

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

João Pedro Macedo Silva

**Influência da estrutura reológica litosférica na
evolução de escarpas em margens rifteadas: uma
abordagem numérica**

São Paulo

2021

João Pedro Macedo Silva

**Influência da estrutura reológica litosférica na
evolução de escarpas em margens rifteadas: uma
abordagem numérica**

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador(a): Prof. Dr. Victor Sacek

São Paulo

2021

Dedico este trabalho aos meus pais que, ao longo da minha vida, além de muito amor e apoio, moveram céus e Terra para que eu tivesse acesso à uma educação de qualidade que foi fundamental para meu desenvolvimento como ser humano. Muito obrigado!

Agradecimentos

À Petrobrás, FUSP e CAPES pelo financiamento que foi fundamental para elaboração deste trabalho.

À minha família por todo apoio não só na minha trajetória acadêmica, mas na minha vida como um todo.

Ao Victor Sacek, pela paciência, gentileza, apoio e competência na função de orientador e professor.

Aos amigos Caio Amaral, Débora Souza, Amelina Aquino, Jamison Assunção, Gabriela Se-rejo, Alane Neves, Sônia pelas sugestões, conselhos, conversas e apoio emocional nesses últimos anos dentro e fora do IAG. E também um agradecimento especial ao meu amigo Pedro Bernardinelli que além de todo o apoio citado acima também cedeu seu servidor pessoal para simular alguns dos cenários numéricos presentes neste trabalho.

Ao Rafael Monteiro pelo suporte com as simulações.

Ao Gelson Ferreira pelo auxílio com os mapas.

Aos demais colegas de pós-graduação e do departamento de Geofísica por proporcionarem um ambiente mais leve.

Ao corpo docente e demais funcionários do corpo técnico-administrativo do IAG-USP.

“It’s like in the great stories, Mr. Frodo. The ones that really mattered. Full of darkness and danger they were. And sometimes you didn’t want to know the end. Because how could the end be happy? How could the world go back to the way it was when so much bad had happened? But in the end, it’s only a passing thing, this shadow. Even darkness must pass. A new day will come. And when the sun shines it will shine out the clearer.”¹

Samwise Gamgee, *The Lord of the Rings: The Return of the King*, J.R.R. Tolkien

“After sleeping through a hundred million centuries we have finally opened our eyes on a sumptuous planet, sparkling with color, bountiful with life. Within decades we must close our eyes again. Isn’t it a noble, an enlightened way of spending our brief time in the sun, to work at understanding the universe and how we have come to wake up in it?”²

Richard Dawkins

¹ “É como nas grandes histórias sr. Frodo. As realmente importantes. Eram cheias de perigo e escuridão. E às vezes nem se queria saber o final. Por que como o fim poderia ser feliz? Como o mundo poderia voltar a ser o que sempre foi quando tanta coisa ruim acontecia? Mas no final é algo que passará, essa sombra, até mesmo a escuridão acabará. Um novo dia virá. E quando o sol nascer ele brilhará ainda mais.” Tradução livre.

² “Após dormirmos por centenas de milhões de séculos, finalmente despertamos em um planeta suntuoso, cintilando em cores, abundante em vida. Em décadas nós iremos fechar nossos olhos novamente. Não seria uma maneira nobre e esclarecedora usarmos nosso breve tempo sob o sol trabalhando no entendimento do universo e como viemos a acordar nele?” Tradução livre.

Resumo

Silva, J. P. M. (2021). *Influência da estrutura reológica litosférica na evolução de escarpas em margens rifteadas: uma abordagem numérica*. Dissertação de Mestrado em Ciências, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

O objetivo deste trabalho é avaliar o papel da composição reológica da litosfera e da dinâmica mantélica na formação e evolução de margens divergentes e também sua influência nas escarpas costeiras geradas durante o processo de estiramento litosférico, levando-se em consideração tanto a fase rifte como pós-rifte da margem. Para isso, foi utilizado um modelo termomecânico que simula a convecção mantélica no tempo geológico para diferentes condições geotectônicas. Os resultados mostram que uma crosta inferior mais rígida promove um soergimento do flanco do rifte com maior amplitude, simetria e também uma maior preservação ao longo do tempo geológico, já que o escoamento viscoso é menos intenso se comparado com uma crosta inferior menos rígida. O mesmo comportamento também é afetado pela espessura crustal e litosférica em que crostas menos espessas geraram flancos de maior amplitude, enquanto que um manto litosférico menos espesso produziu flancos de menor amplitude. Para todos os cenários observou-se uma tendência de queda da amplitude do flanco do rifte ao longo do tempo geológico sendo que a taxa de decréscimo se mostrou sensível à reologia adotada para o manto litosférico. A mesma tendência de queda com a idade é observada ao comparar os resultados com escarpas de margens reais presentes no Atlântico Sul, Sudeste australiano, Mar Vermelho, Montanhas Transantárticas, Oceano Índico e Nordeste do Atlântico. A aplicação de um modelo de processos superficiais à topografia gerada pelos processos termomecânicos indicou que a preservação dos efeitos do soergimento do flanco do rifte depende da eficiência erosiva adotada e da quantidade de recuo

da escarpa, mostrando que margens com idades superiores a 60 Myr dificilmente preservam algum efeito do soerguimento gerado pelo rifteamento.

Palavras chave: margens rifteadas, modelagem numérica, escarpas costeiras, processos superficiais.

Abstract

Silva, J. P. M. (2021). *The influence of lithospheric rheology on escarpment evolution at rifted margins: a numerical approach*. Dissertação de Mestrado em Ciências, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

The aim of this work is to evaluate the role of lithospheric rheological composition and mantle dynamics in the evolution of divergent margins and also their influence on the coastal escarpments generated during lithospheric stretching process, taking into account the rift and post-rift phases. For this, a thermomechanical model that simulates mantle convection over geological time under different geotectonic conditions was used. The results show that a strong lower crust promotes a rift flank uplift with higher amplitude, symmetry and also greater preservation over geological time, as viscous flow is less intense compared to a weaker lower crust. The same behavior is also affected by crustal and lithospheric thickness, which thinner crusts generated rift flanks with greater amplitudes, while a thinner lithospheric mantle generated flanks of smaller amplitudes. For all scenarios there was a decreasing trend in the amplitude of rift flanks over geological time, and the decrease rate was sensitive to the rheology of lithospheric mantle. The same decreasing trend with age is observed when comparing the numerical results with real escarpments present in South Atlantic, Southeastern Australia, Red Sea, Transantarctic Mountains, Indian Ocean and Northeast Atlantic. The use of a model of surface processes to the topography generated by thermomechanical processes indicated that the preservation of effects of rift flank uplift depends on the adopted erosive efficiency and the amount of flank retreat, showing that margins older than 60 Ma hardly preserve some uplift by the rifting processes.

Keywords: rifted margins, numerical modelling, coastal escarpments, surface processes.

Lista de Figuras

1.1	Principais regiões e estruturas presentes em uma margem rifteada.	24
1.2	Grau de subsidência térmica ao longo do tempo para diferentes fatores de estimamento β	25
1.3	Desenho esquemático de margens pobres (a) e ricas (b) em magma.	26
1.4	Desenho esquemático de margens pobres em magma do Tipo I (a) e Tipo II (b).	27
2.1	Localização das principais escarpas associadas a margens rifteadas	30
2.2	Mapa tectono-estrutural da Margem do Atlântico Sul há 84 Ma.	32
2.3	Mapa da margem do Sudeste da Austrália.	34
2.4	Mapa topográfico do Mar Vermelho.	36
2.5	Mapa geológico da porção <i>onshore</i> das Montanhas Transantárticas e Baía de Ross.	38
2.6	Mapa topográfico da Índia.	39
2.7	Mapa geológico simplificado de Madagascar.	41
2.8	Mapa geológico-estrutural simplificado da margem norueguesa.	42
2.9	Mapa topográfico do embasamento da Groenlândia.	44
3.1	Configuração numérica inicial para os grupos 1 - 5.	51
3.2	Estratificação reológica a partir dos envelopes de ruptura (<i>Yield Strength Envelopes - YSE</i>) iniciais para os cenários dos grupos 1 - 5.	53
3.3	Fluxograma da variação de parâmetros.	54
3.4	Exemplo de aplicação do modelo erosivo.	57
4.1	Distribuição do logaritmo da viscosidade efetiva.	63
4.2	Distribuição do logaritmo da deformação.	64
4.3	Distribuição do logaritmo da taxa de deformação.	65

4.4	Geometria das margens dos cenários numéricos.	66
4.5	Evolução do soerguimento máximo induzido (SMI) para o topo do flanco do rifte ao longo do tempo.	67
5.1	Localização dos perfis topográficos presentes na Tabela 5.1	76
5.2	Comparação amplitudes ETOPO1 vs Topografia residual.	79
5.3	Comparação amplitudes MANDYOC vs Margens reais.	80
5.4	Evolução do grau de simetria do SMI dos cenários numéricos.	81
5.5	Evolução do soerguimento máximo induzido (SMI) separados pelo $C_{C_{inf}}$	82
5.6	Comparação entre as amplitudes dos SMIs dos cenários numéricos comparados com o topo da escarpas extraídos da topografia residual calculada para as margens conjugadas presentes na Tabela 5.1 de acordo com a idade da margem.	83
5.7	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	86
5.8	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	87
5.9	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 1000 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	88
5.10	Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão $K_f \text{ (m}^2/\text{yr)}$ assumindo um platô de 0 m.	90
5.11	Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão $K_f \text{ (m}^2/\text{yr)}$ assumindo um platô de 500 m.	91
5.12	Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão $K_f \text{ (m}^2/\text{yr)}$ assumindo um platô de 1000 m.	92

B.1	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	113
B.2	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	114
B.3	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 1000 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	115
B.4	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	116
B.5	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	117
B.6	Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para o lado esquerdo dos cenários numéricos assumindo um platô de 1000 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$	118

Lista de Tabelas

3.1	Parâmetros térmicos e mecânicos para os cenários numéricos.	48
3.2	Variação dos parâmetros geométricos e reológicos para os grupos de simulações.	52
3.3	Parâmetros utilizados no modelo erosivo.	57
3.4	Valores de T_e utilizados no modelo de processos superficiais calculados a partir da formulação apresentada por Burov e Diament (1995)	58
5.1	Comparação entre espessura crustal e topografia para as margens indicadas na Figura 5.1	77
5.2	Comparação de informações termocronológicas.	78

Sumário

1. Introdução	23
2. Escarpas Associadas a Margens Rifteadas	29
2.1 Margem do Atlântico Sul	30
2.2 Margem do Sudeste da Austrália	33
2.3 Margens do Mar Vermelho	35
2.4 Montanhas Trans-Antárticas	36
2.5 Western Ghats - Índia	38
2.6 Madagascar	40
2.7 Noruega	42
2.8 Groenlândia	43
3. Métodos	45
3.1 O Modelo Numérico: Mandyc	45
3.2 Estrutura Térmica Inicial	49
3.3 Estiramento Litosférico	49
3.4 Superfície Livre	49
3.5 Os cenários numéricos	50
3.5.1 Grupo 1: Grupo de referência	50
3.5.2 Grupo 2: Variação da <i>Creep Flow Rheology</i>	51
3.5.3 Grupos 3 e 4: Variação da espessura litosférica	51
3.5.4 Grupo 5: Variação da espessura crustal	52
3.6 Modelo de processos superficiais	55
3.6.1 Erosão	55

3.6.2	Flexura	55
3.6.3	Configuração numérica	56
3.7	Acoplamento dos processos superficiais ao Mandyoc	58
3.8	Pós-processamento e visualização dos resultados	59
4.	<i>Resultados</i>	61
4.1	Influência do comportamento viscoso da crosta inferior	68
4.1.1	Geometria da margem	68
4.1.2	Evolução do soerguimento	69
4.2	Influência do regime reológico (Lei de Fluxo)	70
4.2.1	Geometria da Margem	70
4.2.2	Evolução do soerguimento	70
4.3	Influência da espessura do manto litosférico	71
4.3.1	Geometria da margem	71
4.3.2	Evolução do soerguimento	72
4.4	Influência da espessura crustal	72
4.4.1	Geometria da Margem	72
4.4.2	Evolução do soerguimento	73
5.	<i>Discussão</i>	75
5.1	Comparação com margens reais	75
5.1.1	Simetria do SMI	79
5.1.2	Efeitos dos processos superficiais	84
6.	<i>Conclusões</i>	95
6.1	Considerações gerais	95
6.2	Perspectivas de Estudos Futuros	97
	<i>Referências</i>	99
	<i>Apêndice</i>	109
A.	<i>Notação Indicial e Delta de Kronecker</i>	111

<i>B. Influência da taxa de erosão K_f</i>	113
B.1 $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5}$	113
B.2 $K_f = 1,5 \times 10^{-5}$	116

Introdução

A origem e evolução de margens divergentes do ponto de vista físico/geodinâmico é um assunto que ganhou cada vez mais relevância na comunidade acadêmica, principalmente a partir do final da década de 1970 com trabalhos como o de [McKenzie \(1978\)](#). Sua relevância se dá principalmente pelo interesse econômico, já que grandes reservas de petróleo estão associadas a esse tipo de ambiente tectônico. Portanto, é fundamental compreender os mecanismos que governam os processos de formação e evolução de tais margens.

Margens divergentes ou rifteadas estão associadas com a separação de blocos continentais e durante esse processo o regime de esforços é distensivo e faz com que a crosta seja estirada por 50-150 km chegando até 500 km em casos extremos ([Karner e Driscoll, 1999](#)). Este processo gera falhamento normal na crosta e afinamento litosférico, resultando na criação de uma subsidência que eventualmente é preenchida por sedimentos. As bacias geradas nesse contexto são denominadas bacias de margem passiva ou de margem divergente ([Allen e Allen, 2005](#)). Atualmente, as margens divergentes representam cerca de metade de todo o comprimento das linhas de costa no planeta ([Gunnell et al., 2003](#)).

Partindo da porção continental em direção ao mar, pode-se dividir a margem rifteada em cinco regiões principais ([Peron-Pinvidic et al., 2013](#)), sendo elas (ver [Figura 1.1](#)): (i) o domínio proximal (*proximal domain*) ou plataforma que compreende a porção pouco estirada da crosta, (ii) o domínio de afinamento crustal (*necking domain*) que é a região onde a crosta sofre um drástico afinamento sendo observado a partir de uma inflexão da Moho sísmica, (iii) o domínio distal (*distal domain*) que apresenta uma crosta super estirada chegando a menos de 10 km de espessura e em alguns casos também apresenta manto litosférico exumado, (iv) o domínio externo (*outer domain*) que compreende a transição entre a crosta continental e oceânica e (v) o domínio oceânico (*oceanic domain*) que é porção onde há criação de crosta

oceânica.

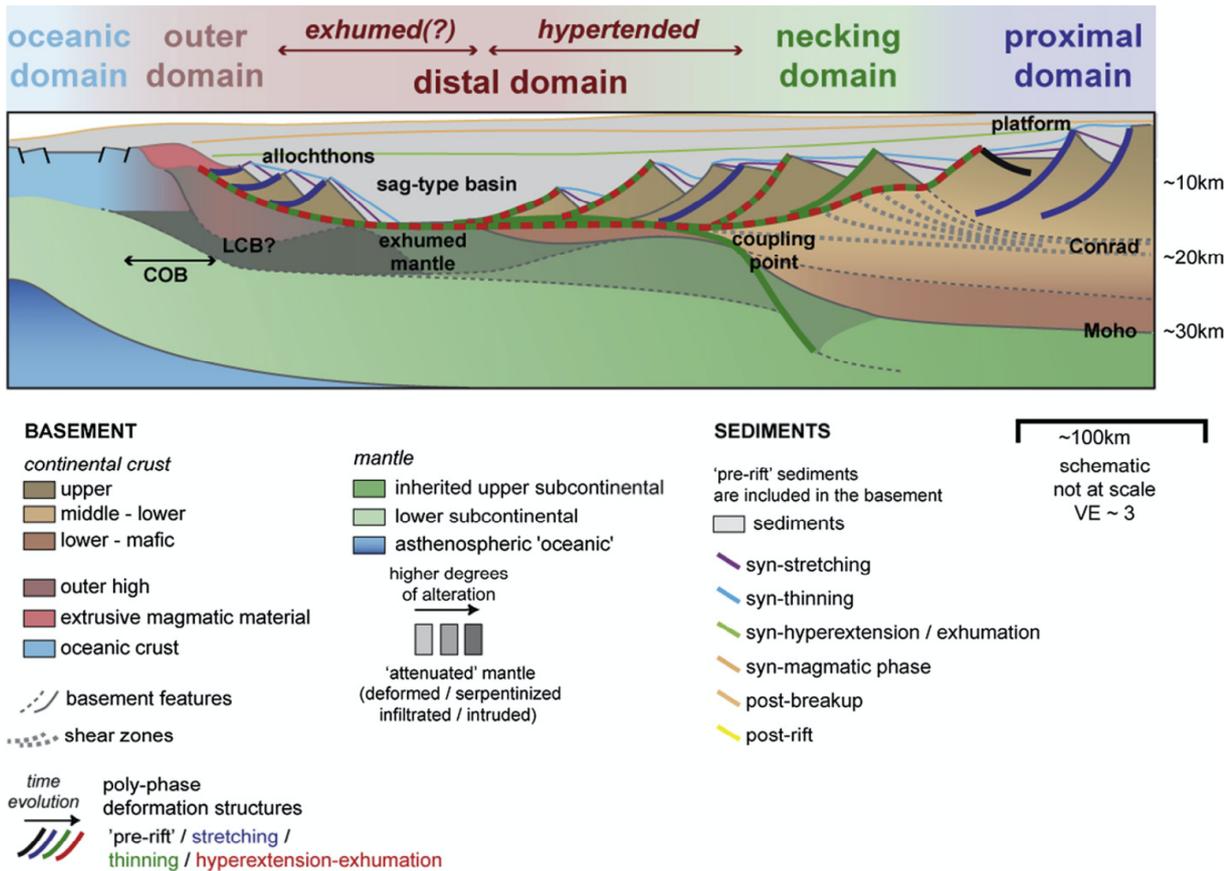


Figura 1.1: Principais regiões e estruturas presentes em uma margem rifteada. Retirado de (Peron-Pinvidic et al., 2013).

No início do processo de estiramento da litosfera, a crosta é afinada e altera a carga exercida no manto litosférico. A compensação isostática sofrida em resposta a essa mudança na espessura da crosta provoca o que chamamos de subsidência mecânica, que por sua vez, é distribuída com o desenvolvimento de um sistema de riftes com formação de grábens e horsts que compreendem do domínio proximal ao domínio externo, correspondendo às porções menos e mais estiradas da crosta continental, respectivamente (Peron-Pinvidic et al., 2013). A distribuição desses conjuntos de falhas está relacionada com a reologia da litosfera e heranças estruturais geradas por eventos tectônicos anteriores à formação da margem (Salazar-Mora et al., 2018).

O processo de estiramento litosférico e consequente afinamento crustal faz com que o manto astenosférico entre em processo de ascensão e após a quebra do bloco continental em dois, ocorre a criação de litosfera oceânica entre o domínio externo e oceânico, represen-

tando a zona de transição entre crosta continental e oceânica até o centro de espalhamento na dorsal (Peron-Pinvidic et al., 2013). Com o passar do tempo a litosfera oceânica e a porção estirada da litosfera continental perdem calor, ficam mais frias e espessas. Este aumento na espessura aumenta a carga que a litosfera exerce na astenosfera provocando o que chamamos de subsidência térmica.

A evolução da subsidência térmica ao longo do tempo está diretamente associada ao quanto a litosfera foi estirada (McKenzie, 1978). A Figura 1.2 nos ajuda a visualizar esse efeito, em que quanto mais estirada a margem, maior será a subsidência térmica ao longo do tempo, assumindo-se o modelo térmico em uma dimensão de McKenzie (1978).

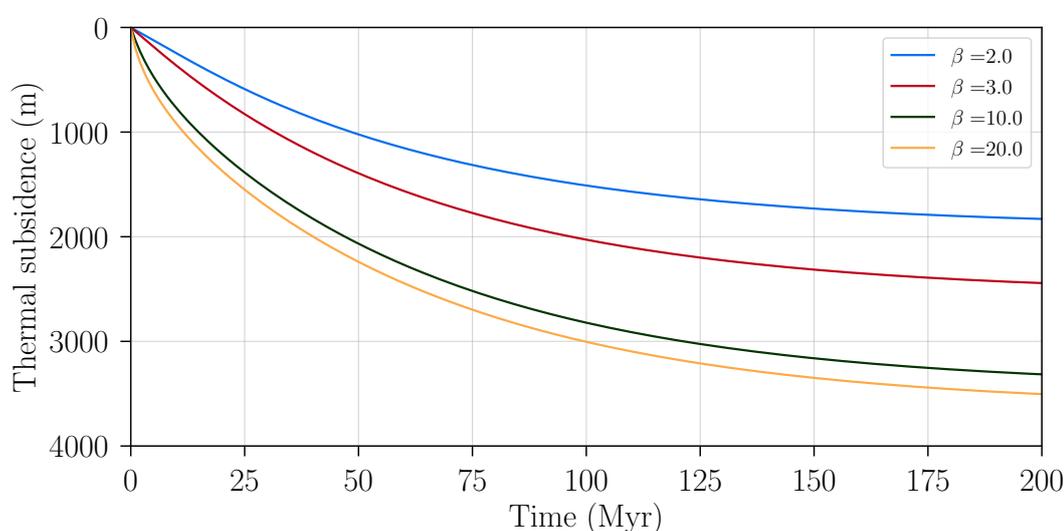


Figura 1.2: Grau de subsidência térmica ao longo do tempo para diferentes fatores de estiramento β , que é dado por $\beta = H_i / H_f$ em que H_i e H_f são as espessura inicial e final da litosfera, respectivamente. O modelo assume uma litosfera com 125 km de espessura inicial com sua base na isoterma de 1300 °C. Os valores assumidos para a densidade do manto e da água foram de 3300 e 1000 kg/m³. O valor adotado para o coeficiente de expansão volumétrica foi de $3,28 \times 10^{-5}$ 1/K.

Margens passivas podem ser divididas em três principais grupos, sendo eles as margens ricas em magma, margens pobres em magma e margens ricas em sedimentos (Peron-Pinvidic et al., 2013). As margens ricas em magma, como a da Noruega Central - Leste da Groenlândia, são aquelas que possuem uma grande câmara magmática em sua dorsal. Já margens pobres em magma como da Iberia - Newfoundland são aquelas em que a câmara magmática é pequena. As margens ricas em sedimentos, como a da Angola - Brasil (que também é pobre em magma), são aquelas em que houve um grande aporte sedimentar (Peron-Pinvidic et al., 2013).

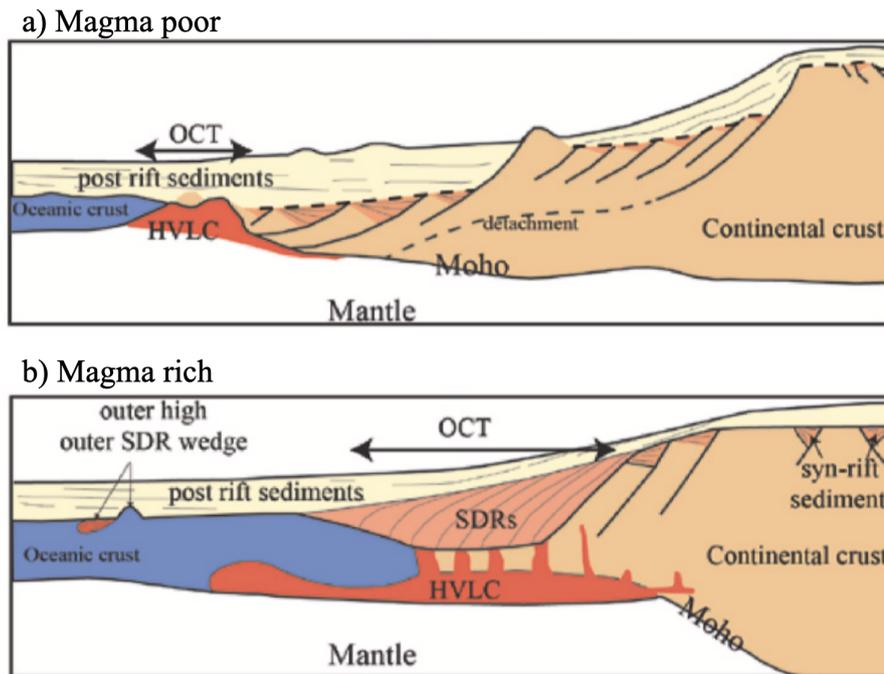


Figura 1.3: Desenho esquemático de margens pobres (a) e ricas (b) em magma. Modificado de Biari et al. (2021).

O padrão de estiramento não é uniforme ao longo de toda uma margem (Brune et al., 2014). Considerando as margens pobres em magma, podemos dividi-las em dois grupos sendo eles Tipo I e Tipo II (Huismans e Beaumont, 2011). Margens do Tipo I são pouco estiradas e têm como principais características: falhas profundas na crosta (1), regiões com afinamento abrupto da crosta (2), geometria assimétrica com soerguimento dos flancos do rifte (3), quebra da crosta antes do manto litosférico (4), exumação do manto litosférico na transição continente-oceano (5), pouco magmatismo (6) e criação tardia de um centro de espalhamento (7). Já as margens do Tipo II são bem estiradas e possuem como características principais: extensas regiões com crosta afinada (A), bacias do início do sin-rifte com presença de falhas (B), sedimentos não deformados do final da fase sin-rifte (C) sobrepostos por sedimentos de ambiente deposicional raso em bacias ‘sag’ (D), subsidência limitada no período sin-rifte devido à ascensão astenosférica que entra em contato com a base da crosta (E), sem soerguimento dos flancos do rifte (F), ausência de exumação mantélica (G), regiões com altas velocidades sísmicas associadas com *underplating* magmático (H) e presença de um centro de espalhamento logo após o rompimento da crosta (Huismans e Beaumont, 2011, ver Figura 1.4).

