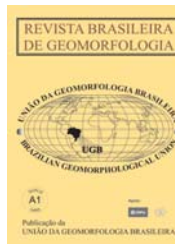




www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, nº 2 (2013)



### NOTA TÉCNICA

# MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO DE MARGENS PASSIVAS EM REGIÕES COM GRANDE ESCARPAMENTO

## MODELS OF RELIEF EVOLUTION ESCARPMENTS IN PASSIVE MARGIN REGIONS

**Breno Ribeiro Marent**

Universidade Federal do Minas Gerais, Instituto de Geociências – Avenida Antônio Carlos, Pampulha – CEP 31270-901 – Belo Horizonte, MG  
E-mail: brenomarent@yahoo.com.br

**André Augusto Rodrigues Salgado**

Universidade Federal do Minas Gerais, Instituto de Geociências – Avenida Antônio Carlos, Pampulha – CEP 31270-901 – Belo Horizonte, MG  
E-mail: geosalgado@yahoo.com.br

**Leonardo José Cordeiro Santos**

Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geografia – Jardim das Américas – CEP 81531-990 – Curitiba, PR  
E-mail: santos@ufpr.br

#### Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:  
04/01/2013

Data de Aprovação:  
18/06/2013

#### Palavras-chave:

Margens passiva de placa;  
evolução do relevo; capturas  
fluviais.

#### Keywords:

Passive Margin; relief evolution;  
fluvial captures.

#### Resumo

Objetivando melhor compreender a evolução do relevo em margens passivas de placa, ao longo dos últimos vinte cinco anos, a ciência geomorfológica desenvolveu diversos modelos teóricos. A partir de uma revisão dos trabalhos publicados sobre este tema foram constatadas duas principais semelhanças entre estes modelos: (i) áreas continentais com um esculpamento acentuado são responsáveis por um comportamento desnudacional mais agressivo nas vertentes oceânicas e mais reduzido nas continentais; (ii) estes esculpamentos evoluem por capturas fluviais e não uniformemente com a retração contínua da escarpa. Estes modelos quando testados através de metodologias modernas - traços de fissão de apatita e isótopos cosmogênicos - apresentam uma correspondência com a realidade verificada. Deste modo, comprova-se a adequação dos modelos teóricos com a real evolução do relevo.

#### Abstract

Aiming to better understand the relief evolution of passive margins, during the last twenty five years, science has developed many geomorphological theoretical models. By bibliographic review of this topic were found two similarities between these theoretical models: (i) steep escarpment continental areas has denudation processes more aggressive in the oceanic side than the continental side, (ii) these escarpments evolving not uniformly by fluvial captures and escarpment retreat. These models when tested using modern methodologies - apatite fission track and cosmogenic nuclides - have a correspondence with reality check. Thus, proving the adequacy of theoretical models with real evolution of relief.

## Introdução

A geomorfologia, ao longo das últimas décadas, sofreu uma grande reestruturação. Antes era uma ciência basicamente dedutiva. Atualmente, graças ao avanço dos conhecimentos geológicos e de geocronologia, bem como graças a maior aproximação que a geomorfologia criou com estas áreas, tornou-se uma ciência mais quantitativa e exata. Esta alteração se expressou de maneira particularmente forte no estudo da evolução do relevo das áreas de margens passivas. Neste contexto, o avanço tecnológico aliado à diversidade de informações das sequências sedimentares em bacias oceânicas levou a um amadurecimento teórico-conceitual nos modelos de desenvolvimento de margens passivas (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). Muitos destes estudos têm procurado relacionar a erosão das áreas continentais às deposições das bacias marginais. De acordo com Summerfield (1991) o conhecimento das sequências sedimentares abaixo da linha do mar levou a interpretações de modelos de evolução tectônica das margens passivas.

