrando os dados de isótopos cosmogênicos desta tese aos outros anteriormente realizados (CHEREM *et al.*, 2012, SOSA *et al.*, 2016), com as taxas de denudação derivadas de idade (U-Th-Sm)/He, os valores variaram entre 5.6 a 28 m/Ma desde o Carbonífero até o momento atual. Porém é preciso cautela com comparações de dados de outros sítios de margem passiva, considerar os valores acima citados como baixos para taxas de denudação é apontar

um cenário dominado por estabilidade tectônica com predominio da erosão. Porém, as evidências de campo que foram apresentadas no capítulo 5, permitem afirmar que as taxas de denudação entre 15 e 28 m/Ma apontam para a reativações de estruturas neoproterozóicas em ambiente intraplaca. Valores iguais ou maiores que 20 m/Ma para os isótopos cosmogênicos estão sendo interpretados como reativação tectônica, no mínimo a partir do Quaternário.

As taxas de denudação no Quaternário variaram entre 6.1 m/Ma sobre o Compartimento Tuiutinga e 13.3 m/Ma no lineamento Cabeça Preta. Isto demonstrou que as taxas de denudação sobre a crista e compartimentos morfotectônicos de Tuiutinga e Vargelândia diminuiram entre os últimos 70 Ma. Por outro lado, as taxas de denudação no Compartimento Guiricema – 21 m/Ma - e no alto curso do rio Muriaé – 16.3 m/Ma - estão semelhantes as taxas de denudação de 20 m/Ma derivadas de idades (U-Th-Sm)/He– e próximas as taxas mensuradas no baixo curso dos rios Muriaé e Pomba – 13 a 23 m/Ma (SOSA *et al.* 2016). Em resumo, a falha do rio dos Bagres e o lineamento do rio Muriaé são estruturas ativas ao longo do Quaternário, no mínimo.

A aplicação dos métodos geocronológicos de baixa temperatura como o (U-Th-Sm)/He e concentração de isótopo cosmogênico <sup>10</sup>Be mensurado *in situ* se mostraram ferramentas úteis para testar a hipótese de tectonismo na Depressão do Alto rio Pomba e ajudaram na elaboração do modelo evolutivo do hemigraben do rio dos Bagres a partir desta perspectiva.

# REFERÊNCIAS

ALKMIM, *et al.* Sobre a Evolução Tectônica Do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos.** v. 15, n. 1, p. 25–43, 2007.

ALMEIDA, F F M. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM, 1967.

ALMEIDA, FFM de. Traços gerais da geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In: Congresso Internacional de Geografia, Rio de Janeiro. 1959. p. 7-65.

ALMEIDA, F.F.M.1964 Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**. São Paulo, n.41.

ALMEIDA, FFM de. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralizations. In: **INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS**. 1972. p. 339-346.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P.. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Brazilian Journal of Geology**, v. 26, n. 3, p. 125-138, 1996.

ANTONIOLI, L ; TUPINAMBÁ, M ; GARCIA, M J ; DINO, R . Palinologia e idade de sedimentos neógenos (Mioceno superior/Plioceno) da depressão do Rio Pomba-Muriaé (MG). In: 90 Simposio de Geologia do Sudeste/130 Simposio de geologia de Minas Gerais, 2005, Niterói. Boletim De Resumos. Rio De Janeiro: Sociedade Brasileira De Geologia, 2005. v. 1. p. 63-63.

ASMUS, H. E.; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. **Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**, v. 4, 1978.

BALCO *et al.* A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. **Quaternary Geochronology** v. 3, n. 3, p. 174–195, 2008.

BARBOSA. O. Quadro provisório das superfícies de erosão e aplainamento no Brasil. Notícias Geomorfológicas. São Paulo, n.4, 1959.

BARRETO, H.N. *et al.* Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology** v. 191, p. 1–13, 2013.

BIERMAN, P.R. *et al.* A cosmogenic view of erosion, relief generation, and the age of faulting in southern Africa. **GSA Today** v. 24, n. 9, p. 4–11, 2014.