Conseqüentemente, a topografia também responde ao processo de rifteamento gerando

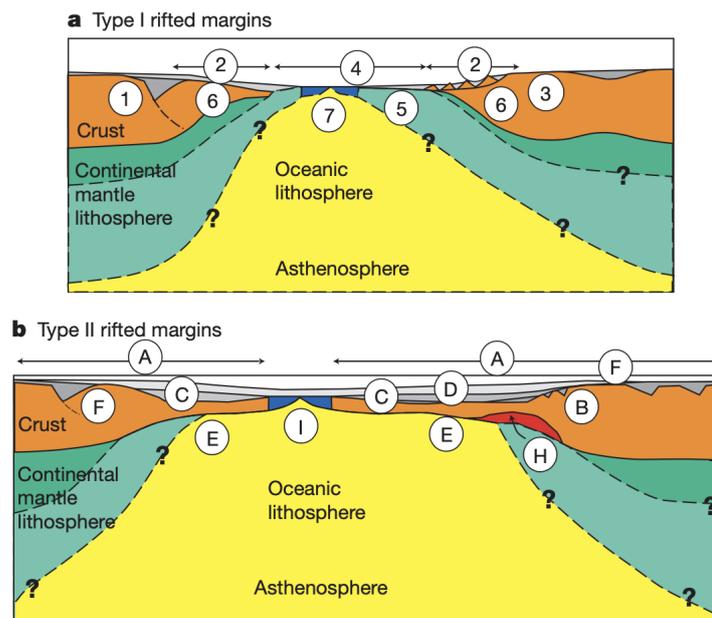


Figura 1.4: Desenho esquemático de margens pobres em magma do Tipo I (a) e Tipo II (b). Veja o texto para a descrição das características 1-7 e A-I. Retirado de [Huismans e Beaumont \(2011\)](#).

estruturas como as escarpas costeiras. Escarpas associadas a margens passivas separam a topografia do interior continental da topografia costeira e são geradas pela combinação de diferentes fatores tais como: convecção de pequena escala, transporte lateral de calor, variações na taxa de distensão, resposta flexural causada pela erosão ou *underplating* ([Chery et al., 1992](#); [Burov e Cloetingh, 1997](#)). Sua evolução, geralmente é estudada a partir da flexura e isostasia causadas por processos superficiais que ocorrem na crosta superior ([Tucker e Slingerland, 1994](#); [van der Beek et al., 2002](#); [Gunnell e Harbor, 2010](#); [Tugend et al., 2018](#); [Godard et al., 2019](#)).

Entretanto, a dinâmica mantélica também possui um papel nesse processo e atua de maneira conjunta com processos superficiais na evolução da paisagem ([Molin et al., 2012](#); [Sacek et al., 2012](#); [Sembroni et al., 2016](#)). [Sacek \(2017\)](#) mostrou que a dinâmica mantélica ajuda na preservação de escarpas preexistentes. [Sacek et al. \(2012\)](#) mostraram que o padrão de afinamento crustal, que também depende da dinâmica mantélica, está associado com a formação de divisores de drenagem na porção continental.

Sabe-se que a topografia pré-rifte desempenha um papel importante na evolução de escarpas ao longo de margens divergentes e que o comportamento reológico da crosta superior é tido como um fator de importância secundária na evolução da paisagem ([van der Beek et al., 2002](#)), mas o impacto do comportamento reológico da litosfera como um todo na formação e

evolução de escarpas geradas nesse processo permanece pouco explorado e entendido (e.g. [Chery et al., 1992](#); [Matmon et al., 2002](#)).

Como o padrão de estiramento, estruturas crustais e geometria de margens passivas estão diretamente associados a fatores como a reologia da litosfera, velocidade de estiramento e he-ranças estruturais ([Huismans e Beaumont, 2003, 2007, 2011, 2014](#); [Salazar-Mora et al., 2018](#); [Tetreault e Buitter, 2018](#)), no presente trabalho é avaliado o papel da estrutura reológica da litosfera na amplitude e evolução do soerguimento induzido no processo de estiramento li-tosférico em margens rifteadas que apresentam escarpas costeiras como a Serra do Mar (SM) e Namíbia (NMB), no Atlântico Sul, as Grandes escarpas do Sudeste Australiano (SEA), as es-carpas do Egito (EGT) e Arábia Saudita (SA) no, Mar Vermelho, as Montanhas Transantárticas (TAM), os Western Ghats na Índia (IND), Madagascar (MDG) e as margens da Noruega (NRW) e Groenlândia (GRL) no Atlântico Norte¹.

O **Capítulo 2** apresenta as principais características das margens rifteadas abordadas neste trabalho. O **Capítulo 3** apresenta os métodos usados neste estudo a partir da descrição do modelo numérico utilizado nas simulações, construção dos grupos de cenários numéricos contendo as variações da estrutura reológica da litosfera, o acoplamento do modelo termo-mecânico com o modelo de processos superficiais e as ferramentas computacionais utiliza-das para o pós-processamento dos resultados numéricos. O **Capítulo 4** apresenta a descrição dos resultados obtidos no pós-processamento dos resultados dos experimentos numéricos avaliando-se os efeitos das variações dos parâmetros na geometria das margens e na evolu-ção do soerguimento do flanco do rifte ao longo do tempo geológico. O **Capítulo 5** apresenta a discussão dos resultados obtidos nas simulações a partir da comparação com as escarpas presentes nas margens abordadas no **Capítulo 2** e quais os efeitos na preservação do soergui-mento do flanco do rifte ao longo tempo a partir da aplicação do modelo de processos su-perficiais à resposta topográfica gerada pelo modelo termomecânico e o que isso representa para o que se observa nas escarpas reais. Por fim, o **Capítulo 6** apresenta conclusões sobre como uma crosta inferior mais rígida e mais acoplada ao manto litosférico faz com que os flancos do rifte atinjam maiores amplitudes e que margens com mais de 60 Myr dificilmente preservam os efeitos do soerguimento inicial dos flancos, assim como perspectivas futuras para este trabalho.

¹ As siglas para os nomes das margens correspondem aos seus nomes em inglês, e.g: SA - Saudi Arabian, NRW: Norway, GRL:Greenland, TAM: Transantarctic Mountains

Escarpas Associadas a Margens Rifteadas

Escarpas costeiras são feições características presentes ao longo de margens rifteadas e são caracterizadas por fazer a transição entre a topografia do interior continental e a costeira. A formação desse tipo de feição é comumente associada ao soerguimento do flanco do rifte gerado pelo processo de estiramento litosférico, juntamente com outros processos como flexura, compensação isostática por remoção de carga por erosão, dinâmica mantélica, *underplating* e efeitos térmicos (van der Beek et al., 1995; Widdowson e Cox, 1996; Burov e Cloetingh, 1997; Nyblade e Sleep, 2003; Ryberg et al., 2015).

Adicionalmente, a preservação destas escarpas ao longo do tempo geológico está associada a fatores externos como erosão e fatores internos como a estrutura crustal antes do rifteamento litosférico (van der Beek et al., 1995; Matmon et al., 2002).

A topografia pré-existente ao período de rifteamento, como por exemplo um divisor de drenagem, também desempenha papel na evolução da amplitude e recuo da escarpa costeira (Sacek et al., 2012; Sacek, 2017).

Assim, a interação entre tais fatores faz com que a topografia observada hoje nestas escarpas seja uma combinação destes efeitos ao longo do tempo geológico, que por sua vez, fazem com que as margens rifteadas e suas escarpas apresentem uma complexa história de denudação e deposição.

A **Figura 2.1** apresenta um mapa topográfico com a localização de algumas das principais escarpas associadas ao processo de rifteamento ao redor do mundo e que serão utilizadas como vínculos comparativos com os resultados numéricos. A seguir será apresentada uma breve descrição das principais características de tais margens:

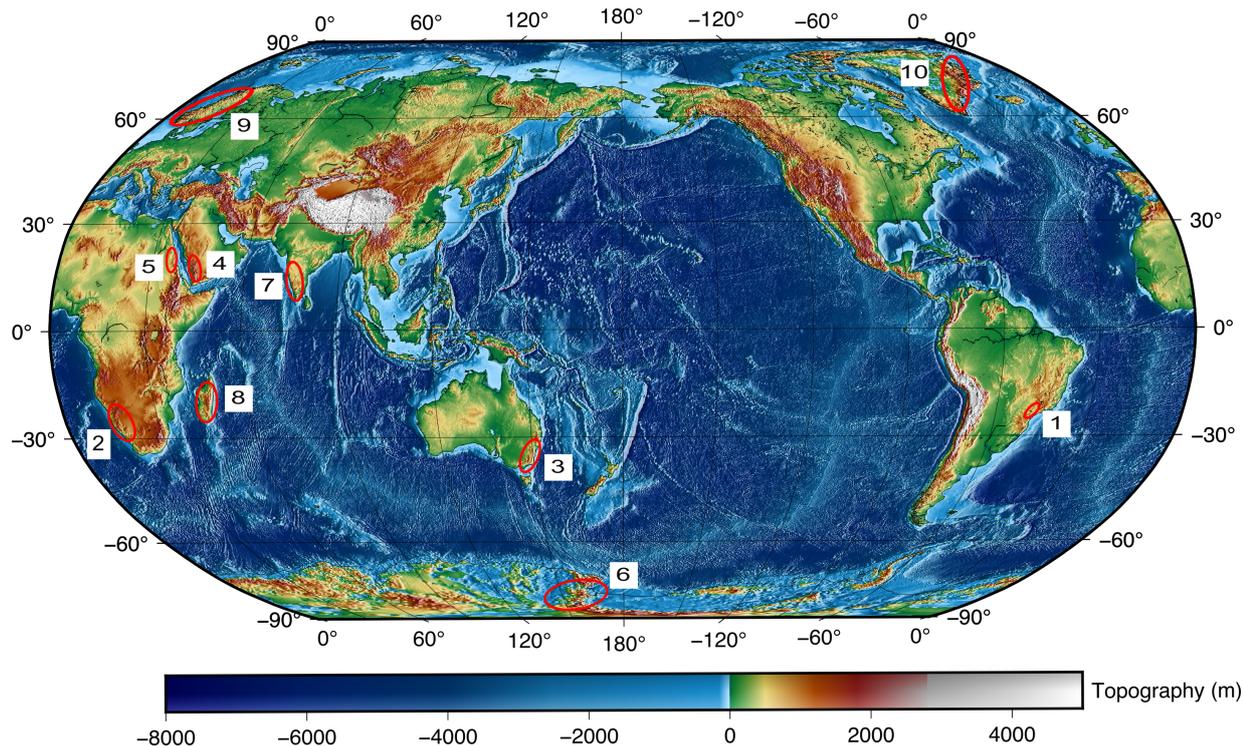


Figura 2.1: Mapa topográfico global com a localização (elipses vermelhas) das principais escarpas associadas a margens rifteadas ao redor do mundo sendo elas: Serra do Mar (1) e Namíbia (2) no Atlântico Sul, Sudeste da Austrália (3), Arábia Saudita (4) e Egito (5) no Mar Vermelho, Montanhas Trans-Antárticas (6), Western-Ghats na Índia (7), Madagascar (8), Noruega (9) e Groenlândia (10). Os dados de topografia foram obtidos por meio do ETOPO1 apresentado por [Amante e Eakins \(2009\)](#).

2.1 Margem do Atlântico Sul

O desenvolvimento da margem do Atlântico Sul teve início no processo de quebra da porção oeste do Gondwana entre o fim do Jurássico Superior e Início do Cretáceo Inferior. O processo de ruptura começou nos extremos das porções Norte e Sul da América do Sul avançando para o nordeste do Brasil até a separação total dos blocos continentais no Aptiano ([Mohriak, 2003](#); [Mohriak et al., 2008](#); [Moulin et al., 2010](#)). Ao longo do Atlântico Sul, podemos encontrar margens variando entre os tipos I e II, também com bacias marginais com espessos pacotes sedimentares.

Por estar em um contexto de tectônica distensiva, o processo de separação acarretou na formação de bacias sedimentares de margem passiva tais como a Bacia de Campos na margem brasileira e a Bacia do Kwanza na margem conjugada na Angola.

As fases de abertura do Oceano Atlântico e consequente quebra do Gondwana estão fortemente ligadas a processos de deformação, acúmulo de esforços e movimentos entre os blocos

intra-continentais na placa africana e principalmente na placa sul-americana. Tais eventos foram fundamentais para a formação dos depósitos de sal do Aptiano e reservatórios de petróleo presentes nas bacias de Campos e Espírito Santo (Moulin et al., 2010).

Durante a fase sin-rifte, entre o final do Paleozoico e Mesozoico, houve a formação de falhas sintéticas e antitéticas que acarretou em um sistema de semi-grábens paralelos à direção da costa e preenchidos por sedimentos siliciclásticos provenientes de sistemas fluviais e deltaicos. Após o término da fase sin-rifte, no final do Cretáceo Inferior, e a formação dos riftes continentais preenchidos por sedimentos lacustres e fluviais, deu-se início a fase pós-rifte com a predominância de incursões marinhas que geraram grandes depósitos de evaporitos e presença de tectônica de sal na margem (Mohriak, 2003; Peron-Pinvidic et al., 2013).

A margem pode ser subdividida em três segmentos principais (Figura 2.2), sendo eles: O Segmento Equatorial, o Segmento Central e o Segmento Austral que compreendem, respectivamente, às porções nordeste, leste, sudeste e sul da margem brasileira (Mohriak, 2003; Moulin et al., 2010).

O Segmento Equatorial está na porção mais ao norte da margem e compreende as Zonas de Fratura de Maratona ao norte dos platôs de Demerara e Guiné até as Zonas de Fraturas de Chain em Gana/Nordeste brasileiro (Rio Grande do Norte) (Moulin et al., 2010). Na margem brasileira, tal porção contém riftes abortados que ocorreram ao mesmo tempo que a abertura do Atlântico Norte, no Jurássico. O processo de rifte provocou a formação de diversas bacias com pequenas espessuras de evaporitos se comparado com os demais segmentos. Dados provenientes de métodos potenciais mostram que o Segmento Equatorial apresenta trechos com estruturas de orientações E-W e NW-SE evidenciando movimentos transcorrentes presentes em margens transformantes, sendo possível chamá-lo de Margem Equatorial Transformante (Mohriak, 2003).

O Segmento Central está localizado entre a Fossa de Benue na Nigéria na porção norte até as Zonas de Fratura do Rio Grande na porção sul. Nessa região estão localizados grandes volumes de evaporitos formados no Aptiano como as Bacias de Santos e Campos na margem sul-americana e Congo na margem conjugada africana. Já o Segmento Austral está limitado ao norte pela Zonas de Fratura do Rio Grande e ao sul pelas Zonas de Fraturas de Falkland-Agulhas, na margem sul-americana compreende da Bacia de Pelotas no sul do Brasil até a Bacia de Rawson na Argentina. Já na margem africana, o Segmento Austral vai da Bacia de Walvis na Namíbia até a Bacia de Outeniqua na África do Sul (Mohriak et al., 2008; Mou-

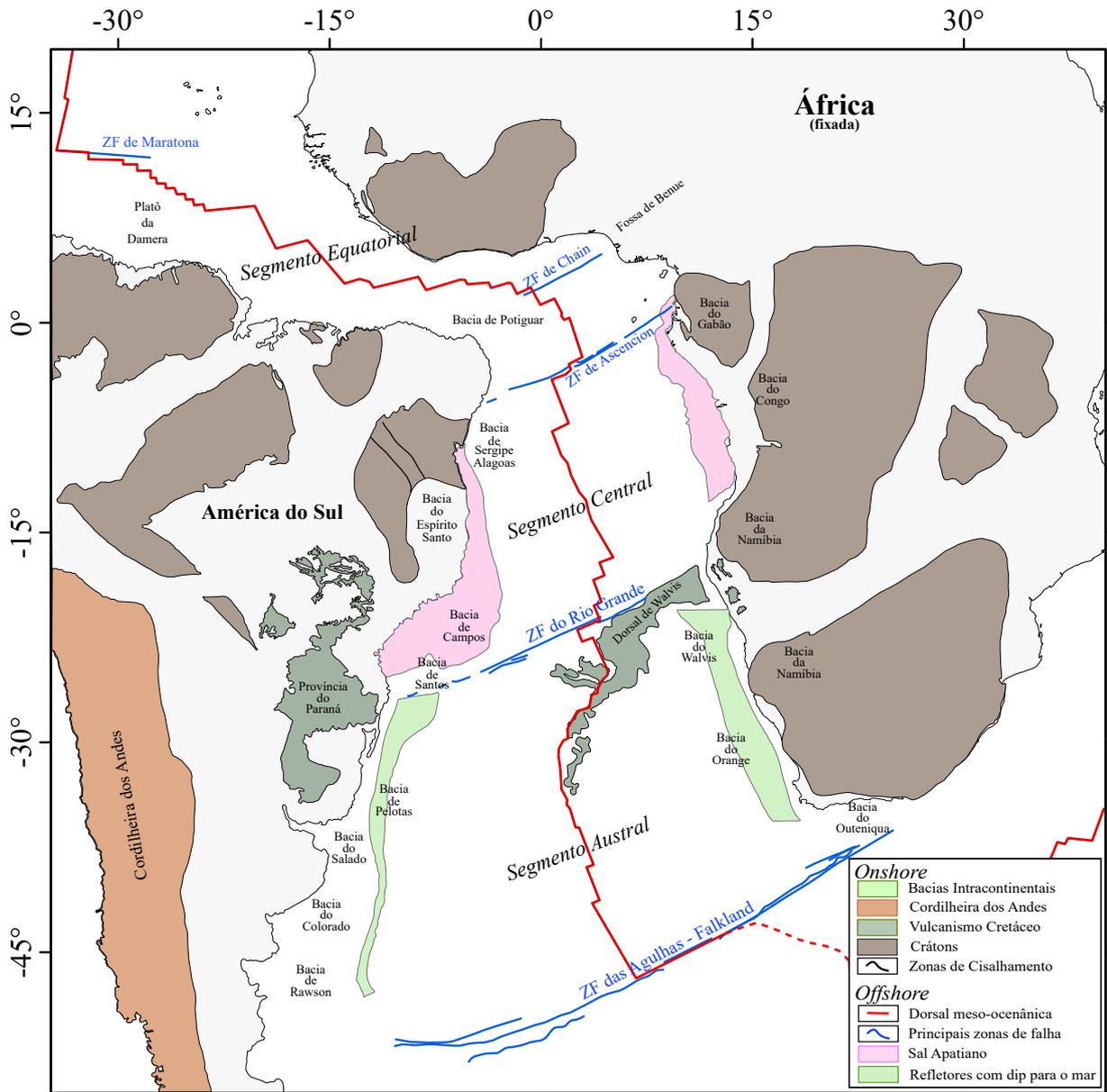


Figura 2.2: Mapa tectono-estrutural simplificado da Margem do Atlântico Sul há 84 Ma. A área em laranja representa a cordilheira dos Andes, áreas em verde escuro representam o vulcanismo basáltico do Cretáceo, áreas em marrom representam regiões cratônicas, a linha vermelha representa a dorsal do meso-atlântica, as linhas azuis representam as principais zonas de falha que delimitam os segmentos da margem, áreas em rosa representam extensão do sal depositado no Aptiano e as áreas em verde claro representam os refletores com dip na direção do mar. Modificado de [Moulin et al. \(2010\)](#).

[lin et al., 2010](#); [Peron-Pinvidic et al., 2013](#)). No lado sul-americano, os segmentos Central e Austral englobam as porções nordeste, leste, sudeste e sul do continente podendo então ser chamado de Margem Continental Divergente ([Mohriak, 2003](#)).

Ao longo de sua evolução, a Margem Continental desenvolveu megassequências em di-

ferentes fases. A primeira pertence ao período pré-rifte e é caracterizada por sedimentos provenientes de zonas intracratônicas do Paleozoico e Mesozoico. A segunda desenvolveu-se no período sin-rifte em um contexto distensivo e possui sedimentos de ambientes fluvial e lacustre provenientes de áreas continentais. Já a terceira é uma megassequência transicional onde a formação de um golfo e conseqüente incursão marinha deu origem a depósitos evaporíticos. Por fim, a quarta megassequência é do período pós-rifte e apresenta sucessões de sequências transgressivas, com presença de carbonatos no domínio proximal, migrando para sedimentos tipicamente oceânicos, e regressivas com a presença de sedimentos siliciclásticos, turbiditos intercalados por folhelhos batiais (Mohriak, 2003).

Brune et al. (2014) mostraram que o padrão de estiramento é assimétrico ao longo da margem e que esse padrão está relacionado com a variação da velocidade de estiramento. Outros fatores como a reologia, composição e mudanças no padrão de estiramento também estão diretamente relacionados com a geometria e assimetria de margens divergentes (Karner e Driscoll, 1999; Huismans e Beaumont, 2003, 2007, 2011).

O processo de abertura também acarretou na formação de escarpas costeiras como aquelas presentes na Serra do Mar que seguem paralelamente à costa por mais de 1000 km atingindo até 2 km de altitude (Mohriak et al., 2008), já a margem conjugada na Namíbia apresenta escarpas com altitudes da ordem de 1 km que separam a região costeira de um platô continental de cerca de 1,8 km (Cockburn et al., 2000).

2.2 Margem do Sudeste da Austrália

A margem do sudeste australiano compreende das bacias de Sydney até Bass Strait (Figura 2.3) e se desenvolveu a partir de um sistema de riftes de junção tripla no Cretáceo Inferior na região de Bass Strait com a separação ocorrendo nas porções Norte e Sul. O braço abortado do rifte compreende a Bacia de Gippsland que possui uma das maiores reservas de hidrocarbonetos da Austrália (Moore et al., 1986).

O processo de separação ocorreu entre a Austrália e *Lord Howe Rise* com dois curtos períodos de criação de assoalho oceânico entre 79 e 53 Ma que sofreu influência de um evento térmico entre 100-80 Ma que contribuiu para o soerguimento prévio da região (Moore et al., 1986) e gerou uma margem pouco estirada com elevado grau de assimetria topográfica. O evento distensivo foi responsável pela formação de falhas normais na bacia de Gippsland que

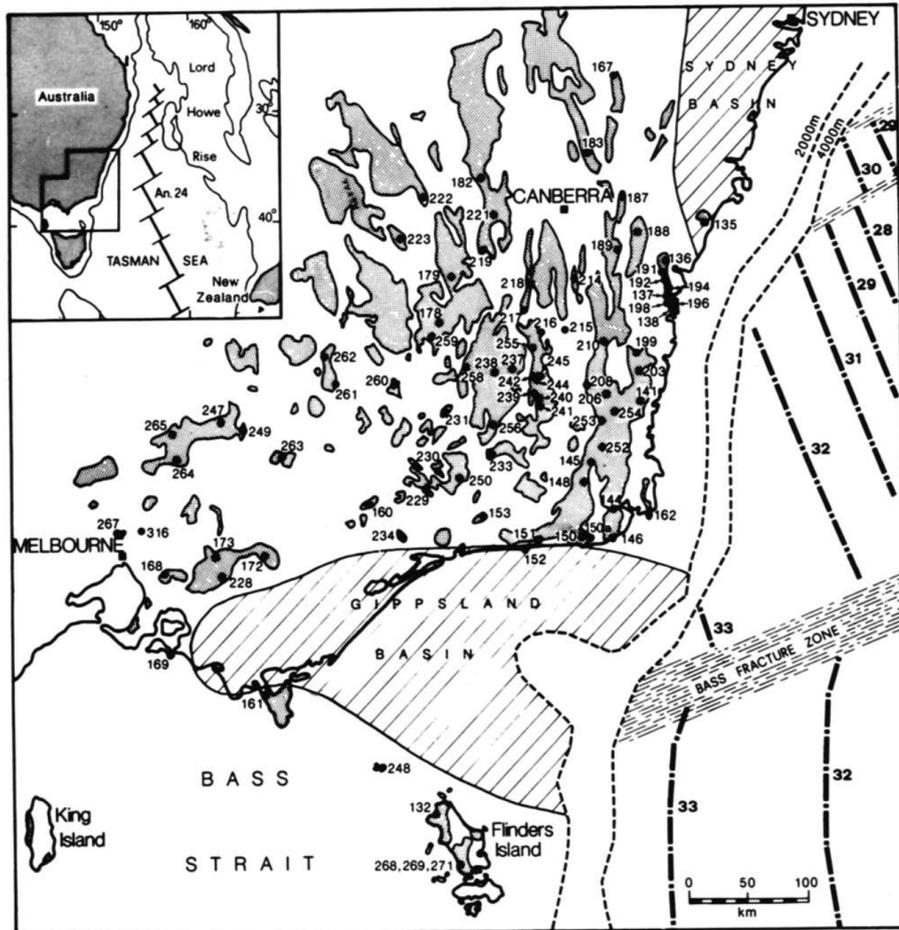


Figura 2.3: Mapa da margem do Sudeste da Austrália com a localização das principais bacias da região junto com a localização de amostras de dados de traço de fissão de apatita. Retirado de Moore et al. (1986).

contribuiu para a diminuição da distensão para esta região da margem (Mahon e Wallace, 2020). Já a porção que compreende a Bacia de Sydney possui uma história que data desde o Permiano, mas os eventos distensivos durante o Cenozoico teriam sido responsáveis pelo soerguimento das Montanhas Azuis que formam a escarpa da região e sujeitou a margem a efeitos de *underplating* (van der Beek et al., 2001).

Ao compararmos a margem australiana com sua margem conjugada presente no Mar da Tasmânia nota-se que o lado australiano apresenta um constante soerguimento enquanto o *Lord Howe Rise* está submerso a 1000 m de profundidade (Moore et al., 1986; Dumitru et al., 1991; O'Sullivan et al., 1996; Persano et al., 2002). Dados termocronológicos (Persano et al., 2002) sugerem que a margem australiana sofreu uma rápida erosão logo após a separação contribuindo no recuo da escarpa que hoje se encontram a 100-150 km da costa e atingem altitudes superiores a 1,5 km enquanto a porção continental mais interior se encontra em um

platô de cerca de 200 m (van der Beek et al., 1995).

A margem australiana apresenta baixa sedimentação com o pacote sedimentar chegando a poucas centenas de metros e com exposição do embasamento em que ocorre a predominância de sedimentos do Ordoviciano/Carbonífero Inferior e rochas metamórficas do cinturão de dobras do Lachlan com intrusões amplamente distribuídas de rochas graníticas do Paleozoico que ocorrem em sua maioria na forma de batólitos (Moore et al., 1986).

2.3 Margens do Mar Vermelho

Formada aproximadamente entre 29 - 20 Ma (Bohannon, 1986; Bohannon et al., 1989) a partir da ruptura do escudo Arábico-Núbio que separou a Arábia Saudita da África, as margens do Mar Vermelho (Figura 2.4) estão associadas a um rifte estreito com uma fossa com profundidades entre 2-3 km (Bohannon et al., 1989; El Khrepy et al., 2021).

O Mar Vermelho faz parte do grande sistema de riftes afro-arábico e é considerado o mais novo centro de espalhamento do mundo com uma taxa de divergência variando entre 10 - 16 mm/yr e a ruptura do escudo Arábico-Núbio a partir da interação com a pluma de Afar teria sido responsável pelos derrames basálticos presentes na margem saudita (El Khrepy et al., 2021).

As margens apresentam escarpas assimétricas localizadas a cerca de 125km da costa e que chegam a 1,9 - 2,6 km na porção africana e 2,1 - 3,2 km na porção contida da Arábia Saudita. Corpos de lavas alcalinas estão presentes nos flancos do rifte enquanto que em alguns locais no assoalho do eixo do rifte ocorre a presença de corpos vulcânicos, enxames de diques e plutons (Bohannon et al., 1989; van der Beek et al., 1995).

Cochran (1983) sugere que a porção sul da margem apresenta uma região de aproximadamente 50 km de comprimento contendo falhas normais, blocos rotacionados e em algumas porções falhas antitéticas além de apresentar um centro de espalhamento evidente. Já a porção central é caracterizada por uma transição entre um centro de espalhamento bem definido e uma região que ainda está sofrendo o processo estiramento. A porção norte apresenta um modo de distensão difuso sem a presença evidente de um centro de espalhamento.