Margens passivas continentais apresentam uma diversificada morfologia. Apesar disso, dois tipos principais de margens passivas maduras (> 60 milhões) podem ser identificadas: (i) margens de baixa altitude e (ii) margens de grande altitude. As margens de baixa altitude aumentam gradualmente em direção ao interior a partir da planície costeira. Enquanto as margens de grande altitude possuem um flanco elevado que separa o grande escarpamento costeiro de seu interior continental menos elevado (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). De acordo com Gilchrist e Summerfield (1994), durante os estágios iniciais da formação do rifte, a margem continental experimenta a maior parte da sua erosão e recuo. Portanto, 60Ma seria tempo mais que suficiente para ocorrer o desmonte erosivo destes soerguimentos marginais em margens passivas maduras visto que, graças ao seu perfil soerguido em relação ao seu nível de base adjacente - oceano - estes escarpamentos estariam submetidos a intensos processos desnudacionais, tanto de *downwearing*, quanto de *backwearing*. No entanto, tal desmonte não ocorre e grandes escarpamentos persistem em margens passivas como, por exemplo, no leste do Brasil, oeste da África, leste da Austrália e oeste da Índia.

Este trabalho procura levantar com base em revisão bibliográfica alguns dos principais modelos elaborados em torno de margens passivas maduras de grande elevação bem como as taxas dos processos desnudacionais obtidas nestas margens através dos métodos de geocronologia, como traço de fissão de apatita e isótopos cosmogênicos. O objetivo deste levantamento é construir uma síntese dos conhecimentos acerca das margens passivas e algumas de suas implicações para a evolução da drenagem.

## Modelos de evolução em margens passivas

Na margem leste brasileira, caracterizada pela região da Serra do Mar, Macedo (1989) elaborou um modelo para ela no qual os soerguimentos são provenientes de um equilíbrio isostático pela componente flexural (Figura 1). Neste modelo, os sedimentos erodidos da Serra se acumulariam sobre a Bacia de Santos, provocando ao mesmo tempo uma subsidência da área marinha e um soerguimento da região continental costeira pelo alívio de carga. Isto comporia um binário de forças verticais em que o soerguimento estaria sempre associado a um componente flexural pela compensação isostática. Três fatores contribuiriam para este movimento: (i) o desnível topográfico entre a área serrana e a região marinha decorrente dos esforços de separação continental entre África e América do Sul; (ii) o grande número de blocos falhados justapostos na área costeira, facilitando a sua movimentação; e (iii) a reduzida espessura elástica efetiva da crosta afetada por efeitos termais, o que facilitaria uma maior amplitude dos processos flexurais.

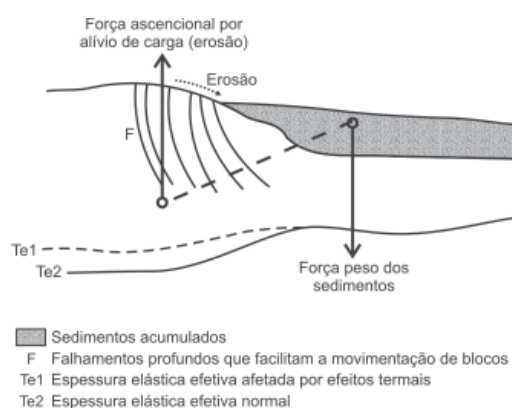


Figura 1 – Esquema das forças atuantes que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais na Serra do Mar. Fonte: Macedo (1989).

Na tentativa de avaliar a evolução da paisagem em escala global, através da modelagem da margem sudoeste da África do Sul, Gilchrist e Summerfield (1990, 1994) propuseram um modelo muito semelhante ao de Macedo (1989), que resume os principais processos envolvidos em margens passivas maduras elevadas. Este modelo prevê a persistência do soerguimento marginal ao longo de margens passivas de alta elevação. Tais margens se configuram por um baixo gradiente drenando as bacias interioranas e um elevado gradiente drenando as bacias costeiras caracterizadas por um grande escarpamento. O modelo pode ser descrito pela desnudação mais agressiva do escarpamento voltado para o lado oceânico. Sendo assim, enquanto a porção continental está perdendo massa, a porção oceânica adjacente sofre uma sobrecarga pela deposição de sedimentos. Isto gera uma subsidência do lado

oceânico e um soerguimento isostático do lado continental. A subsidência é impulsionada igualmente pela subsidência térmica decorrente do resfriamento da margem que se afasta da região do manto ascendente. O que ocorre então é uma rotação flexural na margem elevada. Os principais processos envolvidos no modelo são resumidos por Summerfield (1991) na Figura 2.