BIERMAN, P.R. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** v. 99, n. B7, p. 13885–13896, 1994.

BIERMAN, R. P. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** v. 99, n. B7, p. 13885–13896, 1994.

BIERMAN, P.; MONTGOMERY, D. Key Concepts In Geomorphology. W.H.Freeman. 544p., 2014.

BIGARELLA, J.J. MOUSINHO, M.R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Boletim Paraense de Geografia. Curitiba, Rio de Janeiro. N.16/17.

BIZZI, L. A., SCHOBBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., & GONÇALVES, J. H. (2003). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM.

BRAUN, J. Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. **Terra Nova**, v. 14, n. 3, p. 210-214, 2002a.

BRAUN, J. Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 200, n. 3, p. 331-343, 2002b.

BRAUN,J. Quantitative constraints on the rate of landform evolution derived from low-temperature thermochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 58, n. 1, p. 351-374, 2005.

BRAUN,O. 1970.Contribuição a geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro. V.32(3).

BRAUN, Jean; VAN DER BEEK, Peter. Evolution of passive margin escarpments: What can we learn from low-temperature thermochronology?. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 109, n. F4, 2004.

BRICALLI, L.L.; MELLO,C.L. Padrões de lineamentos relacionados à litoestruturas e ao fraturamento neotectônico (Estado do Espirito Santo, Sudeste do Brasil). Revista Brasileira de Geomorfologia, v.14, n.3, 2013.

BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; GLEADOW, A.J.W. Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development. **Process models and theoretical geomorphology**, p. 23-53, 1994.

BROWN *et al.* 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 v. 122, p. 478–497, 2013.

BRUECKNER, H.K. *et al.* Tectonic implications of Precambrian Sm – Nd dates from the southern Sa, uai ~ o Francisco craton and adjacent Arac and Ribeira belts, Brazil. v. 99, p. 255–269, 2000.

Carmo. V.E.F. 2018. Evolução magmática e tectônica dos corpos metabásicos no limite entre os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, sudeste de Minas Gerais. Faculdade de Geologia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento 183p.

CARMO, I.O., 2005. Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 134 pp.

CARNEIRO, C.D.R; ALMEIDA, F.F.M.;HASUI,Y.;ZALAN, P.V.; TEIXEIRA, J.B.G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. Hasui Y.; Carneiro, C.D.R.;Almeida, F.F.M.;Bartorelli,A. (Org). Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012.

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.1.]: [2005]. Disponível em: <a href="http://www.funape.org.br/geomorfologia/">http://www.funape.org.br/geomorfologia/</a>>. Acesso em: set/2015.

CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A.V.R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; BOURLES, D.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; NALINI JUNIOR, H.A. 2012b. Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no SE de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13(1). CHEREM, Luis Felipe Soares; VARAJÃO, Cesar Augusto C.; *et al.* Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology** v. 173–174, p. 118–127, 2012.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin** v. 85, n. 11, p. 1925–1944, 2001.

COCKBURN, H. A P *et al.* Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. **Earth and Planetary Science Letters** v. 179, n. 3–4, p. 429–435, 2000.

COGNÉ, N; GALLAGHER, K; COBBOLD, P.R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. Earth and Planetary Science Letters, v. 309, n. 1, p. 118-130, 2011.

COGNÉ *et al.* "Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling." **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** 117.B11, 2012.

CONDIE, K.C. Plate tectonics & crustal evolution. Elsevier, 2013.

CORBETT *et al.* Constraining multi-stage exposure-burial scenarios for boulders preserved beneath cold-based glacial ice in Thule , northwest Greenland. **Earth and Planetary Science Letters** v. 440, p. 147–157 , 2016.

CORBETT, L.B; BIERMAN, P.R; ROOD, D.H. Quaternary Geochronology An approach for optimizing in situ cosmogenic preparation Be sample. **Quaternary Geochronology** v. 33, p. 24–34, 2016.

DA SILVA, Luiz Carlos *et al.* The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research** v. 136, n. 3–4, p. 203–240, 2005.

DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Revista Brasileira de Cartografia. São Paulo, v.5.

DE SORDI *et al.* Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology** v. 306, p. 155–169 , 2018.

DORANTI, C; HACKSPACHER, P.C., NETO, J.C.H., RIBEIRO, M.C.S.; LIMA, H.C. Evolução do relevo da região do planalto de Poços de Caldas: Correlações entre níveis planálticos e termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas. **Revista Geografias**, v. 4, n. 2, p. 87-92, 2008.

DUARTE *et al.* Geochemistry of granulite facies orthgneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociencias** v. 27, n. 1, p. 67–82, 1997.

DUNAI, T.J. Cosmogenic Nuclides principles, concepts and applications in the Earth Surface Science. [S.I: s.n.], 2010.

DUXBURY, J. Erosion Rates in and Around Shenandoah National Park, Va, Determined Using Analysis of Cosmogenic 10Be. University of Vermont, 2009. 1-123 p.

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

FARLEY, K.A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry** 47.1 (2002): 819-844.

FITZGERALD *et al.* Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. **Chemical Geology** v. 225, n. 1–2, p. 91–120, 2006.

FLOWERS, R. M., Bowring, S.A.; Reiners, P.W. "Low long-term erosion rates and extreme continental stability documented by ancient (U-Th)/He dates." **Geology** 34.11 (2006): 925-928.

FLOWERS *et al.* "Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model." **Geochimica et Cosmochimica acta** 73.8 (2009): 2347-2365.

FLOWERS, R.M.; FARLEY, K.A. Apatite 4He/3He and (U-Th)/He evidence for an ancient Grand Canyon. Science 338.6114 (2012): 1616-1619.

GALLAGHER, K; HAWKERSWORTH, C J; MANTOVANI, M S M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topograpy: application to the southeastet Brazilian margin. Journ. of South American Earth Science v. 8, n. 1, p. 65–77, 1995.

GATTO *et al.* Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitoria - geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: [s.n.], 1983. p. 780.

GAUTHERON *et al.* "Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology." Chemical Geology 266.3-4: 157-170, 2009.

GAUTHERON *et al.* Chemical influence on  $\alpha$ -recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating. **Chemical Geology** 351 (2013): 257-267.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature** v. 346, n. 6286, p. 739–742, 1990.

GOMES, A.J.L.; HAMZA, V.M. Geothermal gradient and heat flow in the state of Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geofísica. n. 23(4), 2005.

GRADIN et al. Geologia e recursos minerais da folha Viçosa - MG. Belo Horizonte: [s.n.], 2010.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, UNESP, v.29, n.2, 2010.

HEILBRON *et al.* Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research** v. 178, n. 1–4, p. 136–148, 2010.

HIRUMA, Silvio T. *et al.* Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research** v. 18, n. 4, p. 674–687, 2010.

HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. Bulletin American Association of Petroleum Geologist, *51*(11): 2246-2259.

JELINEK, A. R. *et al.* Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences** v. 54, p. 158–181, 2014.

KING, L. The geology of the Makapan and other caves. **Transactions of the Royal Society of South Africa**, v. 33, n. 1, p. 121-151, 1951.

KING, L. A geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia. V.18(2), 1956.

LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. **Earth and Planetary Science Letters** v. 104, n. 2–4, p. 424–439, 1991.

LISKER, F., VENTURA, B. & GLASMACHER, U. A. Apatite thermochronology in modern geology. *In:* Thermochronological methods: From paleotemperature constraints to landscape evolution models, edited by F. Lisker, B. Ventura and UA Glasmacher. Geological Society Special Publication 324, London, 2009. No. of pages: viii+ 347. ISBN 978-1-86239-285-4. Geological Journal, 1-24.

MAMEDE, L; NASCIMENTO, M. A. L. S.; FRANCO, M. do S. Geomorfologia. **Projeto** RadamBrasil. Folha SD, v. 22, 1981.

MARENT, B.R. Geomorfogênese dos degraus escalonados do Sudeste de Minas Gerais. **Tese de doutorado**. Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, 2016.