A história de sedimentação da margem está ligada a processos intermitentes de transgressão e regressão do antigo Mar de Tétis no Cretáceo Superior e Paleogeno formando depósitos marinhos amplos espalhados na porção norte da margem (Bohannon et al., 1989). A unidade

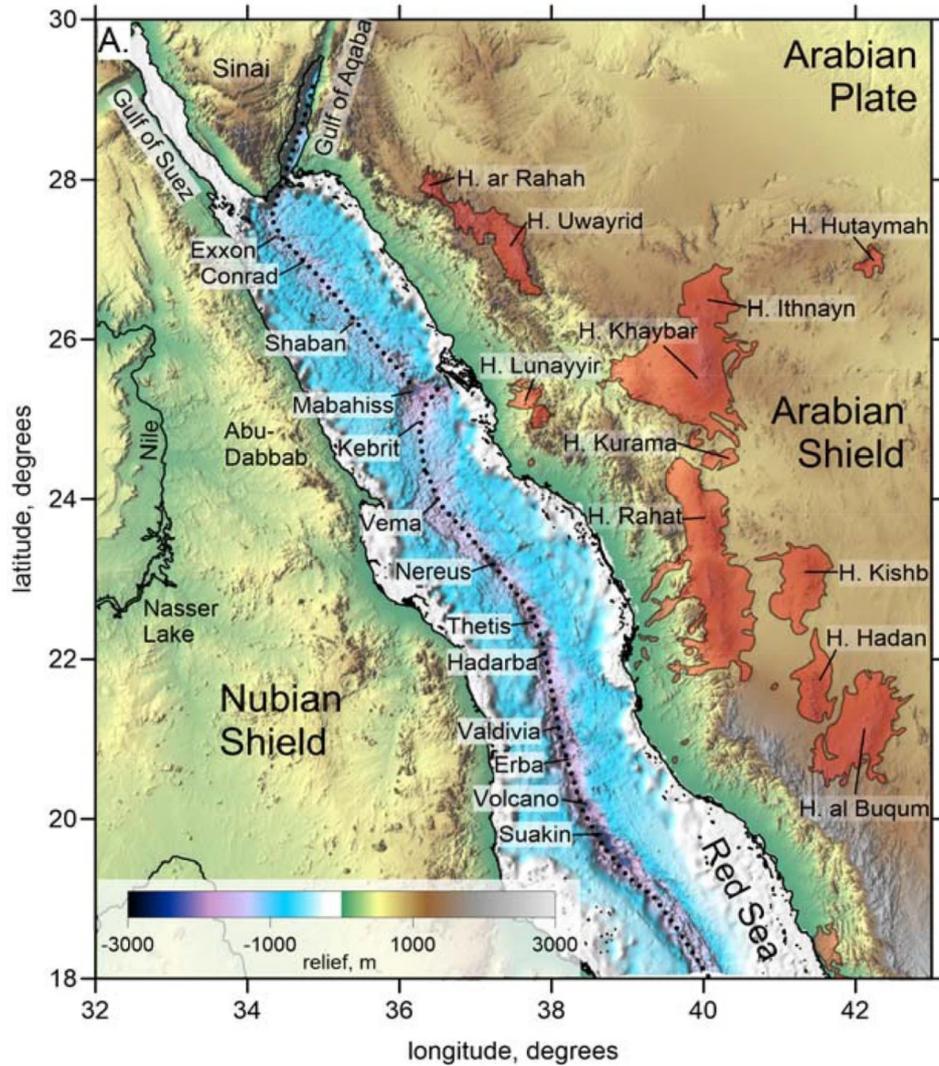


Figura 2.4: Mapa topográfico da margem do Mar Vermelho. As regiões em vermelho representam os derrames basálticos do Cenozoico, já a linha pontilhada preta representa o eixo do centro de espalhamento da margem. Modificado de [El Khrepy et al. \(2021\)](#).

sedimentar mais antiga relacionada ao rifteamento está localizada entre Jeddah e Jirzane é composta principalmente por sedimentos lacustres como chert, tufo de granulação fina, sil-
titos, argilitos e folhelhos que chegam até 300 m de espessura ([Schmidt et al., 1983](#)).

2.4 Montanhas Trans-Antárticas

As Montanhas Trans-Antárticas foram geradas durante o Jurássico e desde então a região sofreu diversos episódios de soergimento, entretanto foi há aproximadamente 95 Ma que ocorreu a separação entre a Antártica e a Austrália ([Veevers et al., 1991](#); [Fitzgerald, 2002](#)). As montanhas se estendem por 3500 km e compreendem grande parte da Baía de Ross (Fi-

gura 2.5). Seu embasamento é composto por rochas graníticas que datam do Pré-Cambriano ao Paleozoico que foram erodidas entre o Siluriano e Devoniano Inferior. Este evento erosivo foi responsável por formar o *Kukri Panepplain* que é sobreposto por uma espessa camada (2-3 km) de sedimentos marinhos de planícies aluviais não deformados depositados entre o Devoniano e Triássico formando supergrupo de Beacon. Após o término da sedimentação no Jurássico Médio o supergrupo de Beacon sofreu uma série de intrusões de magmas toleíticos na forma de sills e diques (Fitzgerald et al., 1986; Gleadow e Fitzgerald, 1987). Após o evento no Jurássico há uma lacuna no registro geológico de 160 milhões de anos com a erupção do grupo vulcânico de McMurdo com idades superiores a 30 Ma (Fitzgerald et al., 1986).

As montanhas chegam a atingir entre 3-4 km de altitude com um comprimento variando entre 100 e 200 km com sua origem relacionada com um contexto distensivo caracterizado por falhamentos de blocos (Fitzgerald et al., 1986; Gleadow e Fitzgerald, 1987; Hansen et al., 2016). As montanhas separam o cráton do leste da Antártica do sistema de riftes antárticos do oeste e apesar das elevadas altitudes não dá evidências de eventos colisionais que tenham afetado durante sua formação já que os sedimentos do pré-rifte permanecem aproximadamente horizontalizados (Fitzgerald et al., 1986; Gleadow e Fitzgerald, 1987).

Apesar de ser um assunto debatido, as Montanhas Transantárticas teriam se originado a partir da flexura da porção leste da litosfera antártica e do soerguimento da porção rifteada a oeste devido a condução lateral de calor proveniente da porção oeste da Antártica (Hansen et al., 2016). A margem apresenta uma transição abrupta da crosta na porção estirada indo de ~ 40 para 18 - 20 km na costa do Mar de Ross (Hansen et al., 2016).

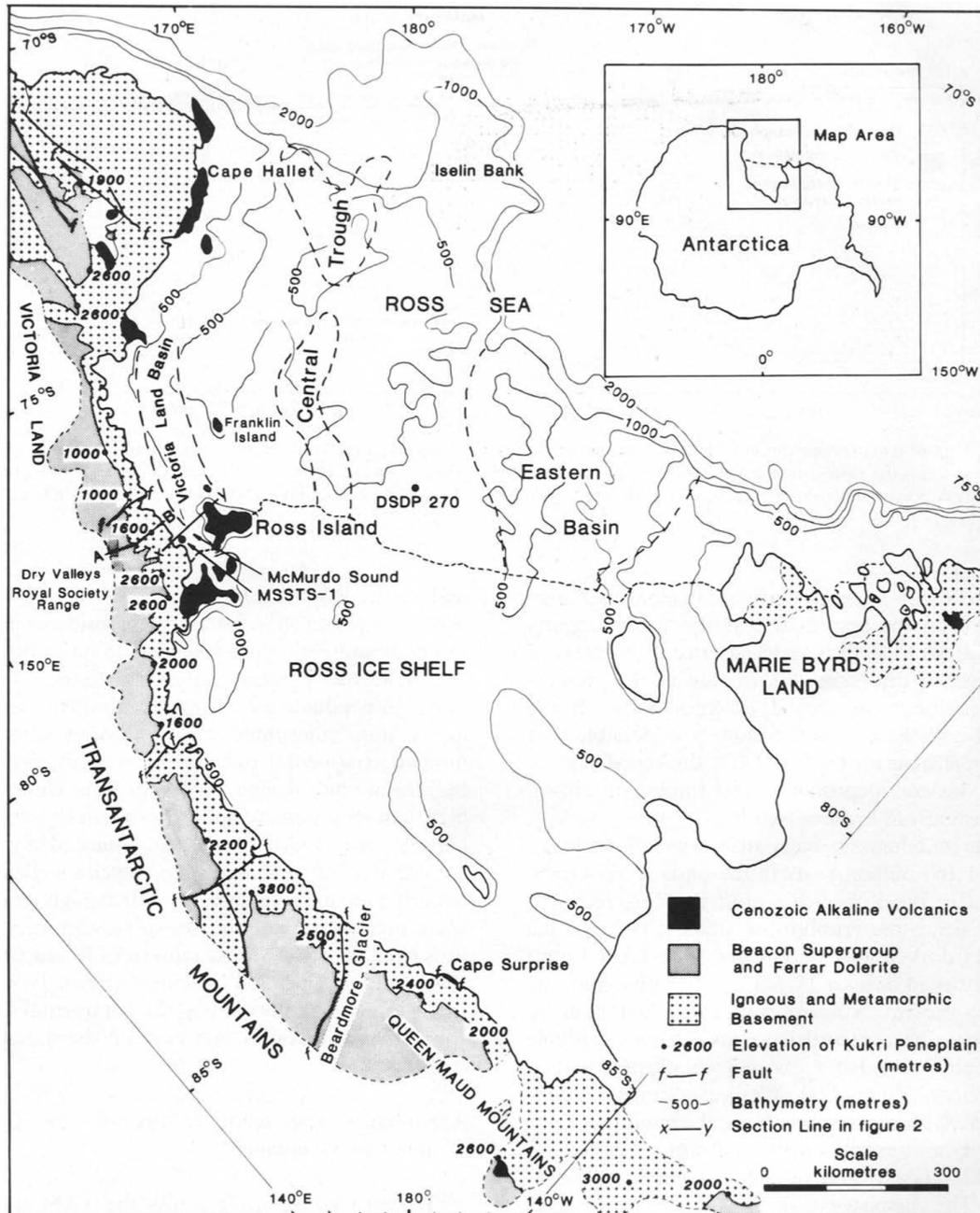


Figura 2.5: Mapa geológico da porção *onshore* das Montanhas Transantárticas e Baía de Ross. Retirado de [Fitzgerald et al. \(1986\)](#).

2.5 Western Ghats - Índia

Apesar de sua história estar relacionada com a quebra do Gondwana há 130-120 Ma, a atual margem Oeste da Índia está relacionada com sua separação de Madagascar (~ 80 Ma) com seu soerguimento principal ocorrendo entre 66-65 Ma no final do Cretáceo a partir da sua separação rápida com Seychelles no evento que gerou o derrame basáltico de Deccan

(Gunnell et al., 2003; Campanile et al., 2008).

Com diferentes histórias de denudação e evolução topográfica, a margem passiva formada neste processo contém um dos maiores sistemas de escarpas do mundo compreendendo toda a costa oeste da Índia com altitudes variando entre 0.6-2.2 km a uma distância de 0-70 km da costa atual seguido por um elevado platô com cerca de 800 m (Karnataka e Maharashtra) na porção mais continental (ver [Figura 2.6](#)) (Gunnell et al., 2003; Campanile et al., 2008; Radhakrishna et al., 2019).

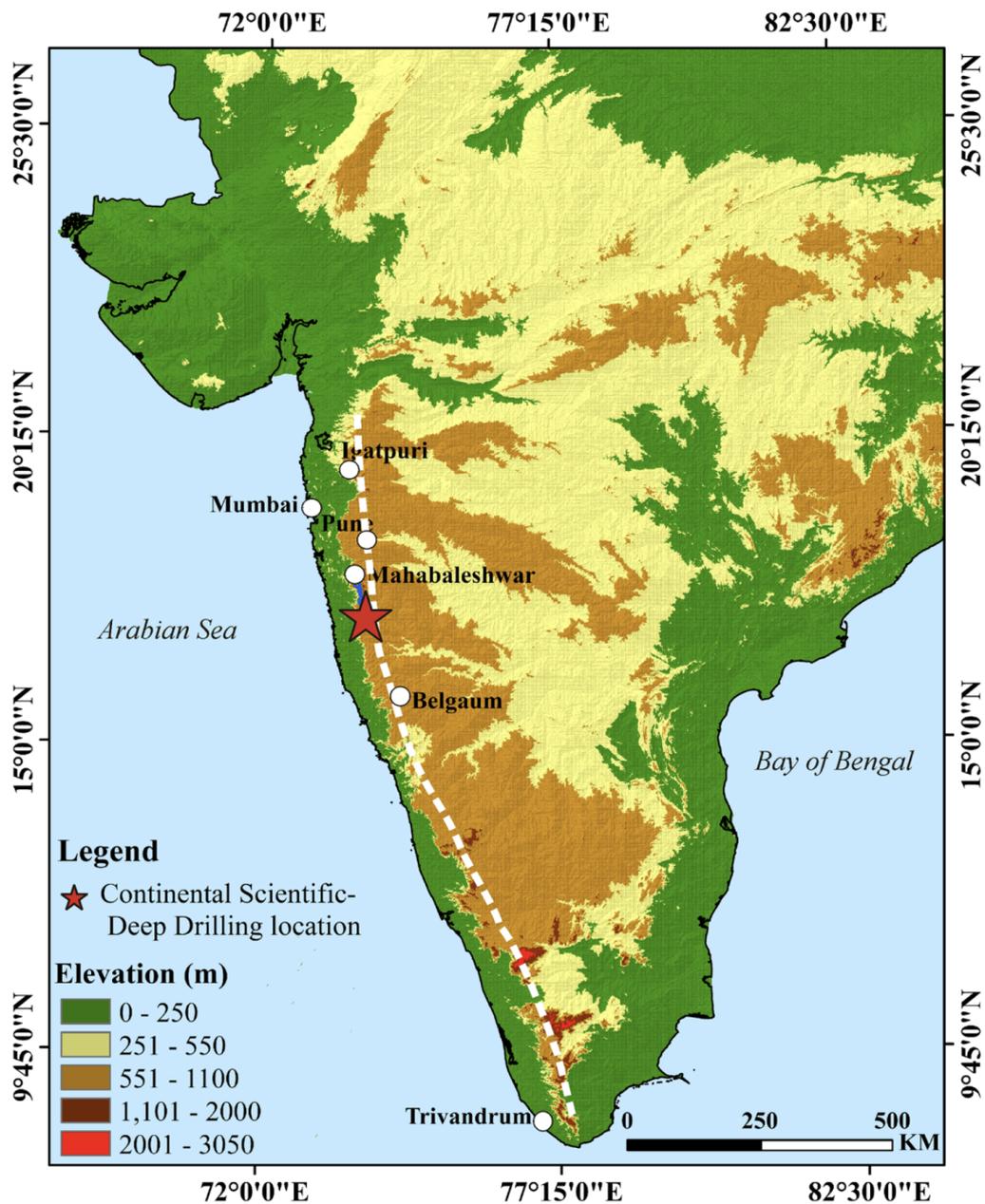


Figura 2.6: Mapa topográfico da Índia com os *Western Ghats* representados pela linha tracejada branca. Retirado de Gunnell et al. (2003).

Radhakrishna et al. (2019) sugerem que a maior parte do soerguimento da região está associada a um processo de *underplating* magmático. Adicionalmente, vulcanismo possivelmente associado à passagem de um *hot-spot* deu origem às *Deccan Traps* seguido rapidamente por processo de estiramento, rifteamento e consequente subsidência pelo resfriamento secular (Widdowson e Cox, 1996). Entretanto, Chand e Subrahmanyam (2003) sugerem não haver influência de um *hot-spot* no processo de formação das escarpas da porção sul da margem.

A maior parte das evidências desse evento magmático na porção continental estão concentradas na porção Norte do sistema de escarpas, já que ao Sul a geologia predominante é do pré-Cambriano (Gunnell et al., 2003). Na porção *offshore*, as lavas das *Deccan Traps* estão bastante presentes nos blocos falhados presentes na costa de Konkan que são correlacionados com magmatismo encontrado no platô presente em Seychelles-Mascarene (Naini e Talwani, 1982; Devey e Stephens, 1992). Entretanto, também é consenso que a configuração atual das escarpas foi afetada pelo soerguimento pós-rifte gerado pela denudação que teria ajudado a manter os efeitos do soerguimento gerado pelo evento magmático (Widdowson e Cox, 1996; Gunnell et al., 2003; Campanile et al., 2008).

2.6 Madagascar

A história geológica de Madagascar está relacionada com eventos tectônicos que datam desde o Permiano, envolvendo a separação de Madagascar com a costa leste da África que gerou as unidades sedimentares permo-carboníferas na porção oeste da ilha (ver Figura 2.7). Entretanto, sua porção Leste está diretamente ligada com o seu processo de separação com a Índia há cerca de 80 Ma (Gunnell et al., 2003; Emmel et al., 2004).

Seu embasamento é composto por rochas do Pré-Cambriano cobrindo do Paleo-arqueano até o Neo-Proterozoico (ver Figura 2.7), entretanto a predominância é de rochas do Neo-arqueanas (ortognaisses e paragnaisses com ~ 2,5 Ga) que compreendem as porções Norte, Leste e Sudeste da ilha e formam o platô central de topografia mais elevada (Andriampemanana et al., 2017).

A costa Leste apresenta rochas vulcânicas do Cretáceo e Cenozoico (ver Figura 2.7) associadas aos eventos intensos de vulcanismo fissural durante o processo de quebra entre Índia, Seychelles, Austrália e Antártica durante o Cretáceo (Norton e Sclater, 1979; Andriampeno-

manana et al., 2017) com escarpas que podem atingir 1,5-1.9 km de altitude (Gunnell e Harbor, 2008).

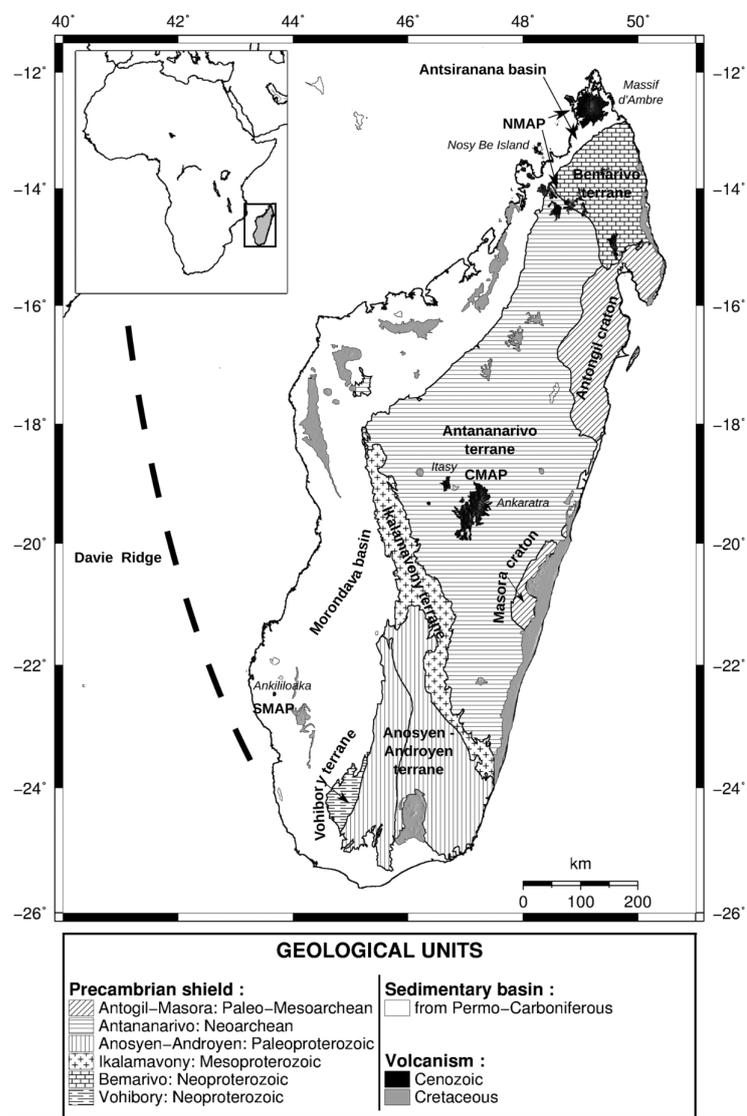


Figura 2.7: Mapa geológico simplificado de Madagascar. Retirado de Andriampemanana et al. (2017).

O processo de rifteamento gerou uma margem pouco estirada em que apresenta zonas de cisalhamento (e.g. Bongolava-Ranotsara) que encontram continuações na porção mais ao Sul da Índia (e.g. Palghat-Cauvery, Achankovil) (Chand e Subrahmanyam, 2003; Emmel et al., 2004; Ratheesh-Kumar et al., 2015).

O processo de rifteamento ocorreu sob influência de uma pluma mantélica que fez com que a margem sofresse um grande volume de *underplating* magmático nas margens das bacias de Møre e Vøring (Fernandez et al., 2005). Ao longo da margem, a porção não estirada da crosta possui aproximadamente entre 43-46 km atingindo 10-13 km na porção estirada (Biari et al., 2021).

2.8 Groenlândia

Contida no Atlântico Norte, sua margem Leste faz par conjugado com a margem Oeste norueguesa. Seu embasamento é composto por rochas Pré-Cambrianas/Caledonianas cobertas por rochas do Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico, com sua costa Leste contendo sedimentos devonianos-cretáceos com basaltos do Paleógeno e intrusões cenozoicas que ocorreram durante o rifteamento e abertura do Atlântico Norte há cerca de 65 Ma (Artemieva e Thybo, 2008; Bernard et al., 2016; Bonow e Japsen, 2021).

A ilha apresenta uma topografia elevada em que a porção costeira apresenta as maiores altitudes na costa Leste com grandes escarpas que atingem cerca de 2 km de altitude. Já a parte central da ilha é coberta por uma espessa camada de gelo responsável por uma depressão de ~ 850 m na região gerada pela compensação isostática dessa carga (ver Figura 2.9).

A porção *offshore* não estirada apresenta uma espessura de cerca de 30 km com presença de edifícios vulcânicos e indícios de *underplating* magmático (Biari et al., 2021). A porção estirada da crosta apresenta uma transição abrupta e também uma camada de alta velocidade na crosta inferior que se espessa em direção ao Sul indicando *underplating* magmático (Artemieva e Thybo, 2008; Biari et al., 2021). O mesmo comportamento de espessamento crustal em direção ao sul é observado na crosta oceânica indo de 5-13 km (Voss e Jokat, 2007).

Já a porção entre a Groenlândia e Islândia apresenta um cinturão com uma crosta possivelmente oceânica com espessura bem acima do esperado (30-35 km) associada à passagem de uma pluma mantélica na região (Artemieva e Thybo, 2008).

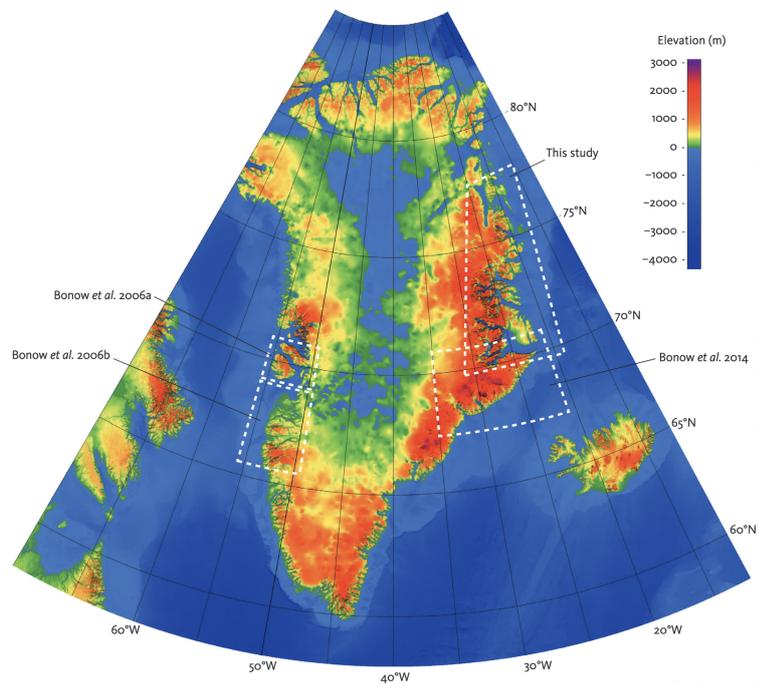


Figura 2.9: Mapa topográfico do embasamento da Groenlândia. Retirado de [Bonow e Japsen \(2021\)](#).

Métodos

3.1 O Modelo Numérico: Mandyoc

Para simular a formação e evolução de margens divergentes, no presente projeto utilizou-se o modelo numérico apresentado por [Sacek \(2017\)](#) denominado Mandyoc¹, código computacional que simula a evolução termomecânica do manto e crosta terrestre ao longo do tempo geológico.

Utilizando a aproximação de Boussinesq, o modelo resolve numericamente as equações do fluxo de Stokes para um fluido não-newtoniano incompressível, o que resulta nas seguintes equações de conservação de massa, momento e energia ([Zhong et al., 2007](#)):

$$u_{i,j} = 0, \quad (3.1)$$

$$\sigma_{ij,j} + g_i \rho = 0, \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_i T_{,i} = \kappa T_{,ii} + \frac{H}{c_p} + u_i g_i \alpha \frac{T}{c_p}, \quad (3.3)$$

em que:

$$\sigma_{ij} = -P\delta_{ij} + \eta(u_{i,j} + u_{j,i}), \quad (3.4)$$

$$\rho = \rho_0[1 - \alpha(T - T_0)], \quad (3.5)$$

t é o tempo, u_i a i -ésima componente da velocidade, g a aceleração da gravidade, ρ_0 a densidade de referência da rocha na temperatura de referência $T_0 = 0^\circ\text{C}$, T a temperatura, κ a difusividade térmica, α é o coeficiente de expansão volumétrica, H é a produção de calor radiogênico por unidade de massa, c_p é o calor específico, P a pressão dinâmica, η a viscosidade

¹ Acrônimo para Mantle DYnamics simulatOr Code.

dinâmica e δ_{ij} o delta de Kronecker².

Pra uma melhor compreensão, os termos da **Equação 3.3** representam:

$$\begin{array}{ccccccc} \text{Variação} & & & & \text{Produção} & & \text{Variação da} \\ \text{Temporal da} & + \text{Advecção} = & \text{Difusão} & + & \text{de Calor} & + & \text{Temperatura} \\ \text{Temperatura} & & \text{Térmica} & & \text{Radiogênico} & & \text{Adiabática} \end{array}$$

As equações de conservação são resolvidas por meio do método dos elementos finitos em que as equações de conservação da massa e momento seguem a formulação descrita por [Zhong et al. \(2007\)](#) e a equação de energia é resolvida segundo o método *Streamline Upwind Petrov-Garlekin* para um fluxo linear ascendente apresentada por [Brooks e Hughes \(1982\)](#).