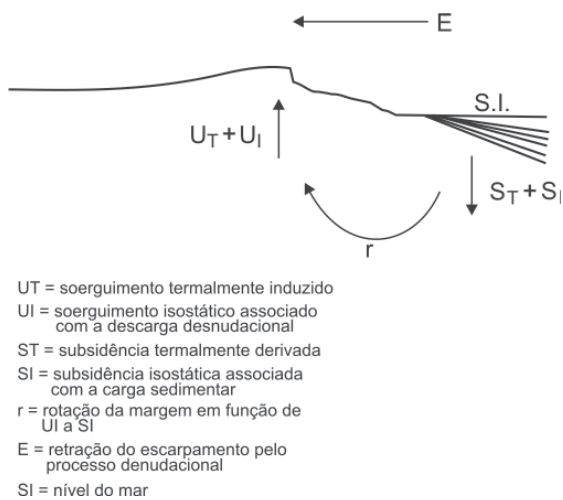


Figura 2 – Esquema dos principais fatores tectônicos controlando a evolução da margem do rifte em margens passivas. Fonte: Summerfield (1991).

Neste modelo de evolução é prevista uma elevação marginal que persiste na fase de margem passiva madura com o soerguimento sempre elevado migrando em direção ao interior continental. Como a desnudação mais agressiva do escarpamento está associada com seu recuo, isso tende a manter as vertentes oceânicas com um escarpamento sempre acentuado. O modelo tem assim dois componentes, um modelo de desnudação do terreno e um modelo de isostasia flexural (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994), (SUMMERFIELD, 1991).

Gilchrist e Summerfield (1994) comentam que a evolução tectônica das margens passivas pode influenciar diretamente a evolução da paisagem através do soerguimento e subsidência da superfície. No entanto, o efeito de tais alterações na elevação também tem influência indireta nos padrões de drenagem pós-rifteamento. Conforme apontado por Saadi (1998), a drenagem das margens passivas responde ao soerguimento com incisão de vales profundos, capturas fluviais e adaptação à orientação do basculamento dos blocos. Assim, é possível inferir que margens passivas de grande elevação, além de terem grande influência no aporte de sedimentos, têm fundamental importância nos reajustes de drenagem.

Ampliando a ideia da evolução do relevo em margens passivas, Summerfield (1991) elabora um modelo hipotético

associando a evolução da drenagem à evolução de margens passivas (Figura 3). Neste modelo, uma drenagem inicial de relevo relativamente plano é assumida. Um soerguimento inicial interrompe o sistema de drenagem, causando a decapitação e inversão da drenagem (A). O desenvolvimento de um falhamento associado ao rifteamento pela separação da placa completa a interrupção da drenagem pré rifte (B). Durante esta fase são criadas: (i) bacias de drenagem internas de baixo gradiente; (ii) vales profundos com elevado gradiente de drenagem na borda do rifte e; (iii) uma drenagem longitudinal no pavimento do rifte que é entulhada pelos sedimentos provenientes das bordas (B). O processo de rifteamento com a consequente subsidência do pavimento do rifte leva a formação de um oceano nascente (C). Uma drenagem costeira é formada pelos cursos fluviais do escarpamento. A subsidência térmica e a carga sedimentar induzem a subsidência da margem e, por efeito de flexão e rotação, um soerguimento da porção continental adjacente (C). O soerguimento ao longo da margem deverá migrar em direção ao interior continental pela descarga desnudacional e consequente resposta isostática, mantendo assim os cursos fluviais costeiros com gradientes elevados. Ocasionalmente, a desnudação mais agressiva da drenagem costeira poderá capturar a drenagem do interior (D). A captura fluvial seria inicialmente restrita a cabeceira, mas eventualmente outras partes do sistema fluvial do interior poderiam ser incorporadas ao sistema costeiro.