MARQUES, N.; PEREZ FILHO, A. Análise morfoestrutural e morfotectônica da Bacia do Rio Capivari, sul de Minas Gerais: neotectônica e as superfícies geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 14(4), 2013.

MATMON, A.; BIERMAN, P; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. **Geology** v. 30, n. 12, p. 1135–1138, 2002.

MEESTERS, A.G.C.A.; Dunai, T.J. "Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with  $\alpha$ -ejection and nonhomogeneous distribution of the source." **Chemical Geology** 186.1-2 (2002): 57-73.

MEISLING, K.E; COBBOLD, P.R; MOUNT, V.S. rifted margin, Campos southeastern Brazil. AAPG Bulletin v. 85, n. 11, p. 1903–1924, 2001.

MELLO, C.L.; TOMAZ, E.A.; SILVA,R.B.; RODRIGUES, H.B. Condicionamento tectônico cenozóico na evolução da Depressão topográfica do Rio Pomba - Muriaé (MG-RJ). X Simpósio de Estudos Tectônicos. Curitiba, 2005.

MELLO, C. L.; RODRIGUES, H. B.; HATUSHIKA, R. S. . Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo. In: X CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2005, GUARAPARI (ES). ANAIS DO X CONGRESSO DA ABEQUA.

MODENESI, M.C.; TOLEDO, M.C.M. Morfogênese Quaternária e intemperismo: colúvios do Planalto Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico**. 14(1), São Paulo, 1993.

MONTGOMERY, D.R. "Valley incision and the uplift of mountain peaks." Journal of Geophysical Research: Solid Earth 99.B7 (1994): 13913-13921.

NEGRÃO et al. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento

central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. **Brazilian Journal of Geology** v. 45, n. 2, p. 273–291, 2015.

NISHIIZUMI *et al.* "Role of in situ cosmogenic nuclides 10Be and 26Al in the study of diverse geomorphic processes." **Earth surface processes and landforms** 18.5 (1993): 407-425.

NISHIIZUMI *et al.* Absolute calibration of 10Be AMS standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms v. 258, n. 2, p. 403–413, 2007.

NOCE et al. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. (A.C. Pedrosa-Soares, Org.)**Projeto Sul Minas etapa** I: Geologia e recursos mineirais do sudeste mineiro Belo Horizonte: [s.n.], 2003.

NOCE *et al.* Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. **Precambrian Research** v. 159, n. 1–2, p. 60–78, 2007.

OLEN et al. Journal of Geophysical Research : Earth Surface. p. 2080–2102, 2015.

OLLIER, C.D., PAIN, C.F. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. **Geomorphology** 19.1-2: 1-15, 1997.

PEULVAST, J.P; SALES, V.C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator**. Ano 11, n.1., 2002.

PERES, G.; ALKMIM, F.; JORDT-EVANGELISTA, H. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: Geologic architecture and tectonic significance. Anais da Academia Brasileira de Ciencias v. 76, n. 4, p. 771–790, 2004.

PERSANO *et al.* Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 200, n. 1, p. 79-90, 2002.

PLAŠIENKA, D. *et al.* Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. **Geological** evolution of the Western Carpathians: 1-24, 1997.

PORTENGA, Eric W.; BIERMAN, Paul R. Understanding earth's eroding surface with 10Be. **GSA Today** v. 21, n. 8, p. 4–10, 2011.

RADAMBRASIL, Projeto. Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. 1983.

REINERS, P.W.; EHLERS, T. Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications. Mineralogical Society of America, 2005.

RIBEIRO, M.C.S. *et al.* "Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de traços de fissão e U-TH/HE em apatitas." **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12, 2012.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do

Sudeste do Brasil. Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 383-405, 2004.

ROMANO, A; CASTAÑEDA, C. A tectônica distensiva pós-mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. **Geonomos** v. 14, p. 1–5, 2006.

ROSANTE, K.T.; HACKSPACHER, P.C.; DORANTI,C.; GODOY.D. Análise morfométrica da bacia do Rio Capivari. Contribuição aos processos neotectônicos. **Rev. De Geografia**. Vol. Especial VIII Sinageo, n.1. 2010.