A viscosidade no modelo depende da temperatura e da composição e é dada pela equação ([Huismans e Beaumont, 2014](#)):

$$\eta_{\text{eff}}(C, T) = CA^{-1/n} \dot{\epsilon}^{\frac{1-n}{2n}} \exp \left[\frac{E_a + Vp}{nRT} \right], \quad (3.6)$$

em que C é o fator composicional que reescala a viscosidade, A é o fator de escala pré exponencial, n é o expoente da lei da potência, $\dot{\epsilon}$ é o segundo invariante do tensor deviatórico da taxa de deformação dado por $\frac{1}{2} \dot{\epsilon}'_{ij} \dot{\epsilon}'_{ij}$, E_a é energia de ativação, V é o volume de ativação, p é a pressão, T é a temperatura e R a constante universal dos gases. O fator composicional C além de controlar a viscosidade, também tenta mimetizar diferença no comportamento reológico entre as camadas.

O comportamento rúptil (regime plástico) é descrito pelo critério de plasticidade de Drucker-Prager dado por:

$$\sigma_{\text{yield}} = c_0 \cos \phi + P \sin \phi, \quad (3.7)$$

em que ϕ e c_0 representam o ângulo de fricção interna e a coesão interna da rocha, respectivamente que atuam nos efeitos de *strain softening* e variam de acordo com o acúmulo de deformação ([Huismans e Beaumont, 2003](#)).

Como o modelo obedece uma reologia visco-plástica, a viscosidade efetiva não linear η é dada pela combinação das componentes viscosa e plástica ([Moresi e Solomatov, 1998](#)):

² Note que as Equações 3.1, 3.2, 3.3 e 3.4 estão em notação indicial, caso o leitor não esteja acostumado com este tipo de notação, veja o **Apêndice A** para uma breve explicação sobre a notação.

$$\eta = \min(\eta_{\text{plast}}, \eta_{\text{visc}}) = \min\left(\frac{\sigma_{\text{yield}}}{2\dot{\epsilon}_{II}}, \eta_{\text{visc}}\right). \quad (3.8)$$

O passo de tempo Δt_{mc} é calculado durante a simulação de acordo com a equação:

$$\Delta t_{\text{mc}} = f_{\text{mc}} \frac{h_{\text{ele}}}{|v_{\text{max}}|}, \quad (3.9)$$

em que, h_{ele} é o tamanho característico do menor elemento da malha, $|v_{\text{max}}|$ é o módulo da velocidade nodal máxima na malha e f_{mc} é uma constante de proporcionalidade.

O Mandyoc trabalha a partir de uma malha estruturada com elementos quadriláteros e bilineares do tipo Q1P0 (Hughes, 1987). Cada elemento finito possui um número finito de partículas distribuídas aleatoriamente que sofrem advecção no domínio do modelo de acordo com o campo de velocidades³. Vale ressaltar que quanto maior o número de partículas por elemento, ou o grau de discretização da malha, maior será o tempo necessário entre cada passo de simulação, assim, deve-se encontrar um equilíbrio entre a discretização da malha e o número de partículas por elemento. Com o Mandyoc, é possível simular diferentes condições geotectônicas a partir da modificação das condições de contorno e da inserção de diversas camadas para representar estruturas geológicas com diferenças de composição e comportamento reológico no interior do modelo. Os parâmetros termo-mecânicos utilizados para os diferentes cenários são apresentados na [Tabela 3.1](#).

³ Mais detalhes sobre a implementação numérica, documentação sobre instalação e construção de cenários no Mandyoc podem ser encontrados em <https://github.com/ggciag/Mandyoc>

Tabela 3.1 - Parâmetros térmicos e mecânicos para os cenários numéricos. Modificado de Salazar-Mora et al. (2018). Os valores para produção de calor radiogênico da crosta superior e inferior foram retirados de Andrés-Martínez et al. (2019).

Parâmetro		Ar	Crosta Superior	Crosta Inferior	Manto Litosférico	Manto Astenosférico
Parâmetros Mecânicos						
Espessura	(km)	40	20	15 - 20	60 - 110	210 - 260
Dens. de ref.	ρ_0 (kg/m ³)	1	2700	2800	3354	3378
Ângulo de fric. int.	$\phi(\varepsilon)$	–	15° - 2°	15° - 2°	15° - 2°	15° - 2°
Int. de <i>strain softening</i>		–	0,05 - 1,05	0,05 - 1,05	0,05 - 1,05	0,05 - 1,05
Coesão	c_0 (MPa)	–	20 - 4	20 - 4	20 - 4	20 - 4
Lei de Fluxo		–	Quartzo Hidratado	Quartzo Hidratado	Olivina Desidratada/Hidratada	Olivina Hidratada
Expoente Lei da Potência	n	1,0	4,0	4,0	3,5-3,0	3,0
Fator Composicional	C	1	1	1 - 100	1	0,1 - 1
Fator de escala pré exponencial	A (Pa ^{-n} /s)	$1,0 \cdot 10^{-18}$	$8,574 \cdot 10^{-28}$	$8,574 \cdot 10^{-10}$	$2,4168 \cdot 10^{-15} / 1,393 \cdot 10^{-14}$	$1,393 \cdot 10^{-14}$
Energ. de Ativação	E_a (J/mol)	0,0	$222 \cdot 10^3$	$222 \cdot 10^3$	$540 \cdot 10^3 / 429 \cdot 10^3$	$429 \cdot 10^3$
Vol. de Ativação	V (m ³ /mol)	0,0	0,0	0,0	$25 \cdot 10^{-6} / 15 \cdot 10^{-6}$	$15 \cdot 10^{-6}$
Const. dos Gases	R (J/Mol/°C)	8,1344	8,1344	8,1344	8,1344	8,1344
Parâmetros Térmicos						
Capac. Térmica	C_p (m ² /s ² /K)	–	803	803	682	682
Cond. Térmica	k (W/m/K)	–	2,25	2,25	2,25	48,6
Coef. de exp. térmica	α (K ⁻¹)	–	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$
Calor Radiog.	H (W/kg)	0,0	$4,81 \cdot 10^{-10}$	$2,85714 \cdot 10^{-10}$	$0,714 \cdot 10^{-10}$	0,0
Fluxo Térmico	(mW/m ²)	–	–	–	19,5	19,5
Temp. na superfície	(°C)	0	0	–	–	–
Temp. Moho	(°C)	–	–	550	–	–
Temp. base da litosfera	(°C)	–	–	–	1330	–
Temp. base do modelo.	(°C)	–	–	–	–	1520
Região Inserida		Fator Composicional	Largura (km)	Espessura (km)		
Seed		0,1-1	6	6		

3.2 Estrutura Térmica Inicial

Para que a convecção possa ocorrer, o Mandyoc precisa de um estado térmico inicial. Para isso, utilizou-se um modelo de difusão térmica de duas dimensões em diferenças finitas que resolve a equação:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T + \frac{H}{c}, \quad (3.10)$$

em que T é a temperatura, t é o tempo, κ é a difusividade térmica, z é a profundidade, H é a produção de calor interna e c o calor específico.

Esse modelo possui o mesmo número de pontos que a malha utilizada no Mandyoc e é simulado por 500 Myr para gerar um campo de temperatura próximo do equilíbrio estacionário.

3.3 Estiramento Litosférico

Para que seja possível simular o estiramento litosférico, é necessário impor condições de contorno ao campo de velocidades ao longo da simulação numérica. O campo adicionado aos cenários ([Figura 3.1](#)) foi de 1,0 cm/ano à porção direita do domínio numérico, de modo que o referencial do observador estivesse fixado no lado esquerdo do modelo. Também foi adicionada a entrada de material pela borda superior do modelo para que a equação de conservação da massa ([Equação 3.1](#)) fosse respeitada durante as simulações.

As feições geológicas tais como riftes, escarpas e falhas assim como a geometria das margens geradas pelo processo de estiramento causado pelo campo de velocidades dependerão de sua intensidade e também de fatores como a composição e tipo de comportamento reológico das camadas ([Brune et al., 2014](#); [Huisman e Beaumont, 2003, 2007, 2011](#)). A influência destes fatores nessas feições serão abordados mais adiante.

3.4 Superfície Livre

Para estudar as variações topográficas no modelo numérico é preciso que a superfície esteja livre para oscilar verticalmente. O Mandyoc utiliza a abordagem do *sticky-air* ([Crameri et al., 2012](#)), em que uma camada com baixa densidade e viscosidade representando o ar é

adicionada (Figura 3.1). A interface entre essa camada de ar e a crosta superior visa representar da melhor maneira possível a superfície terrestre. O rastreamento dessa interface foi feito no pós processamento das simulações e permite visualizar a formação de estruturas como falhas e escarpas ao longo das fases sin- e pós-rifte.

3.5 Os cenários numéricos

Como dito anteriormente, fatores como a estrutura litosférica, composição e comportamento reológico das camadas interferem tanto na geometria da margem como na formação e conservação de escarpas costeiras. Portanto, para avaliar os efeitos desses fatores separadamente, foram simulados cinco grupos de cenários com 1600 km de comprimento com 801 pontos ao longo do eixo e 400 km de profundidade com 401 pontos, totalizando uma malha com 321201 pontos. Os cenários possuem diferentes camadas sendo elas: Ar, Crosta Superior, Crosta Inferior, Manto Litosférico e Manto Astenosférico. No interior do manto litosférico foi inserida uma *seed* de mesma composição, mas com viscosidade menor que o seu entorno a fim de simular uma zona de fraqueza que pode ser representada por heterogeneidade na composição da litosfera herdada por eventos anteriores ao começo do processo de estiramento (Huisman e Beaumont, 2003, 2007). Todos os cenários foram simulados por 130 Myr com o intuito de englobar as fases pre-, sin e pós-rifte das margens. A Figura 3.1 apresenta a configuração numérica inicial descrita acima para os cenários dos Grupos 1 - 5.

Cada grupo é composto por um conjunto de três cenários, que diferem entre si no grau de acoplamento entre as camadas da litosfera que varia de acordo com o valor adotado para o fator composicional que controla a rigidez da crosta inferior, $C_{C_{inf}}$, tornando-a mais ou menos rígida (ver Equação 3.6). Os valores de $C_{C_{inf}}$ adotados foram de 1, 10 e 100 indo de um cenário desacoplado para fortemente acoplado.

A diferença entre cada grupo está na variação de parâmetros como a espessura crustal, espessura litosférica e o comportamento reológico (*Creep Flow Rheology*) do manto litosférico. Os diferentes grupos de cenários são apresentados a seguir:

3.5.1 Grupo 1: Grupo de referência

O Grupo 1 (G1) foi adotado como grupo de referência e será usado para comparação com os demais. As espessuras adotadas para crosta superior, crosta inferior e manto litosférico

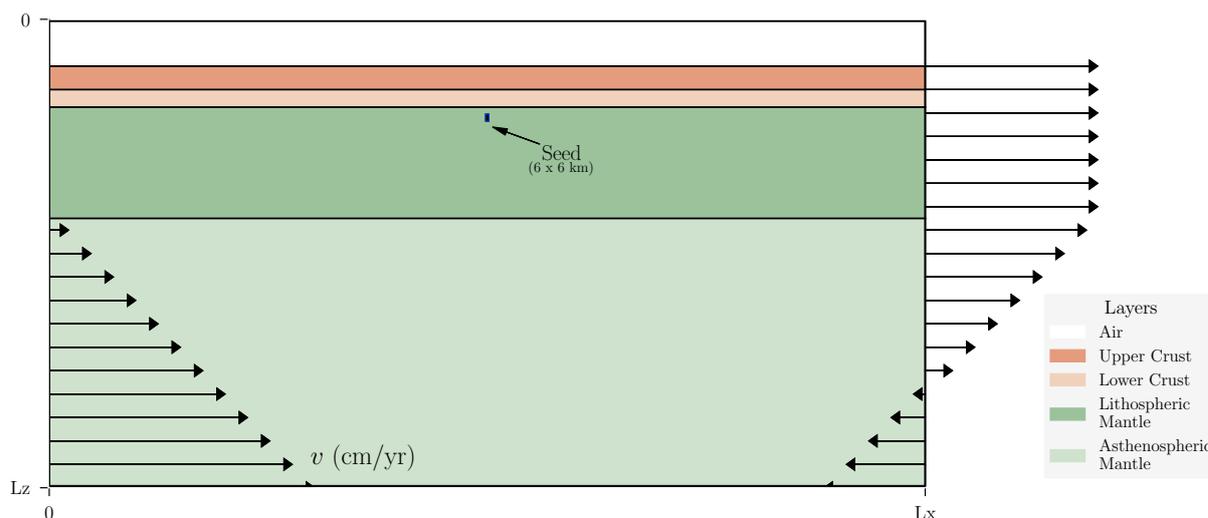


Figura 3.1: Esquema com a configuração numérica inicial para os cenários dos grupos 1 - 5. Os cenários possuem cinco camadas principais sendo elas: Ar, Crosta Superior, Crosta Inferior, Manto litosférico e Manto Astenosférico. A zona de fraqueza representada pela *Seed*, em azul, está inserida no interior do Manto Litosférico próxima à base da crosta inferior. As setas horizontais representam as componentes campo de velocidades utilizado no processo de estiramento da litosfera com o referencial fixado na porção esquerda do modelo.

foram de 20, 15 e 115 km, respectivamente, totalizando uma crosta e litosfera com 35 e 130 km. A *seed* inserida no interior manto litosférico possui um fator composicional $C_{seed} = 0,1$ fazendo com que ela apresente um comportamento menos viscoso que o seu entorno. O manto litosférico segue a *Creep Flow Rheology* (CFR) da olivina desidratada.

3.5.2 Grupo 2: Variação da Creep Flow Rheology

Mantendo a mesma geometria do Grupo 1, o Grupo 2 (G2) tem o objetivo de avaliar o efeito na mudança da reologia do manto litosférico de olivina desidratada para olivina hidratada. Vale ressaltar que, a mudança da reologia para olivina hidratada faz com que o manto litosférico se comporte de maneira muito menos viscosa se comparada com a olivina desidratada, assim, para compensar esse efeito o valor do fator composicional do manto litosférico (C_{Mit}) para todos os Grupos que obedecem a reologia da olivina hidratada variou de 1 para 5.

3.5.3 Grupos 3 e 4: Variação da espessura litosférica

Os Grupos 3 e 4 (G3 e G4) sofreram uma diminuição na espessura do manto litosférico, de 95 para 65 km, totalizando uma litosfera com espessura total de 100 km. A diferença entre estes grupos está na reologia adotada para o manto litosférico. O G3 obedece a reologia da

olivina desidratada enquanto G4 obedece a olivina hidratada.

3.5.4 Grupo 5: Variação da espessura crustal

O Grupo 5 (G5) tem como objetivo avaliar o efeito do espessamento da crosta inferior, de 15 para 20 km deixando a crosta com uma espessura total de 40 km. O manto litosférico segue a reologia da olivina desidratada assim como no G1.

A **Tabela 3.2** apresenta maiores detalhes sobre os valores assumidos para os parâmetros geométricos e o tipo de reologia adotada para o manto litosférico, enquanto que a **Figura 3.2** apresenta os envelopes de ruptura (YSE - *Yield Strength Envelope* em inglês) junto com um perfil da estrutura térmica inicial para cada grupo e uma estimativa da espessura elástica efetiva (T_e) para os cenários feita a partir da formulação apresentada por **Burov e Diament (1995)**. Para uma melhor compreensão da quantidade de simulações e dos grupos citados acima, a **Figura 3.3** apresenta um fluxograma com as variações dos parâmetros geométricos e reológicos para cada grupo.

Tabela 3.2 - Variação dos parâmetros geométricos e reológicos para os grupos de simulações.

Grupo	$H_{C_{Sup}}$	$H_{C_{Inf}}$	$H_{M_{Lit}}$	$CFR_{M_{Lit}}$	$C_{C_{Sup}}$	$C_{C_{Inf}}$	$C_{M_{Lit}}$	C_{seed}	$C_{M_{Ast}}$	Pos. Seed
1	20 km	15 km	95 km	Dry	1	1, 10, 100	1	0,1	1	M_{Lit}
2	20 km	15 km	95 km	Wet	1	1, 10, 100	5	0,1	1	M_{Lit}
3	20 km	15 km	65 km	Dry	1	1, 10, 100	1	1	1	M_{Lit}
4	20 km	15 km	65 km	Wet	1	1, 10, 100	5	0,1	1	M_{Lit}
5	20 km	20 km	95 km	Dry	1	1, 10, 100	1	0,1	1	M_{Lit}

Legenda Símbolos: H : Espessura, C : Fator Composicional, $CFR_{M_{Lit}}$: *Creep Flow Rheology* para o Manto Litosférico, Dry: Olivina Desidratada, Wet: Olivina Hidratada, C_{Sup} : Crosta Superior, C_{Inf} : Crosta Inferior, M_{Lit} : Manto Litosférico, M_{Ast} : Manto Astenosférico, H_{Crust} : Espessura total da crosta, H_{Lit} : Espessura total da litosfera. Veja **Figura 3.1** para uma melhor visualização da distribuição das camadas e do posicionamento da *seed*.

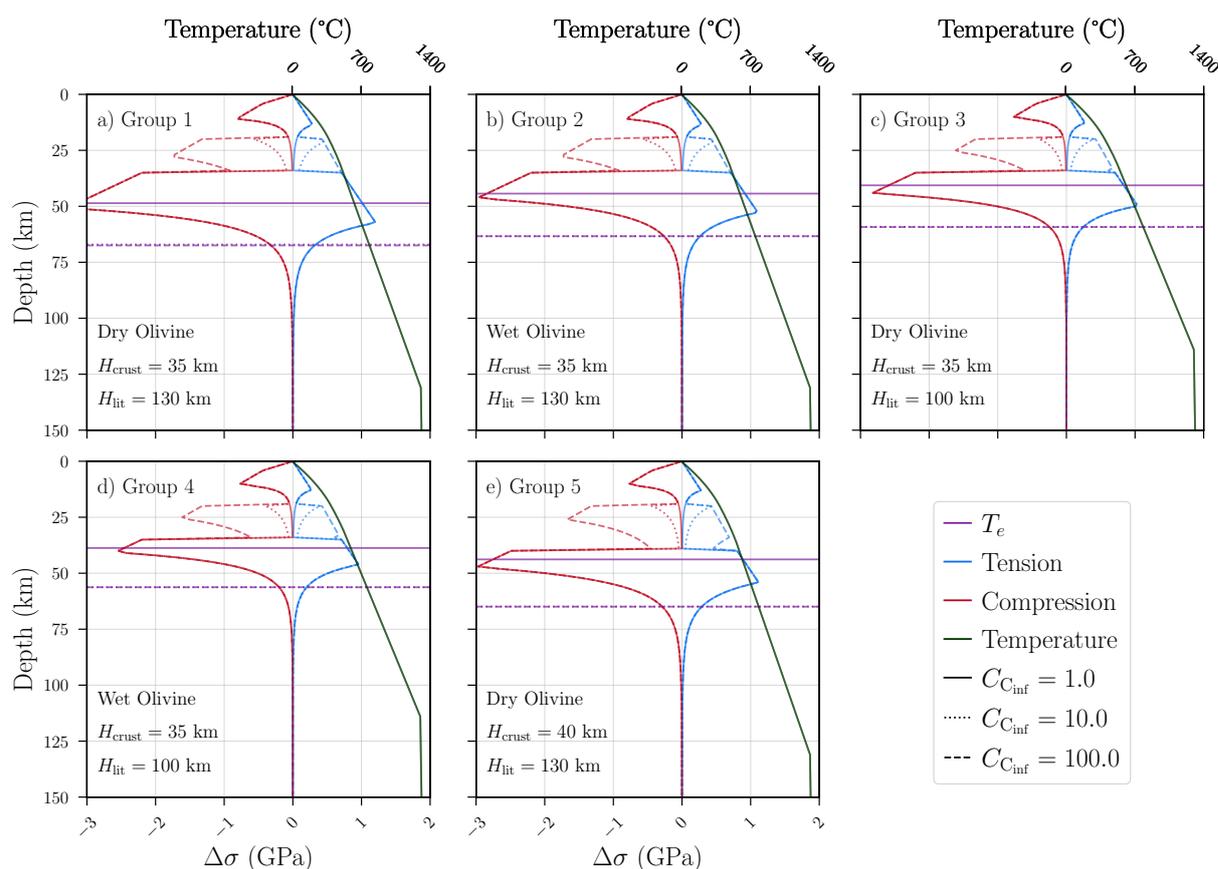


Figura 3.2: a-e) apresentam a estratificação reológica a partir dos envelopes de ruptura (*Yield Strength Envelopes* - YSE) iniciais para os cenários dos grupos 1 - 5 adotando uma taxa de deformação ($\dot{\epsilon}$) para a litosfera de 10^{-14} s^{-1} (Huismans e Beaumont, 2014). As linhas horizontais roxas representam a estimativa de T_e feita para os cenários de acordo com a formulação apresentada por Burov e Diament (1995). As curvas azuis e vermelhas representam, respectivamente, esforços distensivos e compressivos. Já as curvas verdes apresentam o perfil de temperatura inicial para cada grupo. Repare que quanto maior o valor de $C_{C_{\text{inf}}}$, maior será o grau de acoplamento entre as camadas da litosfera.

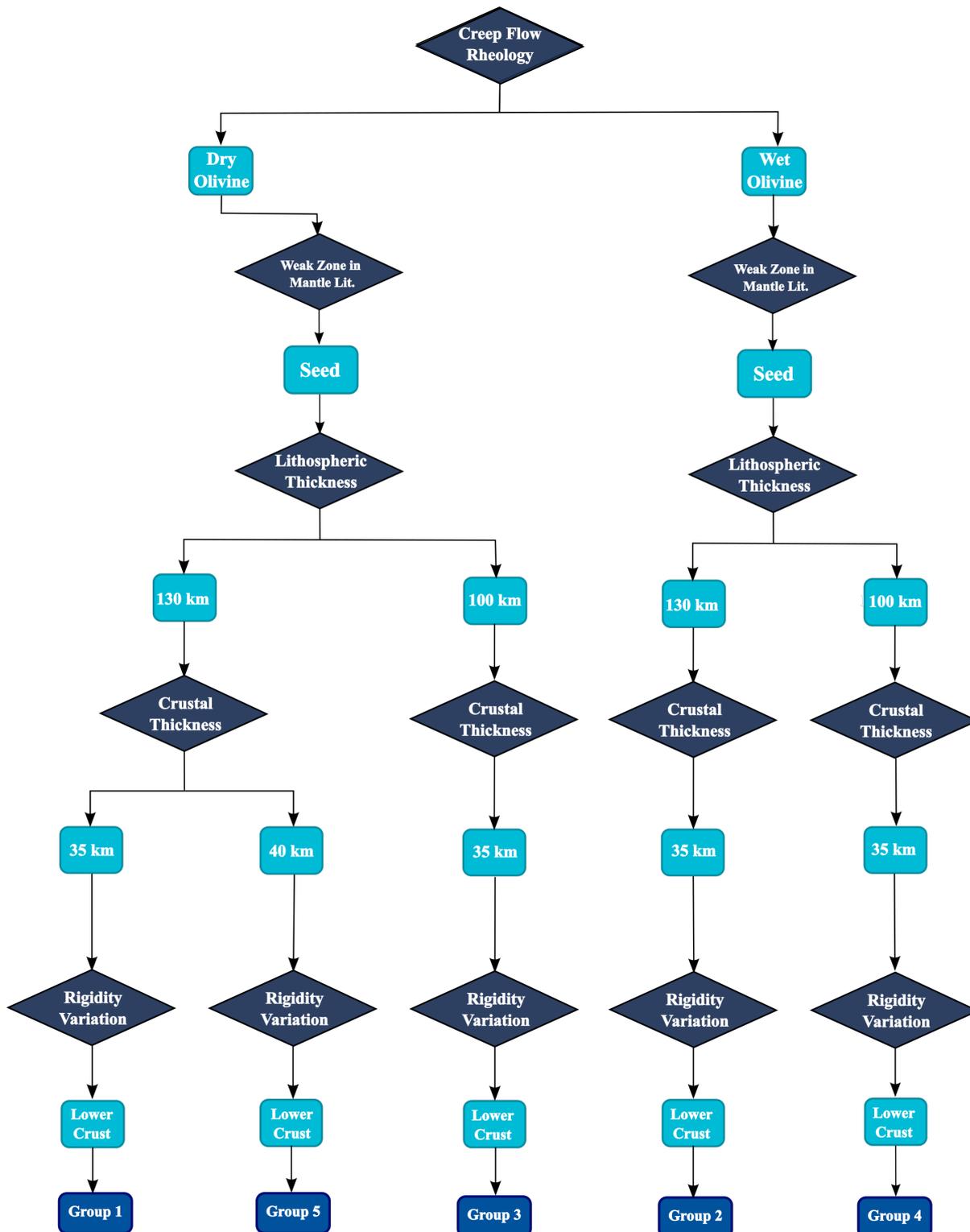


Figura 3.3: Fluxograma com a variação dos parâmetros geométricos e reológicos para os diferentes Grupos de cenários.

3.6 Modelo de processos superficiais

No presente trabalho, adotou-se uma formulação simplificada para simular os processos superficiais durante a evolução pós-rifte da margem, utilizando-se um modelo de processos superficiais 2D que incorpora processos erosivos e flexurais. Esta etapa é feita no pós-processamento e sua aplicação está presente no [Capítulo 5](#).

3.6.1 Erosão

Os processos erosivos são baseados em uma lei de potência (*Stream Power Law*) em que a denudação ao longo do tempo é dada por ([Whipple e Tucker, 1999](#)):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -K_f S^n A^m, \quad (3.11)$$

em que K_f é o coeficiente que controla a eficiência da erosão e que depende da litologia, clima e hidrologia, S é declividade e A é a área da bacia de drenagem. Os valores de n e m adotados foram de 1 e 0,5, respectivamente ([Whipple e Tucker, 1999](#)) e dependem tanto do clima como do contexto tectônico ([Croissant e Braun, 2014](#)).

O processo de sedimentação segue a mesma abordagem descrita por [Beaumont et al. \(1992\)](#) para o transporte de longo alcance em que o padrão de drenagem é baseado na inclinação da topografia, ou seja, o fluxo se dá de acordo com a porção com maior declividade S . A variação topográfica devido à erosão é descrita a partir de uma equação de reação dada por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{q_f^{\text{eqb}} - q_f}{l_f}, \quad (3.12)$$

em que q_f é o fluxo de sedimento local, l_f é um fator de escala que depende da litologia do material q_f^{eqb} é a capacidade de transporte sedimentar. A erosão ocorre quando $q_f < q_f^{\text{eqb}}$, já a sedimentação quando $q_f > q_f^{\text{eqb}}$.