Interessante notar acerca deste modelo que a grande variedade de margens passivas existentes no globo indica também uma diversificada evolução da rede de drenagem. Portanto, apesar de ser possível prever um modelo hipotético conciliá-lo com essas margens se torna um desafio.

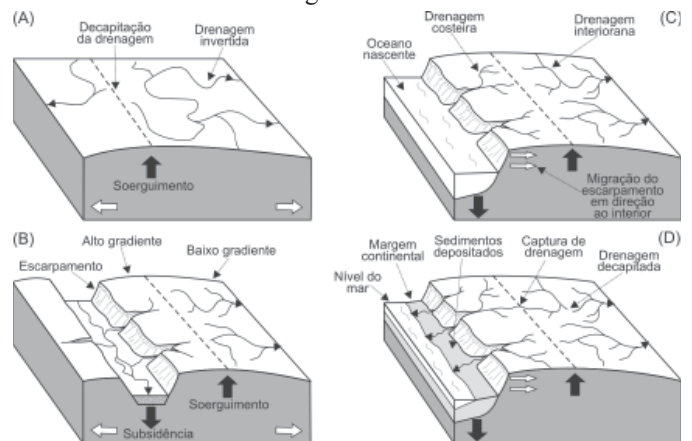


Figura 3 – Esquema de uma possível sequência de ajustes de drenagem durante o rifteamento continental nas bacias de margens passivas, com soerguimento precedendo o rifteamento. Fonte: adaptado de Summerfield (1991).

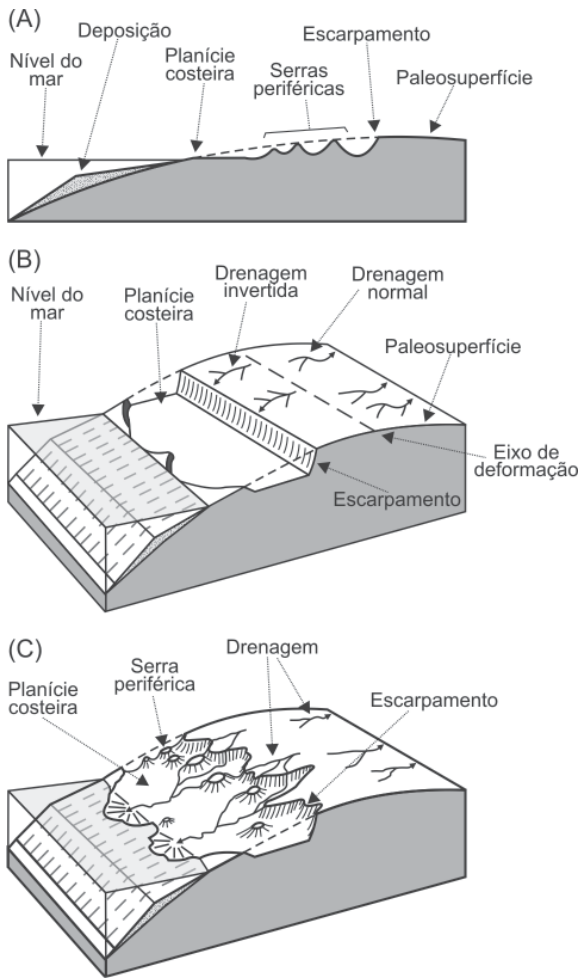


Figura 4 – Diagrama de uma seção transversal mostrando a relação entre a paleosuperfície, o grande escarpamento, as serras periféricas, a planície costeira e a sedimentação offshore em uma margem continental passiva típica (A). Bloco diagrama mostrando as principais feições morfotectônicas de uma margem passiva (B). Uma visão 3D das formas de relevo associadas com o grande escarpamento (C). Em um segundo momento a paisagem é cercada por vales principais e serras periféricas que se situam entre ele e a planície costeira, mas as serras não se elevam acima do nível da paleosuperfície soerguida. Fonte: Ollier e Pain (1997).