ROSS, J.L.S. "Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Rev." Geografia. São Paulo, *IG-USP*, 1992.

SALGADO *et al.* Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced10Be concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 39, n. 3, p. 311–319, 2014.

SALGADO *et al.* Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic 10Be. **Journal of Geochemical Exploration** v. 88, n. 1–3 SPEC. ISS., p. 313–317, 2006.

SALGADO *et al.* Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situproduced10Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences** v. 67, p. 89–99, 2016.

SCHOBBENHAUS, Carlos et al. Geologia do Brasil. In: Geologia do Brasil. DNPM, 1984

SEIDL, M.A.; WEISSEL, J.K.; PRATSON, L.F. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. **Basin Research** v. 8, n. 3, p. 301–316, 1996.

SILVA, T.P. Neotectônica na região da zona de cisalhamento do rio Paraiba do Sul e áreas adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG). **Dissertação de mestrado**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.

SILVA, T.M. Superfícies Geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: Revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 2, n. 20, p. 1 à 22, 2009.

SILVA, T.P., MELLO, C.L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraiba do Sul (Sudeste do Brasil). **Geologia USP**, v. 11, n.1, p-95-111, 2011.

SOSA *et al.* Geomorphology Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic 10 Be. **Geomorphology** v. 268, p. 54–63, 2016.

SPIEGEL *et al.* Apatite (U-Th-Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation. **Earth and Planetary Science Letters** v. 285, n. 1–2, p. 105–114, 2009.

SUMMERFIELD M. A. Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms. Essex. Longman Scientific & Technical, 1991.

SUMMERFIELD, M; BROWN, W. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. In: Advances in fission-track geochronology. Springer Netherlands, 1998. p. 269-284.

THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.G.; DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatismin the Serra do Mar Alkaline

Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?. Journal of Petrology, *39*(8), 1493-1526, 1998.

TOMAZ, E.A. Integração de dados estruturais ao longo da margem continental da Bacia de Campos, região da planicie costeira do rio Paraiba do Sul. **Trabalho de conclusão de curso**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003.

TUCKER, G.E., SLINGERLAND, R.L. "Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study." Journal of Geophysical Research: Solid Earth 99, 1994.

TURCOTTE, D.L., GERALD, S. Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems, 450 pp., 1982.

VAN DER BEEK, P; PULFORD, A; BRAUN, J. Cenozoic landscape development in the Blue Mountains (SE Australia): lithological and tectonic controls on rifted margin morphology. **The Journal of Geology**, v. 109, n. 1, p. 35-56, 2001.

VAN DER WATEREN, F. Late Neogene passive margin denudation history"cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. **Global and Planetary Change** v. 30, p. 271–307, 2001.

VERMEESCH, P. *et al.* α-Emitting mineral inclusions in apatite, their effect on (U–Th)/He ages, and how to reduce it. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 71.7: 1737-1746, 2007.

VON BLANCKENBURG, F. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet, tropical highlands of Sri Lanka. **Journal of Geophysical Research** v. 109, 2004.

VON BLANCKENBURG, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters** v. 237, n. 3–4, p. 462–479, 2005.

WEISSEL, J.K.; SEIDL, M.A. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin. **Geophysical Monograph Series** v. 107, p. 189–206, 1998.

WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. **Nature** 401.6748 (1999): 39.

WILDMAN, M. 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**. College of science and engineering. University of Glasgow, 2015.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZEITLER, P.K. U-Th/He Dating. Encyclopedia of Scientific Dating Methods (2015): 932-940.



ANEXO A - Mapa morfotectônico do graben do rio dos Bagres

Fonte: O autor, 2018.

ANEXO B – Mapa de pontos



Fonte: O autor, 2018.



ANEXO C – História térmica das idades (U-Th-Sm)/He para os dois modelos de danos por radiação e o modelo sem danos por radiação.

Fonte: O autor, 2018.



Fonte: O autor, 2018.