3.6.2 Flexura

O efeito flexural causado pela mudança na distribuição de cargas devido ao processo erosivo é dado por ([Turcotte e Schubert, 2002](#)):

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + \Delta \rho g w(x) = p(x), \quad (3.13)$$

em que $w(x)$ é o deslocamento vertical da placa, $\Delta \rho$ é o contraste de densidade entre o manto e ar, $p(x)$ é a carga vertical exercida pela topografia h e os sedimentos que preenchem as depressões, e

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.14)$$

é a rigidez flexural da placa e depende do Módulo de Young E , da espessura elástica efetiva T_e e da razão de Poisson ν . Após este cálculo, a topografia h é atualizada de acordo com $w(x)$ e o material distribuído no processo de sedimentação para a iteração seguinte.

3.6.3 Configuração numérica

O modelo trabalha a partir de uma topografia inicial como entrada e as cargas são compensadas assumindo para a litosfera um comportamento de uma placa elástica homogênea. A cada passo de tempo dt é feito o cálculo da denudação e sedimentação, para então calcular os efeitos flexurais causados pela nova distribuição das cargas para em seguida atualizar a topografia. Repete-se esse processo até que o tempo limite de simulação seja atingido e a topografia final seja obtida. A [Figura 3.4](#) apresenta um exemplo de aplicação do modelo erosivo para um caso com topografia simplificada.

A [Tabela 3.3](#) apresenta os parâmetros utilizados no modelo erosivo tanto no cenário acima como na aplicação aos cenários do Mandyoc.

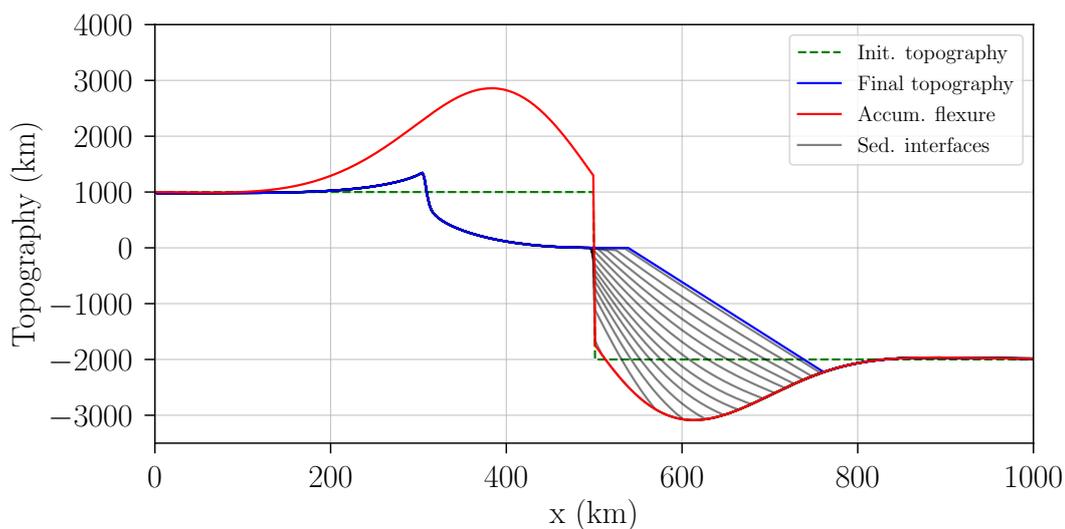


Figura 3.4: Exemplo de aplicação do modelo erosivo. A linha tracejada verde representa a topografia inicial usada como entrada. Já as linhas azul e vermelha representam, respectivamente, a topografia final e a flexura acumulada após simulação do cenário. As linhas acinzentadas representam as interfaces sedimentares obtidas pelo transporte de carga. O T_e assumido neste exemplo foi de 30 km.

Tabela 3.3 - Parâmetros utilizados no modelo erosivo.

Parâmetro	Descrição	Valor
<i>Processos Superficiais</i>		
K_f	Eficiência Erosiva	$1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$
		$0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$
		$0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$
n	Expoente	1
m	Expoente	0,5
<i>Flexura e Isostasia</i>		
g	Aceleração da gravidade	$10,0 \text{ m/s}^2$
$\Delta\rho$	Contraste de densidade	3300 kg/m^3
ρ_{ar}	Densidade do ar	0 kg/m^3
ρ_w	Densidade da água	1000 kg/m^3
ρ_c	Densidade da crosta	2700 kg/m^3
ρ_m	Densidade do manto	3300 kg/m^3
E	Módulo de Young	$1,0 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$
ν	Razão de Poisson	0,25
T_e	Espessura Elástica Efetiva	Tabela 3.4

Tabela 3.4 - Valores de T_e utilizados no modelo de processos superficiais calculados a partir da formulação apresentada por [Burov e Diament \(1995\)](#).

Espessura elástica efetiva - T_e (km)

Grupo	$C_{C_{inf}=1,0}$	$C_{C_{inf}=10,0}$	$C_{C_{inf}=100,0}$
1	48,61	67,06	67,47
2	44,33	63,37	63,37
3	40,64	59,14	59,27
4	38,75	56,26	56,26
5	43,84	64,87	64,94

3.7 Acoplamento dos processos superficiais ao Mandyoc

A topografia de entrada utilizada nos experimentos corresponde ao instante em que o soerguimento do flanco do rifte é máximo. Esse instante de máxima amplitude também foi adotado como inicial (t_0) para o modelo de processos superficiais até que o tempo de 130 Myr fosse atingido.

Apesar do passo de tempo ser fixo para o modelo erosivo ($dt = 10$ kyr), no Mandyoc os passos de tempo não são regulares e dependem da convergência entre cada iteração. Para resolver este problema de sincronia, adotou-se o seguinte procedimento:

Para cada $t = t_0 + dt$ do modelo erosivo, encontrou-se o intervalo de passos em que t está inserido no conjunto de passos de tempo Dt do Mandyoc.

Após situar t , seja Dh a variação topográfica entre dois passos de tempo do Mandyoc, a taxa com que a topografia variou no Mandyoc devido aos efeitos termomecânicos para aquele passo de tempo (Dt) será dada por:

$$v_{\text{termo}} = Dh/Dt. \quad (3.15)$$

A partir do valor de v_{termo} , é possível calcular a variação topográfica gerada pelos efeitos termomecânicos proporcional ao passo de tempo dt do modelo erosivo, ou seja:

$$dh = v_{\text{termo}} \times dt = \left(\frac{Dh}{Dt} \right) \times dt. \quad (3.16)$$

Após calculada a variação topográfica causada pelo Mandyoc, a topografia é atualizada somando a contribuição termomecânica aos efeitos flexurais calculados no modelo erosivo.

3.8 Pós-processamento e visualização dos resultados

Ao longo de cada simulação, o Mandyoc cria uma série de arquivos em texto contendo informações sobre a distribuição de propriedades físicas dentro do modelo de acordo com o cenário simulado. Os arquivos de saída que contêm as propriedades físicas (e.g.: temperatura, densidade, deformação acumulada, taxa de deformação, viscosidade efetiva) estão organizados como uma única coluna que contém a distribuição da propriedade ao longo eixo horizontal da malha partindo da base para o topo do domínio. Tomando a temperatura como exemplo:

$$\begin{array}{c}
 T(x_0, z_0) \\
 T(x_1, z_0) \\
 \dots \\
 T(x_{n_x-1}, z_0) \\
 \dots \\
 T(x_i, z_j) \\
 \dots \\
 T(x_0, z_{n_x-1}) \\
 T(x_1, z_{n_x-1}) \\
 \dots \\
 T(x_{n_x-1}, z_{n_x-1})
 \end{array}$$

em que $T(x_i, z_j)$ representa a temperatura no ponto (i, j) da malha contendo $n_x \times n_z$ pontos.

Assim, o tratamento necessário para a visualização 2D e 1D das saídas do Mandyoc e consequente monitoramento da evolução temporal das propriedades físicas do modelo e estruturas geradas foi feito a partir de *scripts* desenvolvidos em Python principalmente por meio das bibliotecas Matplotlib (Hunter, 2007), NumPy (Harris et al., 2020), SciPy (Jones et al., 2001), AstroPy (Astropy Collaboration, 2018) e Pandas (Reback et al., 2020).

Resultados

Fruto do pós-processamento dos dados obtidos a partir dos cenários dos grupos 1 a 5 (ver [Tabela 3.2](#)), os resultados a seguir tornam possível avaliar separadamente a evolução das margens costeiras geradas nos diferentes cenários numéricos.

As Figuras [4.1](#), [4.2](#) e [4.3](#) apresentam, respectivamente, a distribuição dos logaritmos da viscosidade efetiva, da deformação (*strain*) e da taxa de deformação (*strain rate*) no final da fase rifte para os cenários dos grupos 1 a 5. Já a [Figura 4.4](#) apresenta com maior clareza a geometria das margens geradas ao final da fase rifte. O processo de estiramento da litosfera induz uma redistribuição de cargas, induzindo uma resposta isostática-flexural da litosfera que provoca o soerguimento dos flancos do rifte ([Beucher e Huismans, 2020](#)). A topografia inicial em todos os cenários está no nível do mar e é representada a partir da interface entre a camada de ar e a crosta superior ([Figura 3.1](#)).

Em todos os cenários simulados, a resposta topográfica analisada representa o deslocamento vertical da margem em relação ao interior continental, longe da zona do rifte. Considerando essas condições, a [Figura 4.5](#) apresenta a evolução da amplitude do soerguimento máximo induzido (SMI) no flanco do rifte gerado no processo de estiramento para os cenários dos grupos 1 a 5.

As larguras das margens conjugadas, representadas pelas barras laranja e azul na [Figura 4.4](#), foram calculadas a partir da distância entre a posição em que ocorre a ruptura litosférica e a posição em que se encontra o valor do SMI para cada margem.

Entretanto, como os cenários desacoplados dos grupos 3, 4 e 5 apresentam um SMI muito baixo (ver [Figura 4.5](#) 'c', 'd' e 'e'), o valor utilizado para cálculo do tamanho da margem é mais incerto nesses casos.

A seguir, com base nas figuras citadas acima, serão comentados os efeitos das variações

dos parâmetros geométricos e reológicos na geometria das margens e na evolução do SMI no processo de estiramento da litosfera a partir da comparação do grupo de referência (Grupo 1) com os demais e também da comparação entre grupos específicos quando necessário.

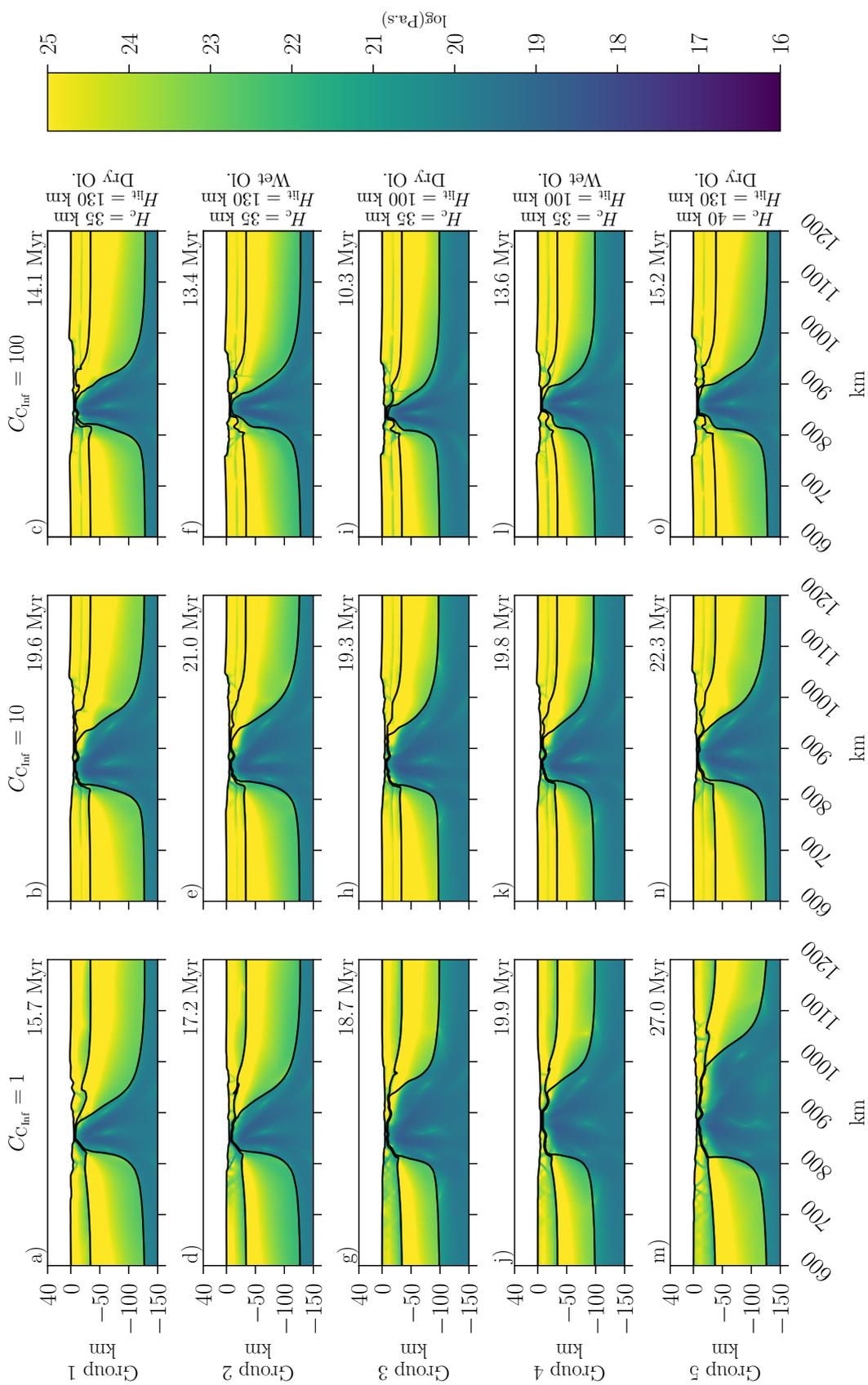


Figura 4.1: Distribuição do logaritmo da viscosidade efetiva ao final da fase rifte para a região central dos cenários de acordo com os grupos e grau de acoplamento que é dependente do valor de C_{Cmf} adotado. As linhas pretas representam a interface entre o ar e a crosta superior e as bases crosta e do manto litosférico, respectivamente.

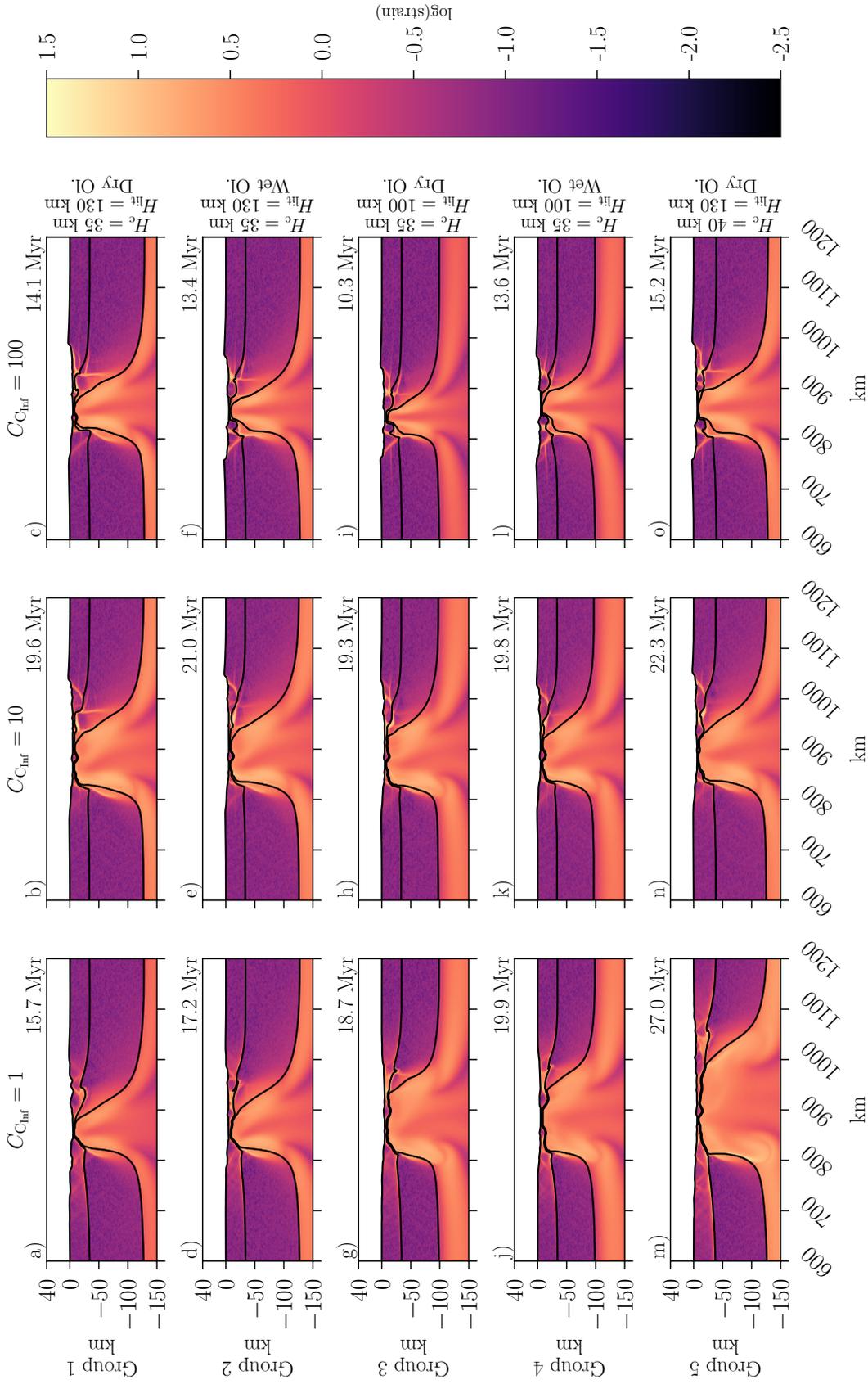


Figura 4.2: Distribuição do logaritmo da deformação (*strain*) ao final da fase rift para a região central dos cenários de acordo com os grupos e grau de acoplamento que é dependente do valor de C_{crit} adotado. As linhas pretas representam a interface entre o ar e a crosta superior e as bases crosta e do manto litosférico, respectivamente.

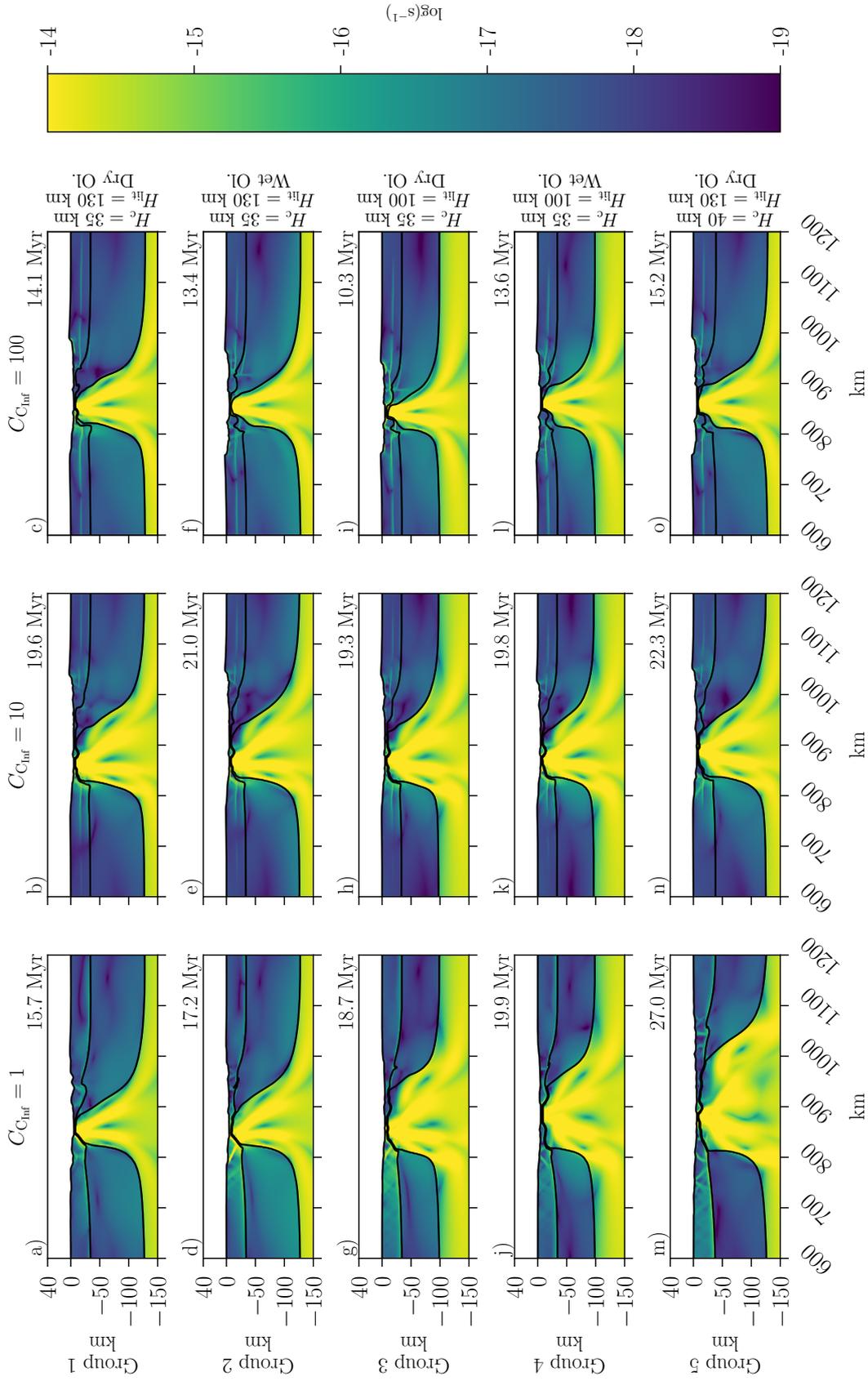


Figura 4.3: Distribuição do logaritmo da taxa de deformação ao final da fase rift para a região central dos cenários de acordo com os grupos e grau de acoplamento que é dependente do valor de C_{Cmf} adotado. As linhas pretas representam a interface entre o ar e a crosta superior e as bases crosta e do manto litosférico, respectivamente.

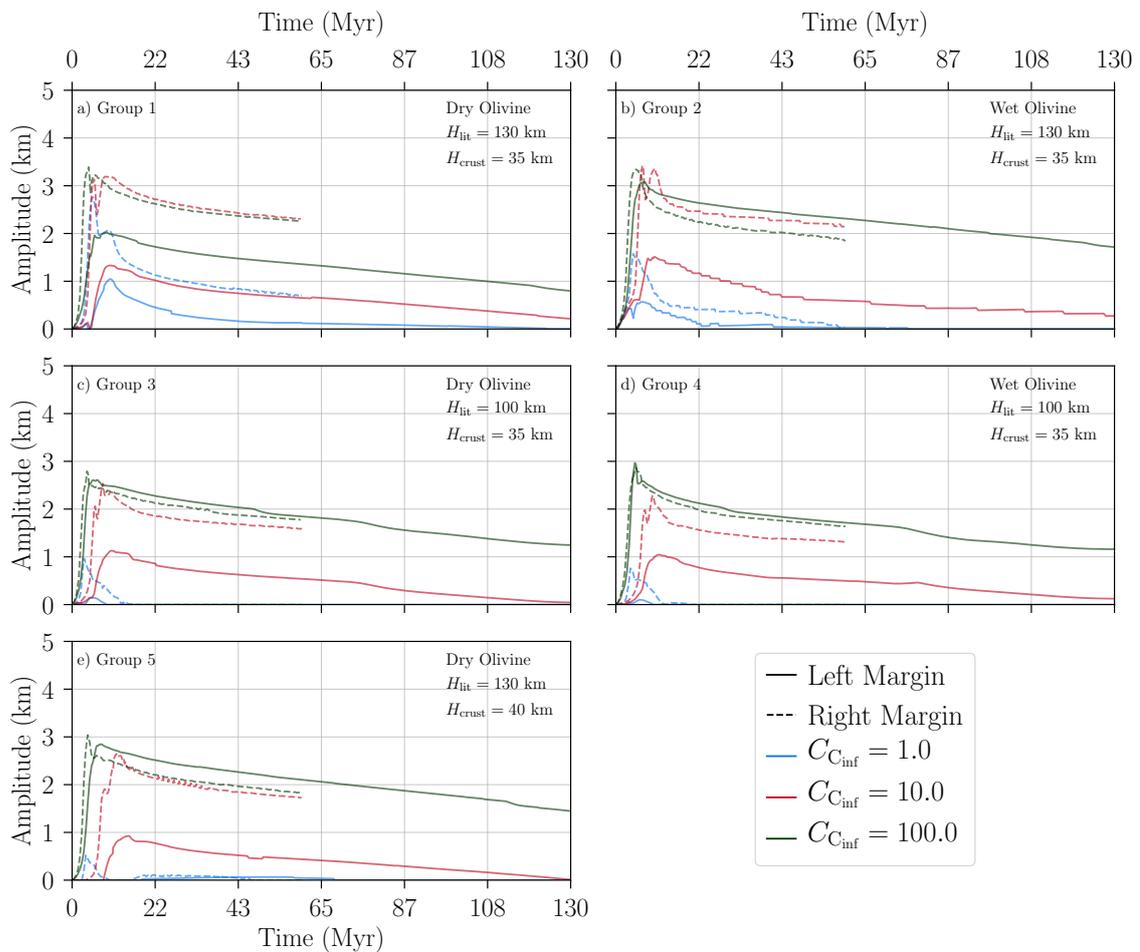


Figura 4.5: Evolução do soerguimento máximo induzido (SMI) para o topo do flanco do rifte gerado no processo de estiramento litosférico para os cenários dos grupos 1 (a) a 5 (e). As linhas cheias representam os valores para o lado esquerdo do cenário, já as linhas tracejadas representam os valores para o lado direito. As cores azul, vermelho e verde representam os cenários em que o $C_{C_{inf}}$ adotado foi de 1,0, 10,0 e 100,0, respectivamente. Vale comentar que as curvas para o lado direita não chegam aos 130 milhões de anos, pois após ≈ 60 Myr a margem da direita não se encontra no domínio do cenário devido ao campo de velocidades.

4.1 *Influência do comportamento viscoso da crosta inferior*

Como a variação do comportamento viscoso da crosta inferior está presente nos cenários de todos os grupos, vale comentar os aspectos gerais dos efeitos da variação desse parâmetro. A partir dos envelopes de ruptura contidos na [Figura 3.2](#) é possível notar que o aumento do $C_{C_{inf}}$ aumenta o grau de acoplamento entre as camadas da litosfera, independente do tipo de reologia adotada para o manto litosférico (*creep flow rheology*), assim pode-se afirmar que os cenários com $C_{C_{inf}}$ iguais a 1, 10 e 100 possuem um grau de acoplamento baixo (ou desacoplado), intermediário e alto, respectivamente.