Ollier e Pain (1997) elaboraram um esquema baseado, principalmente, em estudos desenvolvidos na margem leste da Austrália. Neste modelo, o rifteamento começa com uma fase de vale em rifte em que o assoalho oceânico começa a se expandir e parte da paleosuperfície afunda sob o mar com a separação das margens passivas opostas que sofrem um arqueamento. A desnudação se concentra nas encostas mais íngremes entre o eixo de deformação e a costa, muitas vezes formando um grande escarpamento. Enquanto a desnudação é elevada na zona entre o grande escarpamento e a planície costeira, na paleosuperfície

soerguida ela é geralmente pequena e mantém antigos sistemas fluviais que vão sendo modificados mais lentamente. No lado oceânico sedimentos pós-rifte se acumulam na paleosuperfície *downwarped* (A) (Figura 4). A drenagem inicial que antes da formação da margem passiva seguia na direção do atual interior continental se divide em duas direções (B). Ocorre o recuo do grande escarpamento que pode chegar a/ou passar o eixo deformado (C). A sedimentação *offshore* possui estreita relação com a erosão ao longo do vales principais.

Em se tratando da diversidade de margens passivas e da evolução da drenagem, Gunnell e Harbor (2010) trazem uma visão de como seria esta evolução (Figura 5). Para estes autores, o padrão de erosão em margens passivas normalmente segue antigas estruturas geológicas expostas, modeladas por heterogeneidades estruturais e litológicas. Incisões nestes escarpamentos pela drenagem que controlam a sua retração promovem também capturas fluviais em direção ao interior continental. Observações em margens passivas, como a do oeste Indiano, convergem em direção a um modelo que descreve um fenômeno que pode se generalizado para todo o globo. Dependendo do tipo de estruturas geológicas, o recuo do escarpamento ocorre mais rápido em alguns locais do que outros. Nas porções em que ocorre uma relativa homogeneidade litológica com rochas mais frágeis os cursos fluviais evoluíram em direção ao planalto através de capturas fluviais (1). O escarpamento antes contínuo começa a evoluir para uma escarpa com vales profundos e encaixados (2). A expansão das bacias de drenagem em direção ao planalto leva a formação de um duplo escarpamento (3). O escarpamento passa a localizar-se nas faixas contínuas de rochas mais resistentes, enquanto cursos fluviais aproveitando-se do controle estrutural transpõem o escarpamento gerando novos vales encaixados. As rochas mais frágeis facilitam a erosão através de novas capturas fluviais que ao removerem a massa continental acabam exibindo relevos destacados. O relevo que se apresenta destacado na paisagem é uma evidência fundamental da persistência do escarpamento em margens passivas. A migração da escarpa em direção ao interior leva à formação de relevos residuais abandonados (4). A borda do rifte erodida agora corresponde à faixa costeira. A faixa de rochas mais resistentes situada na borda do planalto forma a nova escarpa. No entanto, com relação ao grande escarpamento Indiano, Gunnell e Fleitout, (1998) chamam a atenção para a elevada altitude desta escarpa que seria facilitada em parte pelo soerguimento flexural.

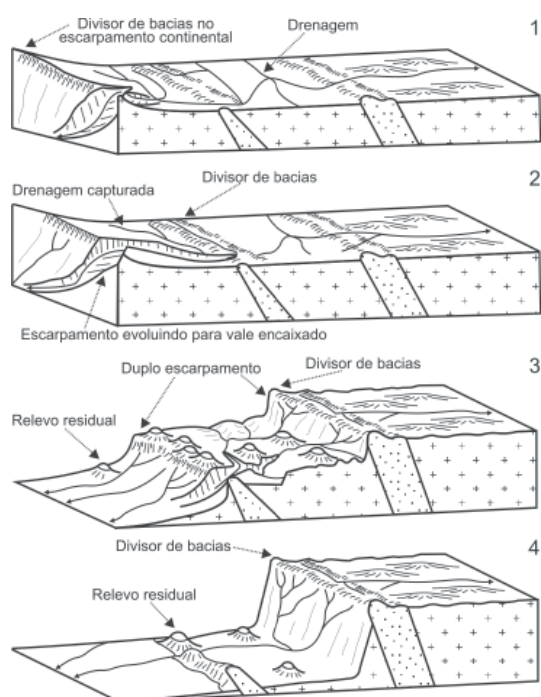


Figura 5 – possível sucessão através do tempo da drenagem em margem passiva de placa.

Fonte: adaptado de Gunnell e Harbor (2010).

### Mensuração da desnudação em margens passivas elevadas

Na tentativa de mensurar as taxas dos processos desnudacionais em bacias hidrográficas de escarpamentos em margens passivas diversos autores procuraram comparar as taxas de desnudação nestas regiões através de métodos de datação (Tabela 1). Gilchrist e Summerfield (1990, 1994) no oeste da África do Sul estimaram taxas de ~16,5 m/Ma para as bacias litorâneas e ~6,9 m/Ma para as bacias do interior continental. Bierman e Caffee (2001), no deserto da Namíbia - sudoeste da África, mensuraram taxas de ~16 m/Ma na escarpa oceânica e ~5 m/Ma no planalto situado acima. Heimsath *et al.* (2006) no sudeste da Austrália encontraram taxas de ~35 m/Ma na base da escarpa oceânica e entre 13 e 20 m/Ma no planalto acima. Vanacker *et al.* (2007) na margem passiva do Sri Lanka, próximo a Índia, obteve taxas entre ~26 e 71 m/Ma na escarpa e entre ~2,6 e 6,2 m/Ma no planalto acima. E por último, Salgado *et al.* (2013) na Serra do Mar, no Estado do Paraná, verificou taxas de 26,04 m/Ma nas bacias litorâneas e 11,10 m/Ma nas bacias do interior continental. Todos os trabalhos de datação identificaram taxas mais elevadas no *front* da escarpa oceânica, concebendo fundamento para as teorias expostas acima.

Vale ressaltar que estes trabalhos acima citados mensuraram estas taxas através de metodologias geocronológicas

modernas e de grande precisão. Os trabalhos de Gilchrist e Summerfield (1990, 1994) se basearam no traço de fissão de apatita, método este que estima a história termal das rochas e assim consegue mensurar a taxa de exumação – somatório do soerguimento com a denudação – do substrato que sustenta a superfície de uma região. Já os trabalhos de Bierman e Caffee (2001), Heimsath *et al.* (2006), Vanacker *et al.* (2007), Salgado *et al.* (2013) basearam-se nos isótopos cosmogênicos. Traços deste isótopo ( $^{10}\text{Be}$  e/ou  $^{26}\text{Al}$ ) se formam no interior dos minerais que compõem os sedimentos, rochas, veios de quartzo e solos. Esta formação ocorre graças a interação entre os raios cósmicos e os elementos  $^{16}\text{O}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{28}\text{Si}$  e  $^{56}\text{Fe}$  presentes nestes minerais (Siame *et al.*, 2000). A intensidade desta formação varia em função da altitude, latitude, profundidade, sombreamento do relevo, densidade da rocha subjacente e tempo de exposição. Conhecendo-se as cinco primeiras variáveis e mensurando-se a concentração de  $^{10}\text{Be}$  e/ou  $^{26}\text{Al}$  no interior do mineral é possível calcular a intensidade de exposição dos materiais expostos à radiação cósmica e consequentemente a taxa de erosão ou de desnudação (em até cerca de 1,36 milhões de anos) da superfície ou da bacia hidrográfica onde eles se localizam.