Apesar da tendência geral de aumento do acoplamento com o $C_{C_{inf}}$, também é possível notar a partir dos envelopes de ruptura que as variações das espessuras da crosta e do manto litosférico assim como na *creep flow rheology* adotada para o manto litosférico também influenciaram no grau de acoplamento entre as camadas da litosfera.

4.1.1 *Geometria da margem*

A partir das [Figuras 4.1](#), [4.2](#) e [4.4](#) é possível notar que o aumento da rigidez da crosta inferior a partir do incremento do $C_{C_{inf}}$ permitiu que o bloco do gráben formado durante a fase rifte sofresse uma mudança no seu padrão de fragmentação.

Tomando-se o grupo de referência (Grupo 1) como exemplo, é possível notar que para o cenário desacoplado ($C_{C_{inf}} = 1,0$), ocorre a formação de um sistema de falhas conjugadas em ambas as placas, sendo mais evidente na margem esquerda ([Figura 4.2](#)). Em ambas as margens, o conjunto compreende da região mais continental da litosfera até a porção estirada das margens. O sistema de falhas se forma devido a concentração de esforços na crosta superior, já que a configuração desacoplada não favorece a transmissão vertical dos esforços gerados pelo estiramento da litosfera. Por apresentar um comportamento pouco viscoso, a crosta inferior durante o rifteamento se deforma mais ductilmente, com um padrão de deformação mais difuso entre as duas margens.

Conforme o valor de $C_{C_{inf}}$ aumenta, a rigidez da crosta inferior e o acoplamento entre as camadas da litosfera também aumentam. Isso faz com que o número de falhas no interior do continente diminua, fazendo com que os esforços se concentrem no bloco do gráben gerado pela zona de fraqueza. Neste caso, o comportamento rúptil passa a dominar sobre o comportamento viscoso impedindo o escoamento lateral da crosta durante o processo de

estiramento.

De maneira geral, o aumento do grau de acoplamento entre a crosta inferior e o manto litosférico tornou que as margens mais estreitas, com menor grau de estiramento da crosta (Figura 4.4).

O mesmo comportamento também é observado para os demais grupos com algumas diferenças no grau de estiramento da litosfera, no número de blocos resultante da fragmentação e na exumação de material da base da crosta ou do manto litosférico. O motivo dessas diferenças estão relacionados à variação dos demais parâmetros que também afetam o grau de acoplamento da litosfera estratificada e que serão discutidos mais adiante.

4.1.2 Evolução do soerguimento

A partir da Figura 4.5 é possível notar que a evolução do SMI para todos os cenários ocorre da seguinte forma: Nos primeiros milhões de anos, durante a fase rifte, as amplitudes dos flancos de ambos os lados atingem seu valor máximo e rapidamente começam a decrescer. Após o término da fase rifte a taxa de decrescimento da escarpa cai e suas amplitudes diminuem de maneira aproximadamente monotônica. Esse comportamento ocorre devido à atuação do relaxamento viscoso ao longo do tempo e da compensação isostática gerada pela fragmentação e movimentação dos blocos durante o estiramento litosférico e escoamento da crosta inferior.

De maneira geral, os cenários mais acoplados (valores maiores para o $C_{C_{inf}}$) produziram flancos com maior amplitude e grau de preservação para além da fase sin-rifte (Burov et al., 2006; Beucher e Huismans, 2020). Isso ocorre, pois uma litosfera mais acoplada permite uma melhor transmissão vertical dos esforços e provoca uma diminuição no relaxamento viscoso causado pelo escoamento lateral da crosta inferior ao longo do tempo e faz com que os flancos tenham maior amplitude e sejam preservados mesmo sofrendo subsidência com o tempo.

Nota-se que os flancos das margens da direita apresentaram valores maiores para o seu ponto de amplitude máxima, entretanto essa assimetria nas amplitudes diminui conforme o grau de acoplamento entre as camadas aumenta indicando que o acoplamento além de influenciar no grau de assimetria da geometria das margens (Huismans e Beaumont, 2003, 2011) também está relacionada com as amplitudes dos flancos gerados e na sua preservação ao longo do tempo (Beucher e Huismans, 2020).

4.2 Influência do regime reológico (Lei de Fluxo)

4.2.1 Geometria da Margem

Ao compararmos o Grupo 1 com o Grupo 2 nas Figuras 4.1 e 4.2 é possível notar que a mudança no comportamento reológico do manto litosférico de olivina desidratada para olivina hidratada afetou o padrão de fragmentação do gráben e na simetria entre as margens.

Para os cenários com baixo grau de acoplamento ($C_{C_{inf}} = 1,0$) a mudança provocou um aumento no número de falhas na porção mais continental da crosta da margem esquerda que contém a maior parte do bloco do gráben (Figura 4.3 'd'). Também é possível notar que ambas as margens sofreram um maior estiramento na porção crustal. Entretanto, há diferença no grau de estiramento entre as margens, já que, para a olivina hidratada, a porção direita sofreu um maior afinamento crustal.

Os cenários com acoplamento intermediário ($C_{C_{inf}} = 10,0$) não apresentaram grandes diferenças no padrão de fragmentação ou na geometria das margens, exceto por um estiramento crustal maior na margem direita para o cenário com olivina hidratada. Note que ambos exumam parte da crosta inferior e do manto litosférico após a porção estirada da crosta 4.2 'b' e 'e').

Já os cenários com alto grau de acoplamento ($C_{C_{inf}} = 100,0$) sofreram uma maior mudança no padrão de fragmentação do gráben com a maior parte do bloco ficando contida na margem direita, o que alterou o antigo padrão de falhas normais e fez com que o estiramento crustal na margem esquerda tenha se dado de maneira mais abrupta que na margem conjugada (Figuras 4.2 'c' e 'f').

Comparando agora entre os grupos 3 e 4, é possível notar que a variação no regime não gerou grandes diferenças no padrão de fragmentação e na geometria das margens conjugadas, com a margem ficando mais estreita quanto maior o acoplamento. A diferença mais notável está na exumação do manto litosférico na margem direita para o cenário mais acoplado com o manto litosférico hidratado (Figura 4.2 'l').

4.2.2 Evolução do soerguimento

Para os grupos 1 e 2, as Figuras Figura 4.5 'a' e 'b' mostram que a mudança no regime de olivina hidratada para desidratada no manto litosférico também afetou a amplitude máxima dos flancos, mas o efeito mais evidente está no aumento da taxa de decrescimento ao longo

do tempo. O mesmo comportamento na taxa de decrescimento e na amplitude não é observado entre os grupos 3 e 4 (Figuras [Figura 4.5 'c'](#) e ['d'](#)), mas com um efeito menor na diferença entre as amplitudes indicando uma sensibilidade maior à espessura do manto litosférico. A mudança na reologia para olivina hidratada tornou o manto litosférico menos rígido (e.g., [Figura 3.2 'd'](#)) permitindo uma melhor atuação do relaxamento viscoso na dissipação dos esforços, provocando o aumento na taxa de decrescimento da amplitude das escarpas.

4.3 Influência da espessura do manto litosférico

4.3.1 Geometria da margem

Comparando os grupos 1 e 3 nas Figuras [4.1](#) e [4.2](#) é possível notar que a diminuição na espessura do manto litosférico no Grupo 3 afetou o padrão de fragmentação dos blocos principalmente para os cenários com acoplamento médio e alto.

Para o cenário desacoplado ($C_{C_{inf}} = 1$) a crosta da margem esquerda apresentou um maior número de falhas e um estiramento levemente maior. Já a margem direita apresentou maior grau de estiramento principalmente na porção crustal deixando sua base em contato direto com o manto astenosférico em ascensão. Este comportamento ocorre pois um manto litosférico menos espesso traz as isotermas da astenosfera para uma profundidade menor, fragilizando a litosfera e permitindo que crosta apresente um comportamento mais dúctil, que por sua vez permite este estiramento diferencial entre o manto litosférico e a crosta.

Para os cenários com acoplamento médio ($C_{C_{inf}} = 10,0$), as falhas no interior ficam concentradas no gráben principal que, por sua vez, ainda se deforma de maneira mais dúctil e permite um estiramento diferencial entre a crosta e o manto litosférico na margem direita, como descrito acima. Note também que o cenário com o manto litosférico mais fino, o estiramento da crosta se dá de maneira mais suave.

Já para os cenários mais acoplados ($C_{C_{inf}} = 100,0$) a fragilização causada por um manto litosférico mais fino com uma crosta mais rúptil provocou uma maior fragmentação do bloco central que distribuiu outros blocos menores entre as duas margens, mas com baixo grau de afinamento crustal, já que a transição da porção continental até o ponto de ruptura não ocorre de maneira tão brusca.

Para os grupos 2 e 4 (reologia da olivina hidratada no manto litosférico) a mudança na espessura do manto litosférico também alterou os padrões de fragmentação. Para o cenário

com baixo acoplamento, a mudança provocou um aumento no número de falhas no interior da placa da esquerda e um maior estiramento diferencial entre a crosta e o manto litosférico. Já os cenários com acoplamento médio e alto não apresentaram muitas diferenças no padrão de estiramento com a mudança de espessura.

4.3.2 Evolução do soerguimento

Comparando os grupos 1 e 3 (Figuras 4.5 'a' e 'c') é possível notar que a diminuição da espessura litosférica fez com que os flancos apresentassem uma amplitude menor. O mesmo comportamento é observado ao fazer a mesma comparação para os grupos 2 e 4 (Figuras 4.5 'b' e 'd').

A diminuição da espessura do manto litosférico reduz sua rigidez já que as isotermas se encontram mais próximas da superfície e deixam o manto litosférico mais quente e, portanto, menos rígido, o que também contribui para um menor acoplamento entre as camadas da litosfera (ver Figuras 'a' - 'd' presentes na Figura 3.2). Essa diminuição na rigidez provoca um aumento do efeito do relaxamento viscoso e uma pior transmissão vertical dos esforços, fazendo com que os flancos atinjam amplitudes menores.

4.4 Influência da espessura crustal

4.4.1 Geometria da Margem

Comparando os grupos 1 e 5 nas Figuras 4.1 e 4.3 é possível notar que o aumento da espessura crustal amplificou o número de falhas no interior da placa para as margens direita e esquerda, independentemente do grau de acoplamento. O cenário com menor acoplamento ($C_{C_{inf}} = 1,0$) desenvolveu um sistema amplo de falhas conjugadas com uma crosta hiperestirada em ambas as margens. Este comportamento pode ser explicado a partir da analogia do “sanduíche de geleia” ou “*jelly sandwich*” (Burov et al., 2006), em que uma crosta inferior mais espessa faz com que o acoplamento entre a crosta e o manto litosférico diminua, já que a camada menos viscosa de “geleia” está mais espessa e produzindo mais calor radiogênico. Como dito anteriormente, o desacoplamento das camadas torna a transmissão dos esforços em profundidade mais ineficiente, a crosta inferior acaba se deformando ductilmente e fluindo lateralmente, gerando a porção hiperestirada, enquanto que a crosta superior falha de maneira rúptil com maior facilidade devido ao acúmulo de esforços nessa região, que por

sua vez, é distribuído lateralmente com a formação do sistema de falhas conjugadas.

Para o cenário com acoplamento médio, o número de falhas na porção continental diminuiu e a porção crustal da margem direita sofre um maior estiramento impedindo a exumação de material proveniente do manto litosférico. Já no cenário com acoplamento alto, o aumento da espessura crustal permitiu um maior estiramento da crosta em ambas as margens. Note que mesmo a crosta inferior apresentando um comportamento mais rígido com valores maiores do $C_{C_{inf}}$ o aumento da espessura crustal permitiu que a deformação dúctil atuasse na porção mais inferior.

4.4.2 Evolução do soerguimento

Comparando as Figuras 4.5 'a' e 'e' é possível notar que o aumento da espessura crustal promoveu uma diminuição no SMI para todos os cenários. O motivo principal é que o aumento da espessura deixou a litosfera mais frágil (ver Figuras 3.2 'a' e 'e') o que dificulta a transmissão vertical dos esforços e permite que o relaxamento viscoso atue na diminuição das amplitudes. Já o cenário mais acoplado impede o escoamento viscoso da crosta inferior e contribui para uma melhor preservação da amplitude do SMI ao longo do tempo.

Discussão

5.1 Comparação com margens reais

A Terra não possui uma estrutura crustal homogênea e isso faz com que as margens costeiras distribuídas ao redor do mundo apresentem diferentes, estruturas, histórias de denudação e geometrias devido a diferentes configurações geotectônicas (Kooi e Beaumont, 1994; van der Beek et al., 1995; Gunnell e Harbor, 2010; Peron-Pinvidic et al., 2013). Como mostrado anteriormente nos cenários numéricos, a geometria das margens e a preservação do soerguimento induzido pelo rifteamento nas escarpas costeiras são afetadas pela composição e estrutura litosférica.

As escarpas costeiras presentes em margens rifteadas passaram por diferentes eventos durante sua formação e evolução, que provocaram desde soerguimentos regionais gerados por anomalias térmicas, *underplating* até altas taxas de erosão topográfica o que acarreta em mudanças topográficas que podem ou não ser preservadas (Chery et al., 1992; van der Beek et al., 1995; Widdowson e Cox, 1996; Burov e Cloetingh, 1997; Nyblade e Sleep, 2003; Ryberg et al., 2015). Assim, podemos afirmar que tais escarpas são o resultado da combinação de diversos fatores e não só do soerguimento induzido pelo processo de rifteamento (Kooi e Beaumont, 1994; Gunnell e Harbor, 2010; Sacek et al., 2012).

Quantitativamente, podemos descrever a topografia da margem a partir da equação:

$$h = h_0 + h_{\text{rift}} - h_e + TD + UP, \quad (5.1)$$

em que h é a topografia atual da margem, h_0 a topografia pré-rifte, h_{rift} a topografia induzida pelo processo de rifteamento, h_e a erosão topográfica, TD a topografia dinâmica, UP a topografia induzida por *underplating* magmático. No contexto deste trabalho o termo h_{rift} é

o de maior relevância, já que os cenários numéricos não incorporam a topografia pré-rifte e processos erosivos e o cálculo do SMI visa eliminar componentes de maior comprimento de onda como a TD .

A **Figura 5.1** apresenta a localização dos perfis topográficos apresentados na **Tabela 5.1** que foram traçados para as margens rifteadas citadas no **Capítulo 2** e que serão usadas na comparação com os cenários numéricos, sendo elas: Serra do Mar (SM), Namíbia (NMB), Sudeste da Austrália (SEA), Mar Vermelho contendo Arábia Saudita (SA) e Egito (EGT), Montanhas Transantárticas (TAM), Western Ghats na Índia (IND), Madagascar (MDG), Noruega (NRW) e Groenlândia (GRL).

A posição geográfica de algumas margens impede a extração de perfis longos nestes locais (e.g.: SA, EGT, IND, MDG) fazendo com que o conjunto de perfis de cada margem possuam comprimentos diferentes entre si. Assim, para facilitar a comparação entre eles, o topo das escarpas costeiras de cada conjunto de perfis foram centralizados em $x = 300$ km (ver **Tabela 5.1**). Outras informações sobre a história de denudação das margens estão presentes na **Tabela 5.2**.

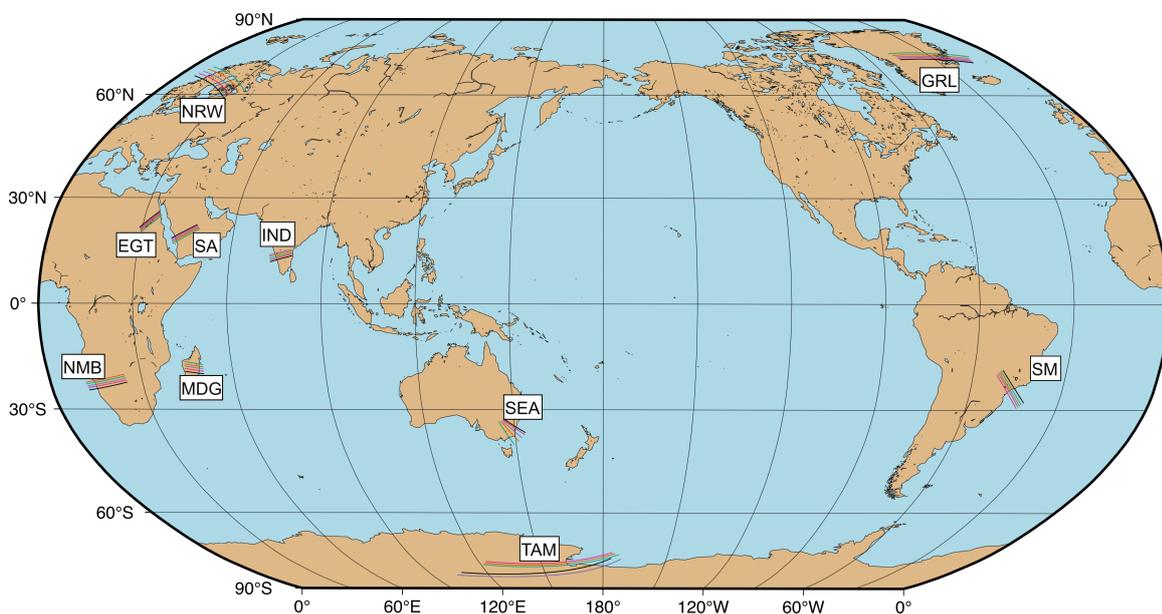
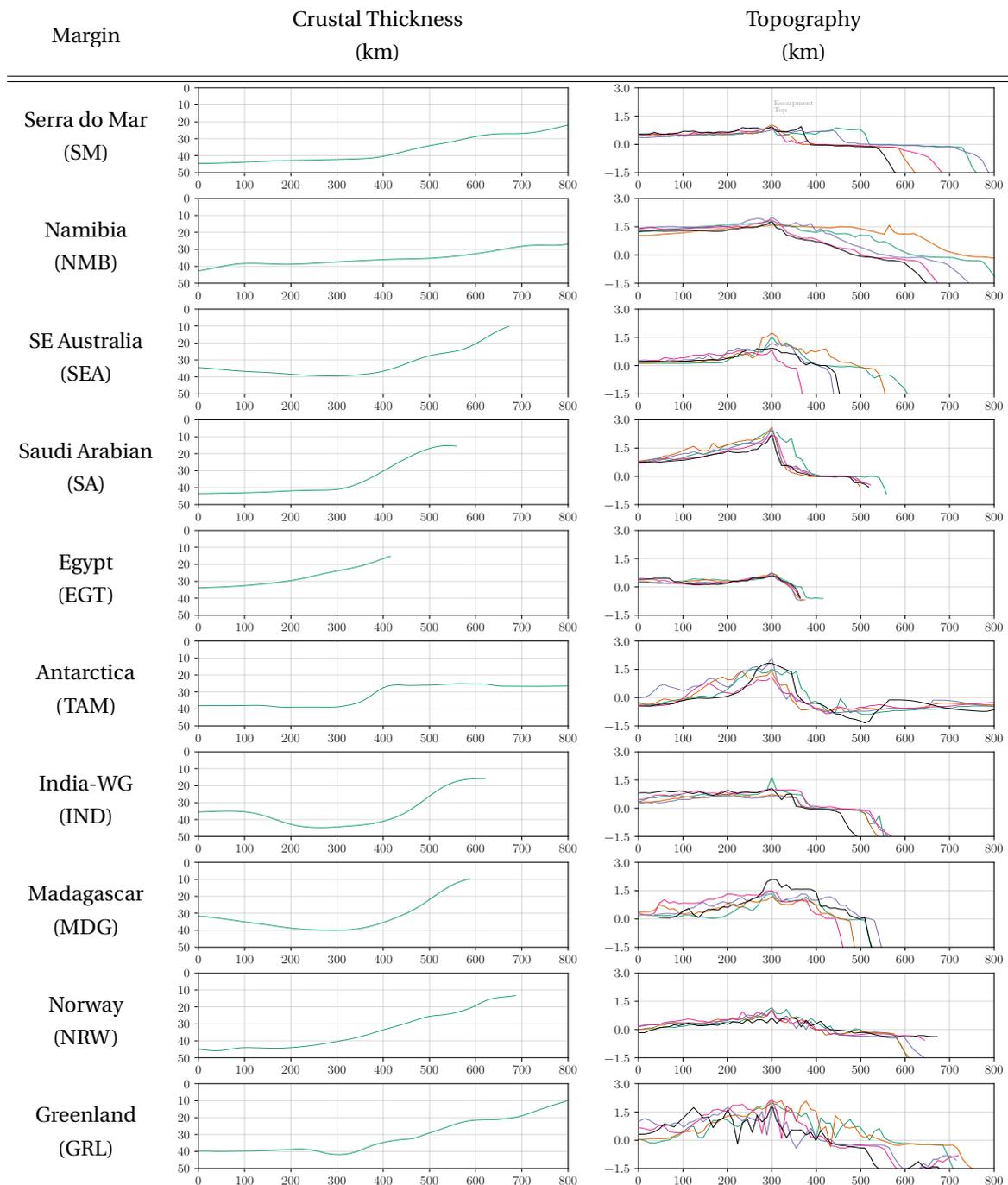


Figura 5.1: Localização dos perfis (linhas coloridas) topográficos presentes na **Tabela 5.1**. Todos os perfis partem do continente para o oceano. Siglas: Serra do Mar (SM), Namíbia (NMB), Sudeste da Austrália (SEA), Arábia Saudita (SA) e Egito (EGT), Montanhas Transantárticas (TAM), Western Ghats na Índia (IND), Madagascar (MDG), Noruega (NRW) e Groenlândia (GRL).

A topografia inicial em todos os cenários numéricos está no nível do mar e como as escarpas reais são uma combinação de diversos fatores, isolar cada uma das componentes pre-

Tabela 5.1 - Comparação entre espessura crustal e topografia para as margens indicadas na Figura 5.1.



Legenda: SE: Sudeste, WG: Western Ghats. Os perfis de espessura crustal correspondem ao perfil topográfico de cor verde-limão. Todos os perfis possuem orientação continente-oceano. Os perfis de espessura crustal foram obtidos por meio do CRUST1.0 (Laske et al., 2012). Já os perfis topográficos foram obtidos por meio do ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009) e suas cores são correspondentes às usadas na Figura 5.1. Para fins de comparação, a linha vertical cinza em 300 km representa a localização escolhida para centralizar do topo das escarpas costeiras dos perfis.

sentes na topografia das margens não é uma tarefa fácil, uma vez que estes efeitos variam no tempo e interagem entre si. Assim, para tentar remover os efeitos regionais e tornar possível a comparação das margens reais com os SMIs obtidos nos cenários numéricos, o seguinte

Tabela 5.2 - Comparação de informações termocronológicas.

Margem	Grad. Térmico (°C/km)	Erosão (km)	Trabalho
Serra do Mar (SM)	30	3-4	Silva e Sacek (2019)
Namíbia (NMB)	≈ 22	2,7-4,5	Raab et al. (2002)
SE Austrália (SEA)	25-30	4-1,5	Persano et al. (2002)
Arábia Saudita (SA)	18-42	4-2,5	Bohannon et al. (1989)
Egito (EGT)	≈ 22,6	3-6	Morgan et al. (1985)
Antártica (TAM)	25-30	4,5-4	Gleadow e Fitzgerald (1987)
Índia-WG (IND)	12,3	1-4	Gunnell et al. (2003)
Madagascar (MDG)	30	2-3,5	Emmel et al. (2004)
W Noruega (NRW)	25	2 – 4	Redfield et al. (2004)
E Groenlândia (GRL)	27,5 ± 10,5	3 ± 2	Bernard et al. (2016)

Legenda: SE: Sudeste, W: Oeste, E: Leste, WG:Western Ghats.

procedimento foi adotado: Para cada perfil topográfico do conjunto de perfis de cada margem, foi calculada a topografia média da porção continental atrás da escarpa para em seguida subtrair o valor do perfil como um todo, resultando em uma topografia residual (TR). Como os perfis possuem tamanhos diferentes e as escarpas de cada margem possuem geometrias e comprimentos de onda diferentes, o intervalo usado para a remoção da porção continental dos perfis topográficos foi diferente para cada margem.

Depois de removida a topografia média, foi medido o máximo topográfico da escarpa resultante e calculada a média e o desvio padrão para o conjunto de perfis de cada margem como apresentado na [Figura 5.2](#) que compara o antes e depois deste procedimento de acordo com a idade de abertura de cada margem.

Note que, ao calcular a TR para as margens, a tendência de queda da amplitude com a

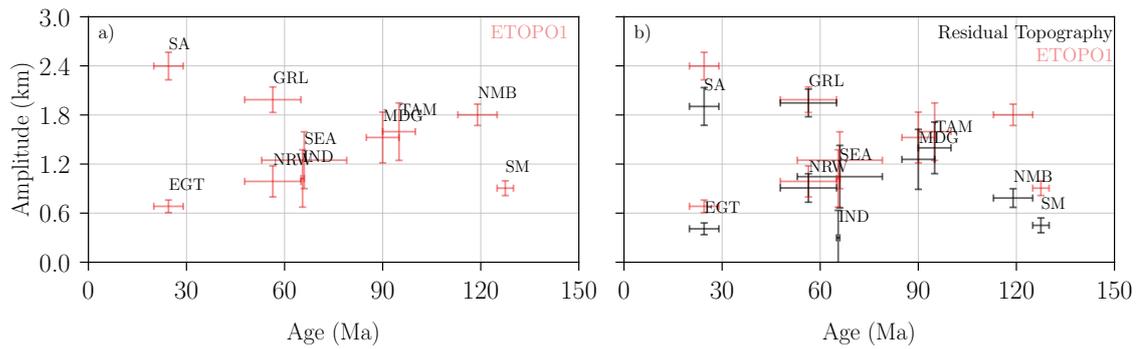


Figura 5.2: Comparação entre o valor médio da amplitude da escarpa costeira obtido por meio do ETOPO1 ('a') para as margens presentes na Tabela 5.1 e o mesmo valor obtido por meio da Topografia Residual ('b'). Siglas representam os nomes das diferentes margens, sendo elas: SM: Serra do Mar, NMB: Namíbia, SEA: Sudeste da Austrália, SA: Arábia Saudita, EGT: Egito, TAM: Montanhas Transantárticas, IND: Índia, MDG: Madagascar, NRW: Noruega, GRL: Groenlândia. As idades das margens foram retiradas de Mohriak (2003) para SM, Raab et al. (2002) para NMB, Moore et al. (1986) para SEA, Veevers et al. (1991) para TAM, Bohannon (1986) para SA e EGT, Radhakrishna et al. (2019) para IND, Andriampenanana et al. (2017) para MDG, Fernandez et al. (2005) para NRW e GRL.

idade se mostra mais evidente. A combinação dos resultados da Figura 4.5 e Figura 5.2, apresentada na Figura 5.3, nos permite comparar o SMI dos cenários numéricos ao longo do tempo e a TR média calculada para as margens contidas na Tabela 5.1 de acordo com suas respectivas idades.