Tabela 1 – Taxas de desnudação dos principais escarpamentos em margem passiva de placa.

Autor	Região	Taxa de desnudação (m/Ma)			Método
		Escarpa oceânica	Escarpa continental	Planalto	
Gilchrist e Summerfield (1990, 1994)	Oeste da África do Sul	16,5	6,9	–	Traço de Fissão de apatita
Bierman e Caffee (2001)	Deserto da Namíbia - sudoeste da África	16,0	–	5,0	Isótopo cosmogênico
Heimsath <i>et al.</i> (2006)	Sudeste da Austrália	35,0	–	13,0 a 20,0	Isótopo cosmogênico
Vanacker <i>et al.</i> (2007)	Sri Lanka	26,0 a 71,0	–	2,6 a 6,2	Isótopo cosmogênico
Salgado <i>et al.</i> (2013)	Serra do Mar no Paraná	26,0	11,1	–	Isótopo cosmogênico

### Considerações finais

Os modelos de Macedo (1989), Gilchrist e Summerfield (1990; 1994), Summerfield (1991) e Ollier e Pain (1997) apresentam em síntese o mesmo pressuposto: áreas continentais com um escarpamento acentuado são responsáveis por um comportamento desnudacional mais agressivo nas vertentes oceânicas e mais reduzido nas continentais. No entanto, o modelo de Ollier e Pain (1997) apresenta uma limitação com

relação aos outros modelos. Eles não incorporam a resposta isostática a desnudação do grande escarpamento costeiro. O que de acordo com os outros autores é fundamental para a manutenção do escarpamento ao longo de margens passivas maduras.

Os modelos de evolução de margem passiva quando associados à evolução da drenagem apresentaram um mesmo elemento comum, de que estes escarpamentos evoluem por capturas fluviais e não uniformemente com a retração contínua da escarpa. Apesar de Summerfield (1991) não incorporar a ocorrência de litologias mais resistentes em seu modelo, ele deixa claro a dificuldade de conciliá-lo com a diversificada variedade de margens passivas de grande elevação.

Ao comparar as taxas de desnudação da escarpa voltada em direção ao oceano com a escarpa voltada em direção ao interior continental ou com o planalto situado acima os valores se mostraram sempre maiores na escarpa oceânica. Tal fato evidencia uma correspondência com as teorias apresentadas acima, que tem por base as taxas das bacias oceânicas sempre mais agressivas.

### Referências bibliográficas

- BIERMAN, P.R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. **American Journal of Science**, 301: 326-358, 2001.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, v.346, p.739-742, 1990.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: **Process Models and Theoretical Geomorphology**. Editado por: M.J. Kirkby. John Wiley & Sons Ltd.: 55-84, 1994.
- GUNNELL, Y.; FLEITOUT, L. Shoulder uplift of the Western Ghats passive margin, India: a denudational model. **Earth Surface Processes and Landforms**, 23, 391-404, 1998.
- GUNNELL, Y.; HARBOR, D.J. Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins. **Earth Surface Processes and Landforms**, 35, 1373-1385, 2010.
- HEIMSATH, A.M.; CHAPPELL, J.; FINKEL, R.C.; FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. **Geological Society of America**, 398: 173-190, 2006.
- MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 3(3): 159-173, 1989.
- OLLIER, C.D.; PAIN, C.F. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. **Geomorphology**, 19, p. 1-15, 1997.
- SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, 6 (1): 55-63, 1998.
- SALGADO, A.A.R.; MARENT, B.R.; CHEREM, L.F.S.; BOURLÈS, D.; SANTOS, L.J.C.; BRAUCHER, R.; BARRETO, H.N. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced <sup>10</sup>Be concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2013. (No prelo).
- SIAME, L.L.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L. Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. **Bull. Soc. Géol. France**, 171(4): 383-396, 2000.
- SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms**. Essex, Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.
- VANACKER, V.; BLANCKENBURG, F.V.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P.W. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, 253: 402-414, 2007.