A partir dessa figura, é possível notar que as TRs calculadas para as margens reais estão dentro do intervalo de amplitudes obtidas nos cenários numéricos. Entretanto, é difícil determinar com precisão em qual configuração dos cenários numéricos se enquadrariam cada uma das margens reais, pois vários dos cenários numéricos apresentam uma evolução do SMI que se ajusta a alguma das margens reais. Assim, tais resultados nos ajudam a ter uma noção, ainda que mais qualitativa, de como o grau de acoplamento das camadas da litosfera também interfere na evolução do soerguimento induzido durante e depois do processo de rifteamento.

5.1.1 Simetria do SMI

As margens usadas para comparação possuem geometrias diferentes (ver Tabela 5.1) e como mostrado, por exemplo, na Figura 4.4 a espessura crustal e o grau de acoplamento entre a crosta e o manto litosférico interferem na geometria das margens. A partir dos resultados apresentados até aqui é natural levantar o questionamento sobre qual a influência destes

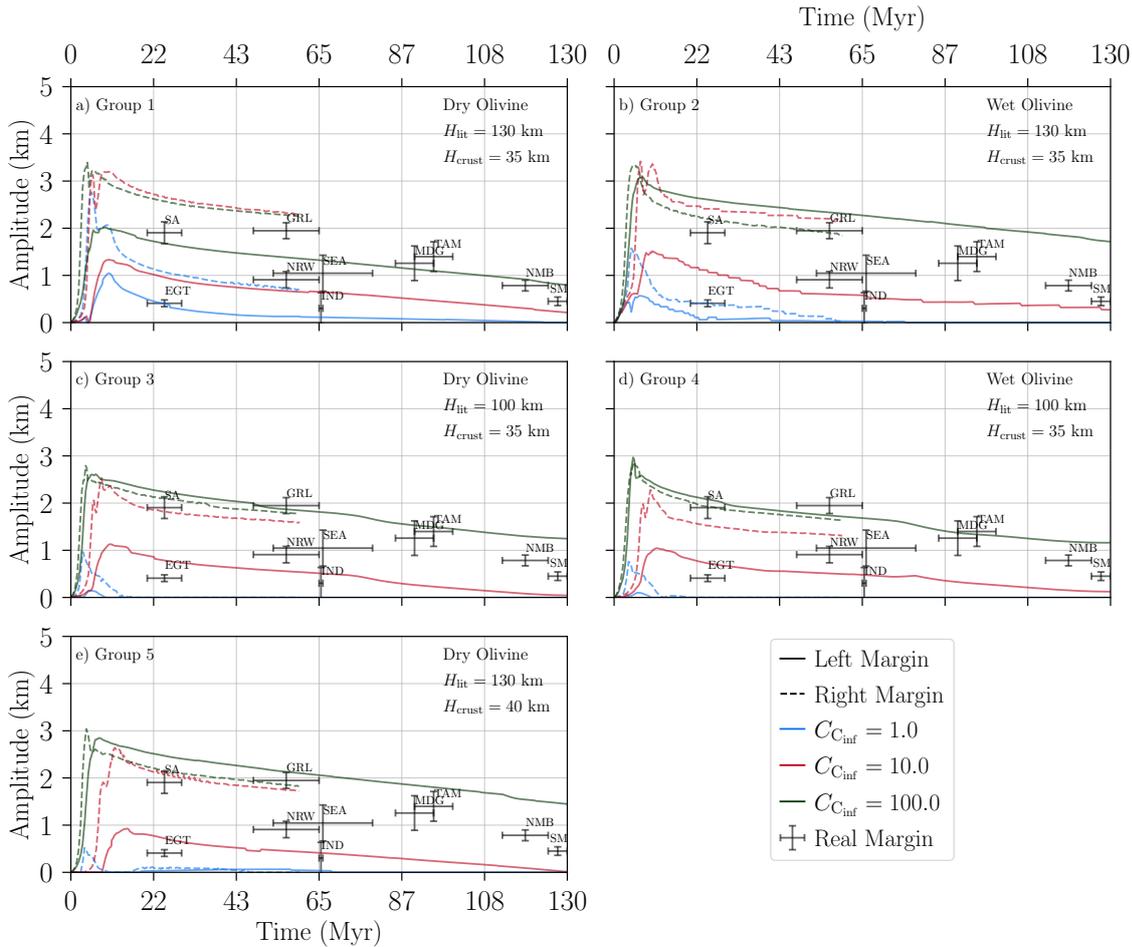


Figura 5.3: Comparação do soerguimento máximo induzido (SMI) para os cenários dos Grupos 1 ('a') a 5 ('e') (linhas coloridas) com o soerguimento induzido em diferentes margens no planeta (barras de erro pretas) presentes na Tabela 5.1. Siglas representam os nomes das diferentes margens, sendo elas: SM: Serra do Mar, NMB: Namíbia, SEA: Sudeste da Austrália, SA: Arábia Saudita, EGT: Egito, TAM: Montanhas Transantárticas, IND: Índia, MDG: Madagascar, NRW: Noruega, GRL: Groenlândia. As idades das margens foram retiradas de Mohriak (2003) para SM, Raab et al. (2002) para NMB, Moore et al. (1986) para SEA, Veevers et al. (1991) para TAM, Bohannon (1986) para SA e EGT, Radhakrishna et al. (2019) para IND, Andriampenanomana et al. (2017) para MDG, Fernandez et al. (2005) para NRW e GRL.

parâmetros no grau de assimetria entre os SMIs gerados pelo processo de rifteamento.

Assim, a Figura 5.4 nos mostra comparação entre os SMIs das margens conjugadas geradas nas simulações dos Grupos 1 ao 5 em diferentes etapas da simulação dos primeiros 55 Myr de simulação. Isso nos permite visualizar como a simetria entre os SMIs ao longo da simulação de acordo com as características de cada grupo. É possível notar que os cenários mais acoplados ($C_{C_{inf}} = 100$) apresentam SMIs mais simétricos que os cenários desacoplados. Conforme a simulação evolui, a diminuição da amplitude com o tempo faz com que os cenários se aproximem mais da origem. Este efeito é mais evidente para os cenários com aco-

plamento médio e baixo, já que a diminuição da amplitude com o tempo é maior (Figura 5.3).

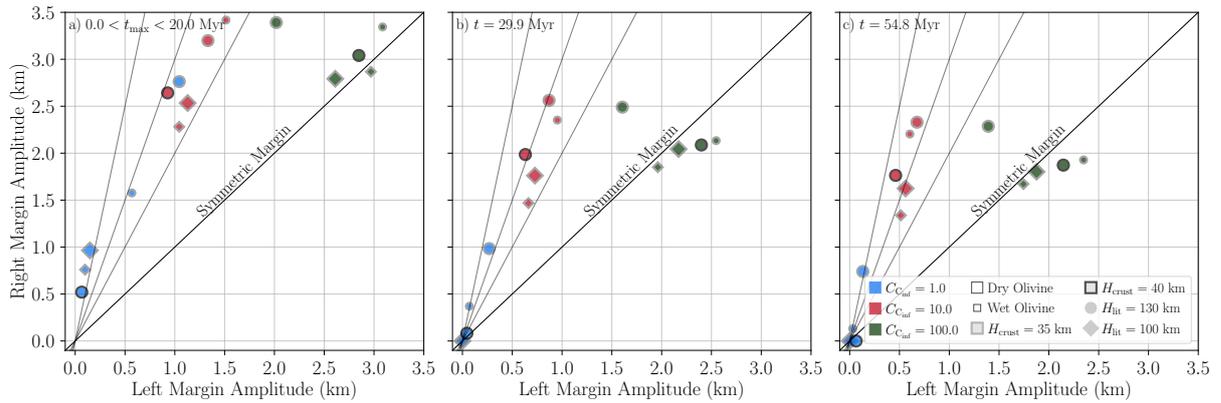


Figura 5.4: Evolução temporal do grau de simetria do SMI das margens conjugadas dos cenários numéricos a partir do tempo de em que o SMI é máximo ('a') seguido diferentes etapas de simulação ('b' e 'c') nos primeiros 55 Myr. A cor do símbolo (azul, vermelho ou verde) representa o $C_{C_{inf}}$ adotado, já o formato (círculo ou losango) representa o valor da espessura litosférica H_{lit} , a cor da borda do símbolo (preta ou cinza) representa a espessura crustal H_{crust} e o tamanho do símbolo a *Creep Flow Rheology* adotada para o manto litosférico. A partir da combinação dessas características é possível acessar qualquer cenários contido nos cinco grupos de simulações (G1- G5). As linhas pretas representam a proporção entre o lado esquerdo e direito do modelo sendo elas 1 : 1, 2 : 1, 3 : 1 e 5 : 1.

O aumento da simetria do SMIs em função do grau de acoplamento entre a crosta e o manto litosférico fica mais evidente ao organizar a evolução das amplitudes dos cenários numéricos de acordo com o $C_{C_{inf}}$ como apresentado na Figura 5.5. Tal aumento na simetria ocorre pois a litosfera mais acoplada com uma crosta inferior mais rígida promove uma maior concentração dos esforços na zona de fraqueza combinada com uma melhor transmissão vertical dos esforços.

Considerando as margens abordadas anteriormente, podemos utilizar aquelas que fazem parte de um mesmo sistema de margens conjugadas e comparar a simetria entre as escarpas presentes na TR com os SMIs dos cenários numéricos de acordo com o tempo de abertura. Entretanto, o processo de estiramento presente no modelo numérico faz com que a margem do lado direito saia do domínio do modelo perto dos 65 Myr e isso impede o monitoramento da amplitude do SMI ao longo dos 130 Myr de simulação (ver Figura 5.3).

Ao observar a Figura 5.3 é possível notar que após os primeiros 30 Myr o decaimento da amplitude do SMI com o tempo se dá de maneira aproximadamente monotônica para ambos os lados do modelo numérico. Assim, para contornar o problema do desaparecimento da margem direita, e conseguir calcular a relação de simetria presente na Figura 5.4, foi ajustada uma curva do tipo $y(t) = Ae^{Bt}$ entre 40 e 60 Myr para então extrapolar os valores de amplitude

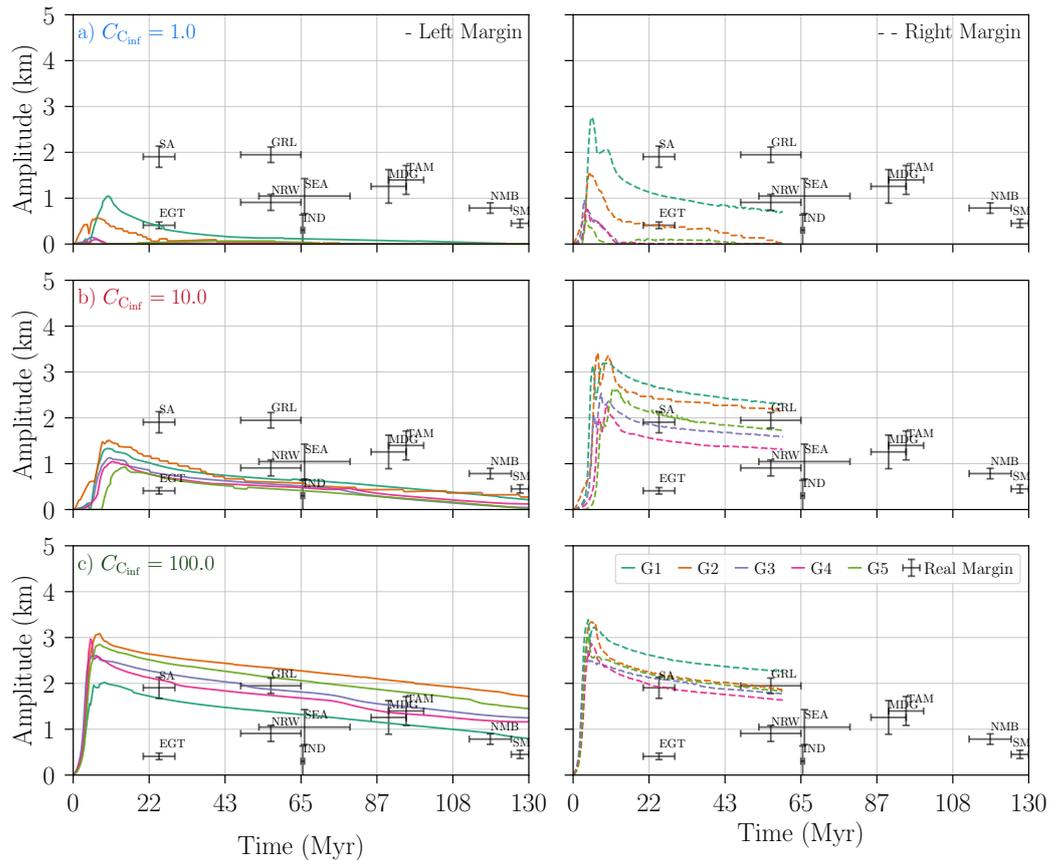


Figura 5.5: Evolução temporal do soerguimento máximo induzido (SMI) para os cenários numéricos organizados pelo grau de acoplamento. As diferentes cores representam cada Grupo de simulação (G). As linhas a) b) c) representam $C_{C_{inf}} = 1$, 10 e 100, respectivamente. Linhas cheias e tracejadas representam o SMI para os lados direito e esquerdo dos cenários, respectivamente. Barras de erro representam o soerguimento induzido calculado para as margens presentes na Tabela 5.1. Siglas: SM: Serra do Mar, NMB: Namíbia, SEA: Sudeste da Austrália, SA: Arábia Saudita, EGT: Egito, TAM: Montanhas Transantárticas, IND: Índia, MDG: Madagascar, NRW: Noruega, GRL: Groenlândia. As idades das margens foram retiradas de Mohriak (2003) para SM, Raab et al. (2002) para NMB, Moore et al. (1986) para SEA, Veevers et al. (1991) para TAM, Bohannon (1986) para SA e EGT, Radhakrishna et al. (2019) para IND, Andriampenanana et al. (2017) para MDG, Fernandez et al. (2005) para NRW e GRL.

do SMI para $t > 65$ Myr.

A Figura 5.6 apresenta essa comparação para as margens presentes no Mar Vermelho ('a'), NE do Atlântico ('b'), Oceano Índico ('c') e Atlântico Sul ('d'). Note que os valores obtidos a partir da TR estão próximos aos cenários com acoplamento médio ($C_{C_{inf}} = 10,0$). Também é possível notar que, assim como nos cenários numéricos, quanto mais antiga a idade da margem, mais próxima da origem se encontra a relação de simetria entre os lados da margem.

Gunnell e Harbor (2010) sugerem que a topografia gerada pelo rifteamento é erodida em 30-40 Myr e que as escarpas que duram mais de 40 Myr seriam na verdade resultado de forças

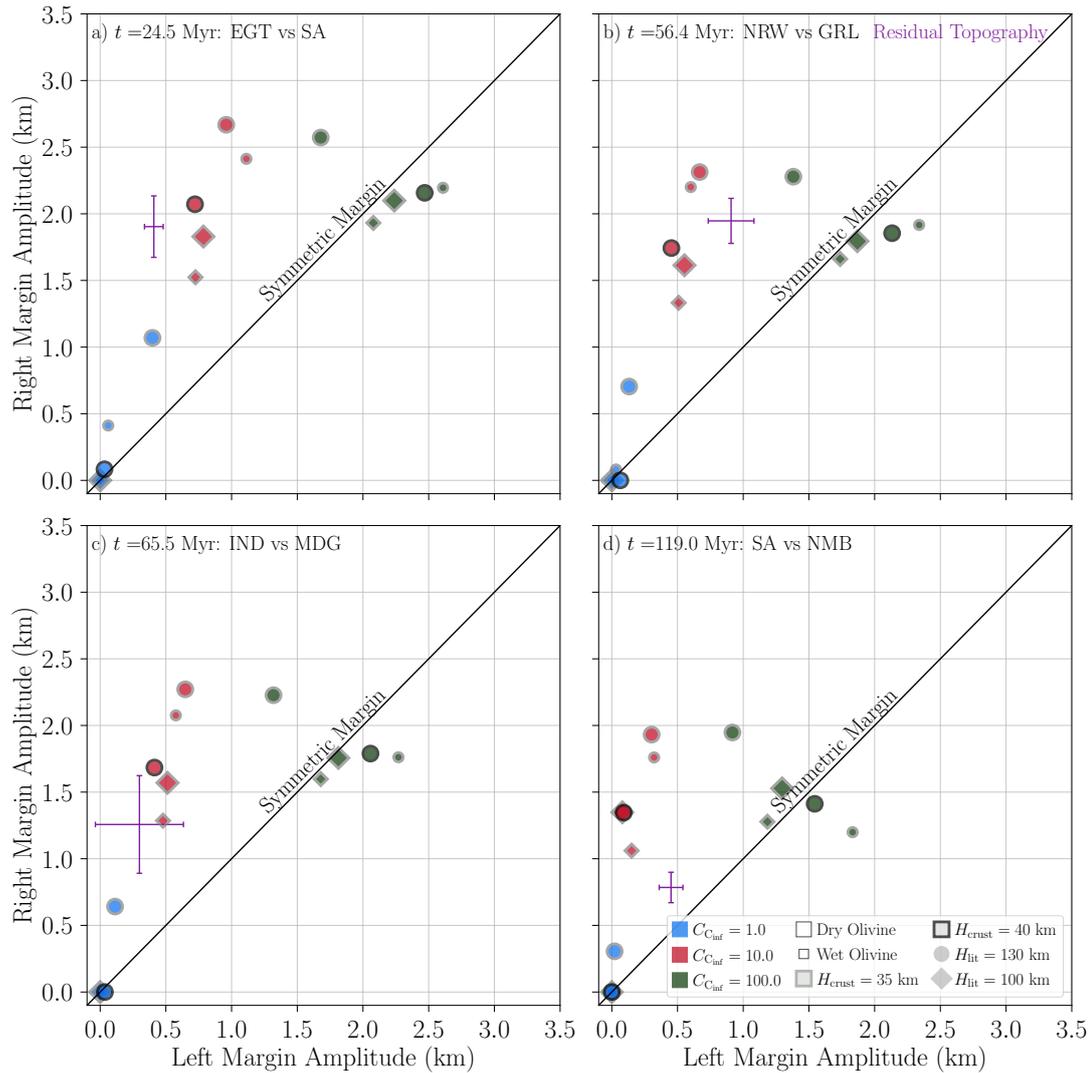


Figura 5.6: Comparação entre as amplitudes dos SMIs dos cenários numéricos comparados com o topo da escarpas extraídos da topografia residual calculada para as margens conjugadas presentes na Tabela 5.1 (barras de erro roxas) de acordo com a idade da margem, sendo elas: a) Mar Vermelho: EGT vs SA, b) Nordeste do Atlântico: NRW vs GRL, c) Oceano Índico: IND vs MDG e d) Atlântico Sul: SM vs NMB. A cor do símbolo (azul, vermelho ou verde) representa o $C_{C_{inf}}$ adotado, já o formato (círculo ou losango) representa o valor da espessura litosférica H_{lit} , a cor da borda do símbolo (preta ou cinza) representa a espessura crustal H_{crust} e o tamanho do símbolo a *Creep Flow Rheology* adotada para o manto litosférico. A partir da combinação dessas características é possível acessar qualquer cenários contido nos cinco Grupos de simulações (G1- G5). Siglas: EGT: Egito, SA: Arábia Saudita, NRW: Noruega, GRL: Groenlândia, IND: Índia, MDG: Madagascar, SM: Serra do Mar e NMB: Namíbia.

não relacionadas com o processo de soerguimento por rifteamento. Os cenários numéricos mostram que o grau de acoplamento pode preservar o soerguimento induzido por mais de 40 Myr em pelo menos um dos lados da margem. Entretanto, os cenários apresentados aqui não incorporam diretamente o efeito de processos superficiais que também têm influência na evolução da topografia das margens. A seguir serão discutidos os efeitos da acoplamento

entre o Mandyoc e o modelo de processos superficiais na evolução topográfica dos cenários numéricos.

5.1.2 Efeitos dos processos superficiais

A [Figura 5.7](#) apresenta uma comparação entre os efeitos do modelo de processos superficiais (linhas tracejadas) e os efeitos termomecânicos do Mandyoc acoplados ao modelo de processos superficiais (linhas cheias) a partir da topografia do lado esquerdo e em que o SMI é máximo (linhas verde) até o final dos 130 Myr (linhas azuis) para todos os cenários numéricos, assumindo uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$.

Já as [Figuras 5.8](#) e [5.9](#) apresentam as mesmas comparações, mas com um platô de 500 e 1000 m, respectivamente, adicionado à topografia inicial usada como entrada com o intuito de simular uma topografia continental anterior ao rifteamento. Os resultados destes mesmos experimentos assumindo taxas de erosão de $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5}$ e $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$ estão presentes no [Apêndice B](#).

De maneira geral, os processos erosivos atenuaram a topografia inicial a ponto de recuar a posição do topo do flanco do rifte em direção ao continente e diminuir sua amplitude. O efeito é mais evidente nos cenários mais acoplados, que por sua vez, sofreram soerguimentos maiores.

Tais efeitos se intensificam quando o modelo de processos superficiais é acoplado aos efeitos termomecânicos do Mandyoc a ponto de erodir o flanco do rifte até aproximadamente o nível de base que, para os casos que não possuem tiveram um platô adicionado previamente à topografia, corresponde ao nível do mar. Já no caso dos cenários com platô de 500 e 1000 m, o topo do flanco do rifte é quase completamente erodido fazendo com que o divisor de drenagem fique a uma altitude próxima à do platô imposto inicialmente.

Note que os cenários desacoplados dos grupos 3, 4, e 5 na [Figura 5.7](#) não apresentam as curvas com a influência dos efeitos termomecânicos. Isso ocorre, pois tais cenários não tiveram um soerguimento relevante durante o processo de rifteamento, já que o estiramento dessas margens foi mais acentuado. Os efeitos termomecânicos para estes cenários provocaram uma subsidência dos cenários deixando-os abaixo do nível do mar e impedindo que o modelo erosivo atue ao longo do tempo.

Aumentar a eficiência erosiva do modelo erosivo fez com que os efeitos descritos acima atuassem com maior intensidade, provocando um maior recuo do flanco do rifte e também

uma maior perda de amplitude ao final dos 130 Myr (ver figuras presentes no [Apêndice B](#)).

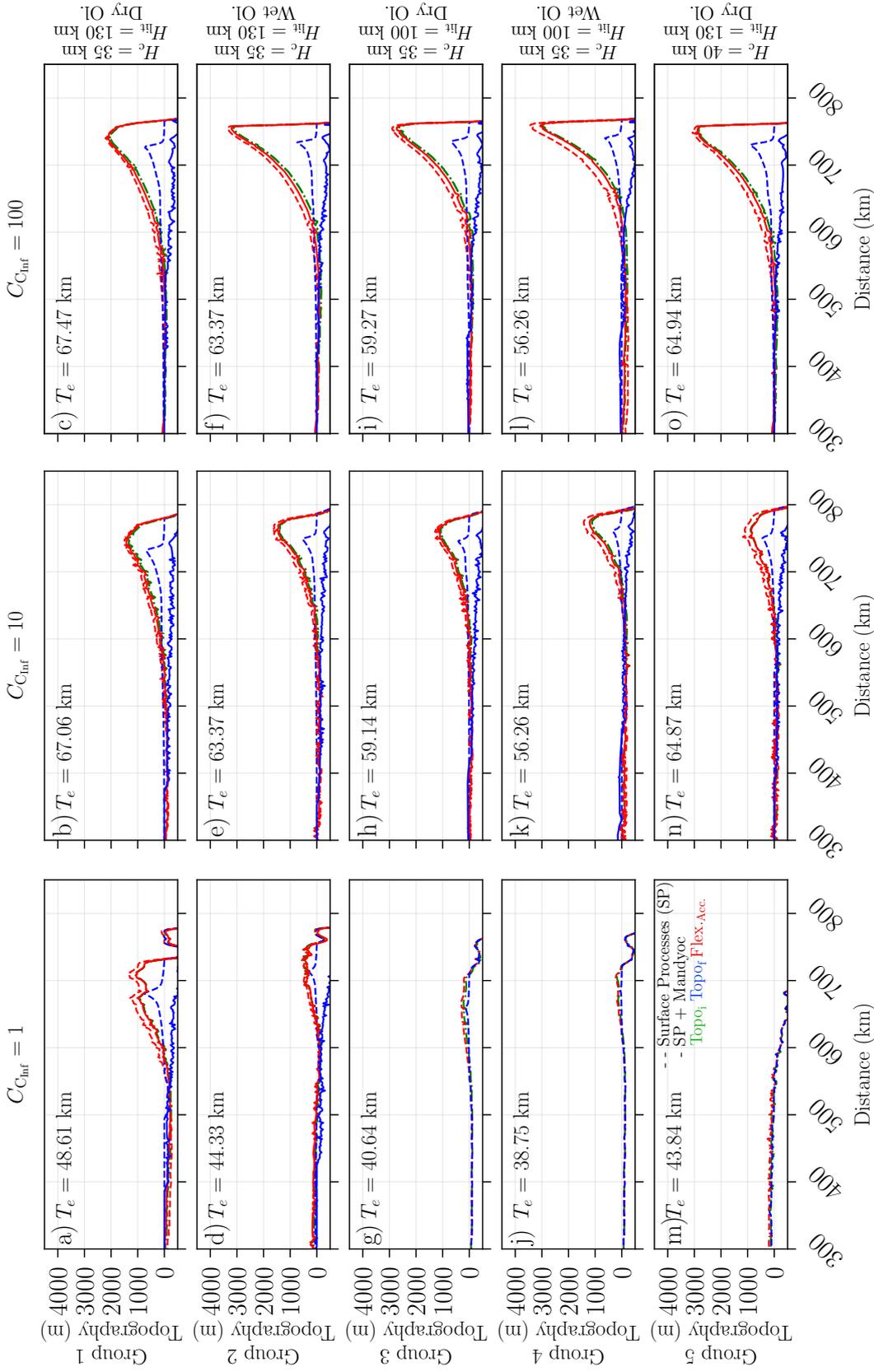


Figura 5.7: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do Mandycoc ao modelo erosivo com flexura.

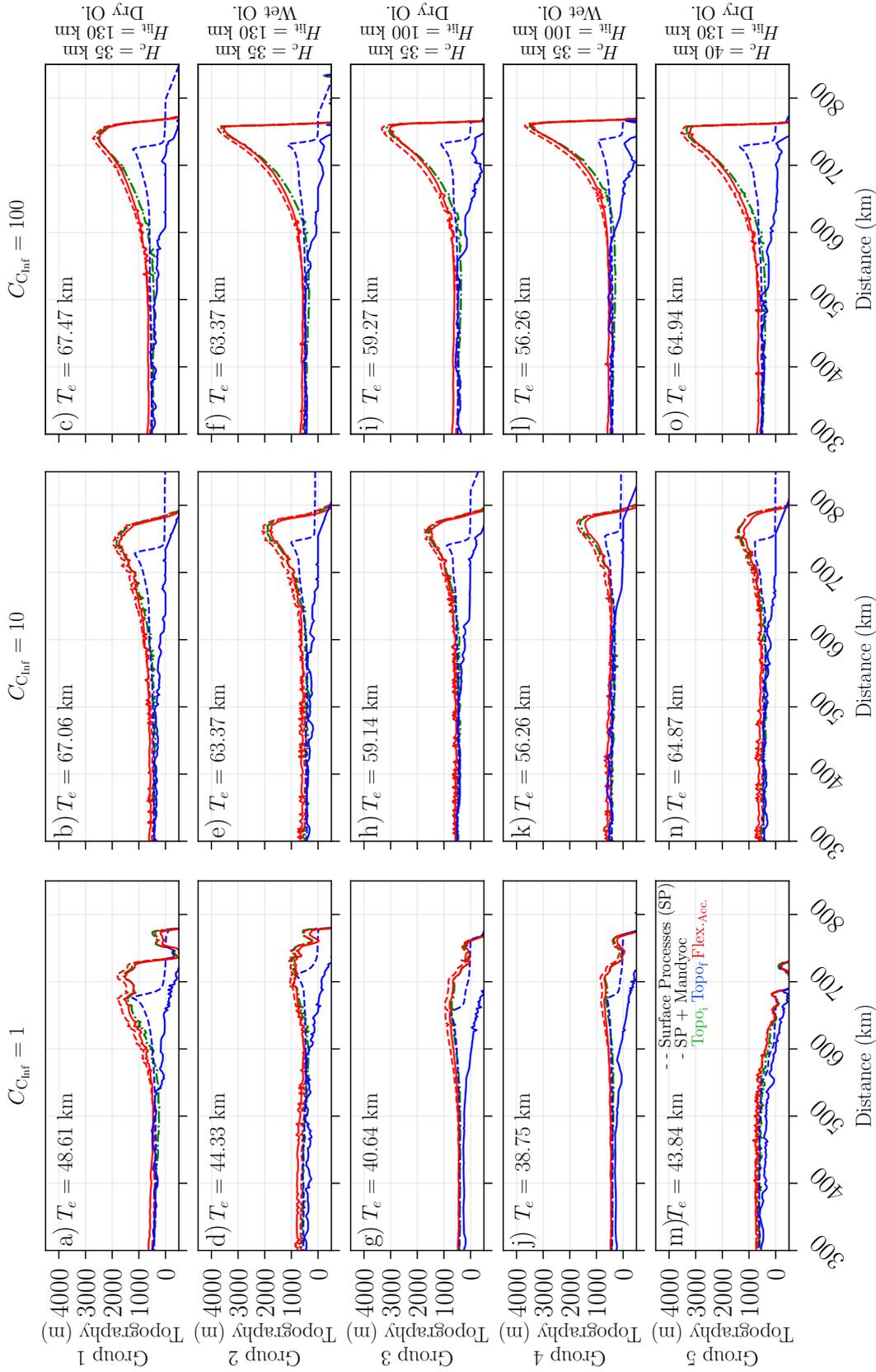


Figura 5.8: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0,375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do Mandioc ao modelo erosivo com flexura.

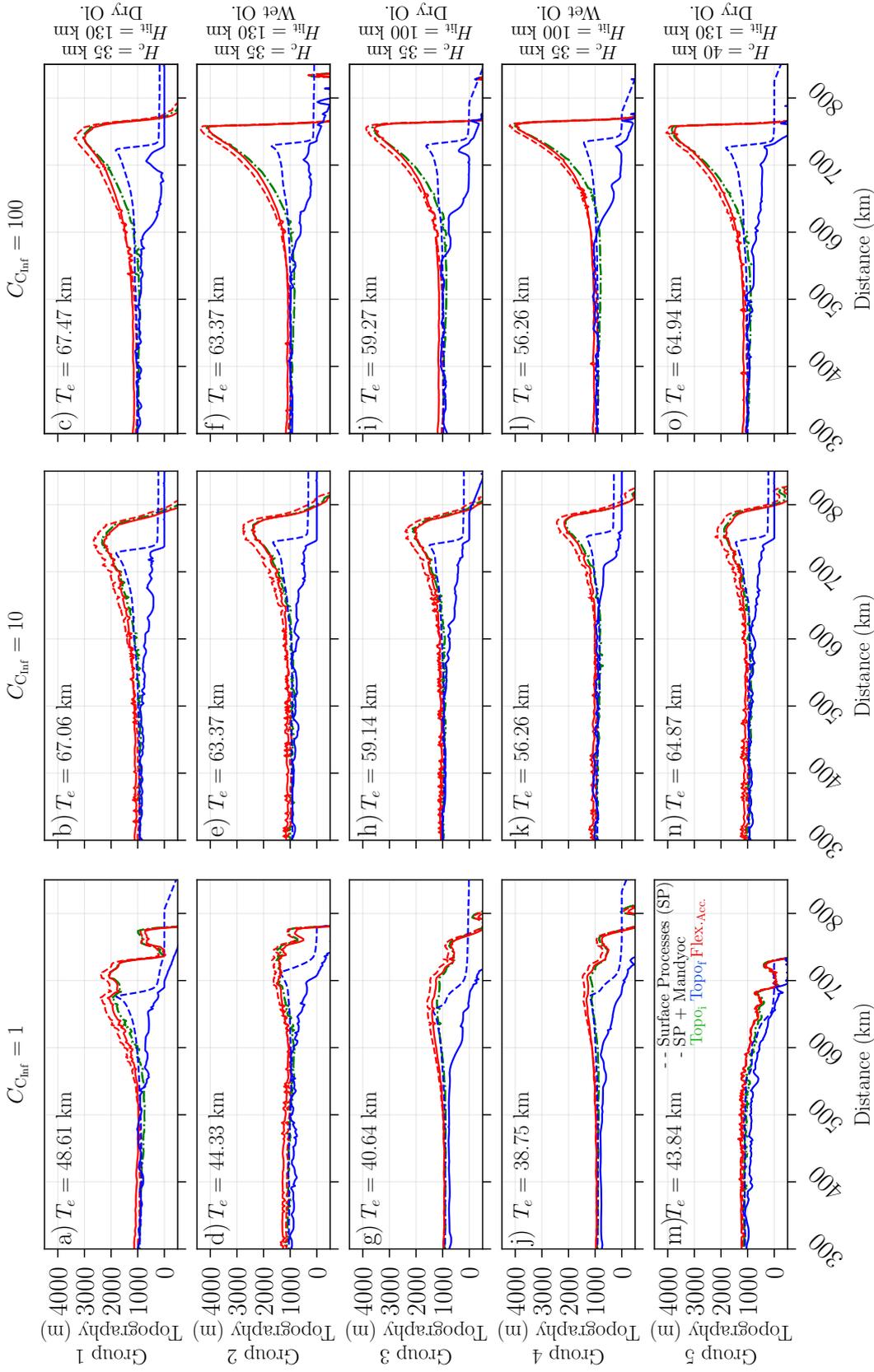


Figura 5.9: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma eficiência erosiva $K_f/4 = 0.375 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do Mandycoc ao modelo erosivo com flexura.

Assim como o aumento da eficiência erosiva modificou a evolução da topografia, as Figuras 5.10, 5.11 e 5.12 apresentam os efeitos da variação da K_f na evolução da amplitude do topo do flanco do rifte (SMI) para o lado esquerdo dos cenários erosivos descritos acima.

A ausência das curvas de evolução do SMI para o modelo erosivo acoplado ao Mandycoc nos cenários desacoplados ($C_{\text{Inf}} = 1,0$) dos Grupos 3, 4 e 5 na Figura 5.10 ocorre pois, em tais cenários, além de não possuírem um platô, também não geraram escarpas significativas. Adicionalmente, a subsidência gerada pelo processo de estiramento deixou a topografia abaixo do nível do mar, impedindo a aplicação do modelo erosivo.

A partir dos experimentos contidos na Figura 5.10, é possível notar que no cenário erosivo com flexura, o tempo de preservação do SMI aumenta conforme se aumenta o grau acoplamento, já que um flanco mais elevado devido a um SMI maior naturalmente levará mais tempo para perder sua amplitude. Entretanto ao levar em conta os efeitos termomecânicos, essa diferença no tempo de preservação, ainda que menor, permanece, mostrando que os efeitos termomecânicos na perda de amplitude do flanco do rifte com o passar do tempo podem ter respostas diferentes dependendo do grau de acoplamento entre as camadas da litosfera e de sua estrutura reológica. Tais comportamentos ficam mais evidentes quando se adiciona um platô à topografia inicial (Figuras 5.11 e 5.12).

O efeito mais evidente em todos os cenários é que valores maiores de K_f aumentam a taxa de decaimento da amplitude com o tempo, já que a taxa de erosão é mais rápida. Os cenários erosivos com flexura (linhas tracejadas) apresentam um decréscimo mais suave e quando comparados com os cenários sob os efeitos termomecânicos (linhas cheias), indicando que a resposta topográfica gerada pelos efeitos termomecânicos tem a capacidade de acelerar o processo de perda de amplitude quando associado junto com a erosão.

Independentemente do platô inicialmente inserido, o tempo máximo em que o SMI do flanco se mantém é inversamente proporcional ao K_f adotado (Figuras 5.10, 5.11 e 5.12). Para os cenários com K_f alto o tempo máximo é de aproximadamente 60 Myr e aumenta para cerca de 100 Myr para os cenários em que K_f é mínimo.

Após a erosão completa do flanco nos cenários com efeitos termomecânicos, a amplitude do SMI segue até o fim dos 130 Myr sem grandes variações, indicando que sua contribuição foi dissipada pelos processos erosivos, restando apenas um divisor de drenagem com amplitude próxima ao platô (Figuras 5.7, 5.8 e 5.9).

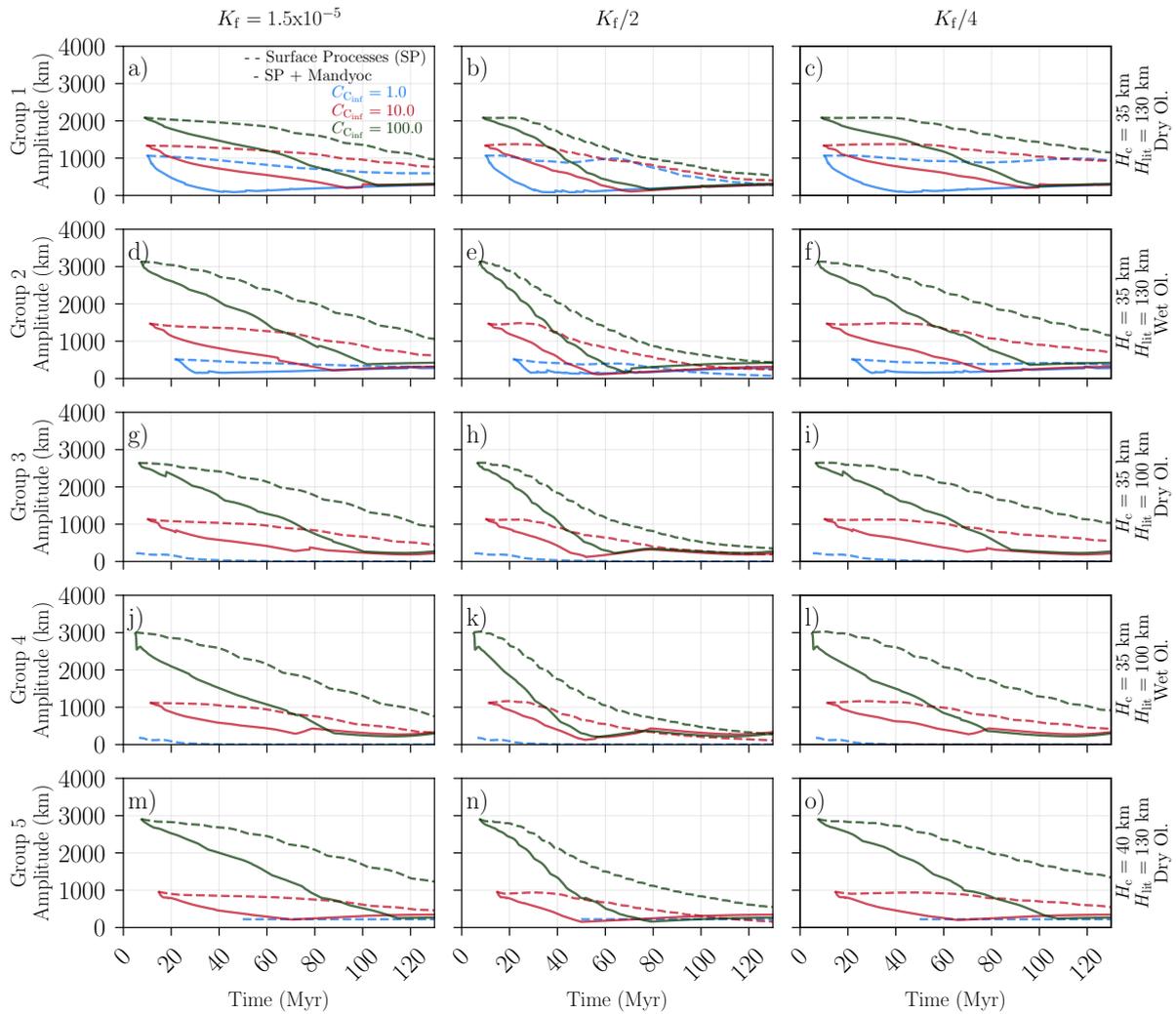


Figura 5.10: Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão K_f (m^2/yr) assumindo um platô de 0 m. Linhas tracejadas representam a evolução do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do MANDYOC ao modelo erosivo. A cor das linhas (azul, vermelho e verde) representam o valor C_{inf} adotado para o cenário numérico.

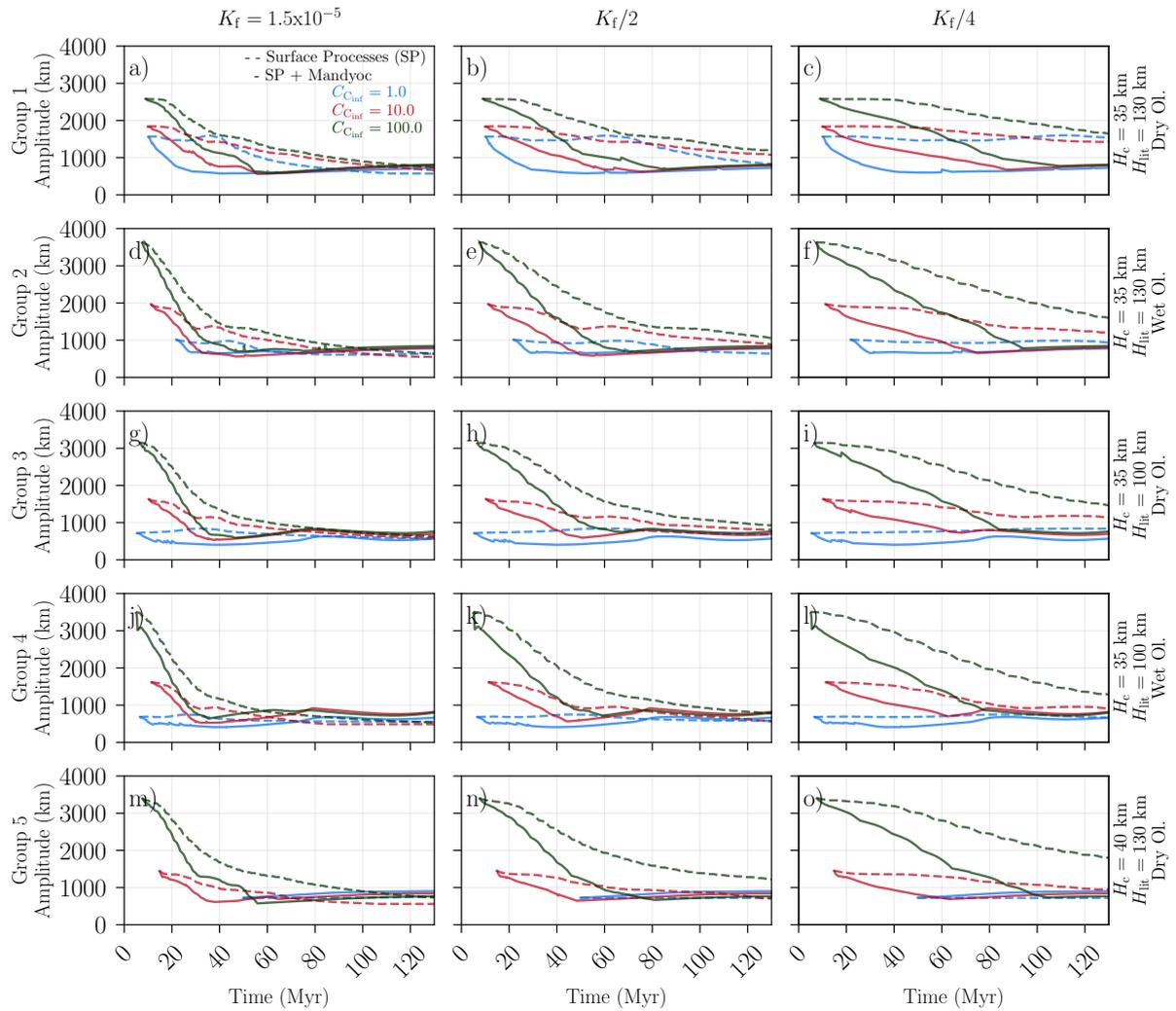


Figura 5.11: Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão K_f (m^2/yr) assumindo um platô de 500 m. Linhas tracejadas representam a evolução do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do MANDYOC ao modelo erosivo. A cor das linhas (azul, vermelho e verde) representam o valor $C_{C_{inf}}$ adotado para o cenário numérico.

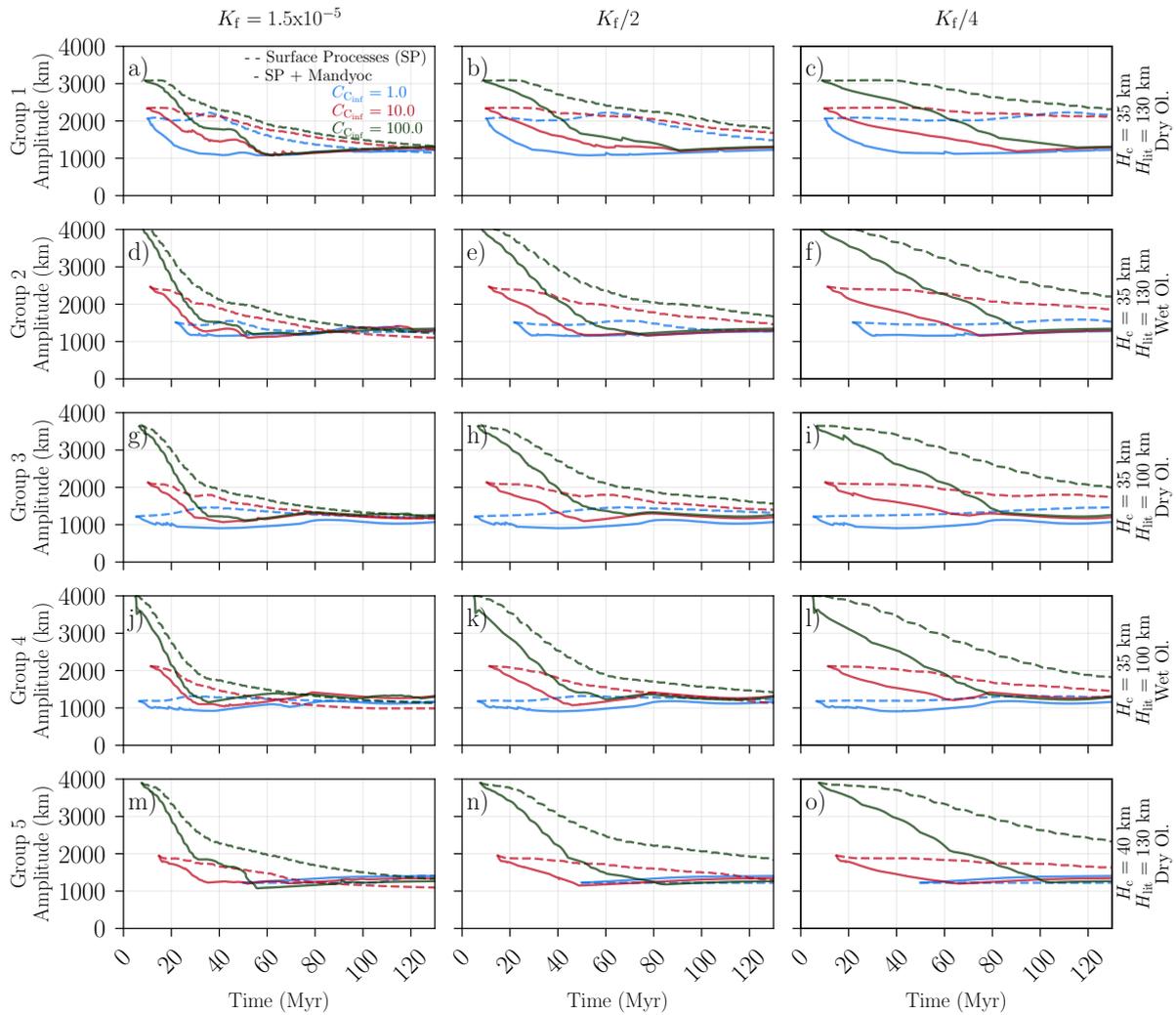


Figura 5.12: Evolução temporal do topo do flanco do rifte sob efeito dos processos erosivos a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos para diferentes taxas de erosão K_f (m^2/yr) assumindo um platô de 1000 m. Linhas tracejadas representam a evolução do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias representam o acoplamento dos efeitos termomecânicos do MANDYOC ao modelo erosivo. A cor das linhas (azul, vermelho e verde) representam o valor C_{inf} adotado para o cenário numérico.

A partir dos experimentos erosivos e considerando que as margens conjugadas abordadas na [Figura 5.6](#) se aproximam dos cenários com um grau de acoplamento médio ($C_{C_{inf}} = 10,0$) é possível afirmar que as margens com idades superiores a 60 Ma dificilmente possuem algum efeito do soerguimento induzido pelo processo de rifteamento preservados, pois, mesmo para baixas taxas de denudação, a amplitude final dos flancos é consideravelmente baixa (menor que 1 km). Assim, as margens contidas no Mar Vermelho e NE do Atlântico possuíam algum efeito do soerguimento induzido em suas escarpas costeiras em conjunto com os efeitos citados anteriormente.

Fatores como mudanças no regime de chuvas associados a mudanças nas condições climáticas e a litologia herdada antes do rifteamento contribuem para a eficiência na remoção de material durante a evolução da escarpa afetando assim seu tempo de permanência após o término da fase rifte ([Willett, 1999](#); [Whipple, 2009](#); [Whittaker, 2012](#); [Beucher e Huisman, 2020](#)).

A permanência de escarpas mais antigas até os tempos atuais, como no Atlântico Sul, Oceano Índico, Sudeste da Austrália e Montanhas Transantárticas, seriam resultados da contribuição de outros fatores diferentes do soerguimento induzido ([Matmon et al., 2002](#); [Gunnell e Harbor, 2010](#)), tais como uma topografia previamente elevada, ou efeitos como *underplating* ([van der Beek et al., 1995](#); [Sacek, 2017](#)).

Tais resultados nos ajudam a entender como a integração dos processos superficiais com efeitos termomecânicos e a estrutura reológica da litosfera afetam a contribuição do soerguimento induzido pelo rifteamento na evolução de escarpas costeiras dezenas de milhões de anos após a fase rifte.

Conclusões

6.1 Considerações gerais

Este trabalho teve como principal objetivo avaliar o efeito da estrutura reológica da litosfera no soerguimento induzido pelo processo de estiramento responsável por gerar margens rifteadas e escarpas costeiras. Para isso foi utilizado um modelo termomecânico que simulou o estiramento litosférico ao longo de 130 Myr sob diferentes condições geotectônicas, tais como variações no grau de acoplamento entre a crosta inferior e o manto litosférico, variações na espessura da crosta inferior e manto litosférico e também a mudança no comportamento reológico do manto litosférico.

Os resultados mostraram como o acoplamento da crosta com o manto litosférico contribui para moldar a geometria das margens geradas pelo estiramento litosférico. Os cenários com uma litosfera desacoplada foram responsáveis por gerar margens mais estiradas em comparação com os cenários que apresentam um acoplamento médio a alto, já que uma crosta inferior mais viscosa permite um melhor escoamento viscoso ao longo do tempo geológico. Já os cenários com uma litosfera mais acoplada apresentaram margens mais estreitas e com uma maior fragmentação no bloco principal do gráben formado durante o sin-rifte, pois o maior grau de acoplamento obtido com o aumento da rigidez da crosta inferior permite que uma porção maior da litosfera se comporte de maneira rúptil e uma melhor propagação vertical do esforços (ver Figuras 4.1, 4.2 e 4.3).

O soerguimento do flanco do rifte induzido pelo processo de rifteamento e sua preservação ao longo do tempo nos cenários numéricos também se mostrou fortemente ligado ao grau de acoplamento entre a crosta e o manto litosférico. Os cenários com um alto grau de acoplamento geraram um maior soerguimento que foi capaz de perdurar ao longo de toda

a simulação, enquanto que os cenários com um acoplamento médio apresentaram soerguimentos de menor amplitude com um menor grau de preservação. Já os cenários desacoplados foram responsáveis por gerar os menores níveis de soerguimento e preservação, já que o comportamento pouco viscoso da crosta inferior permite um melhor escoamento e uma melhor dissipação dos esforços gerados no processo de estiramento ao longo do tempo geológico (ver [Figura 4.5](#)).

A comparação dos soerguimentos induzidos nos cenários numéricos com as topografias residuais calculadas a partir das escarpas costeiras em diferentes margens ao redor do mundo (ver [Figura 5.3](#)) mostrou que a tendência de diminuição da amplitude ao longo do tempo obtida nas simulações também é observada ao compararmos as amplitudes de margens mais jovens com mais antigas. Também foi possível observar o padrão assimétrico na amplitude das escarpas em margens conjugadas (e.g., Mar Vermelho e Atlântico Sul) e nos cenários numéricos.

O acoplamento da resposta topográfica gerada pelos processos termomecânicos com um modelo de processos superficiais mostrou que, dependendo da quantidade de recuo do flanco causado pela erosão, a contribuição do flanco do rifte na topografia da escarpa pode ser preservada ou erodida a ponto de restar apenas a topografia prévia como topo da escarpa.

As margens reais apresentam histórias geológicas complexas, entretanto os cenários numéricos conseguiram representar de maneira satisfatória o papel da estrutura reológica da litosfera na geometria das margens e no soerguimento gerado pelo processo de rifteamento evolução das escarpas costeiras mostrando o quão útil pode ser a modelagem numérica no entendimento dos processos envolvidos na evolução do nosso planeta.

Em suma:

- O estiramento litosférico contribui para o soerguimento do flanco do rifte;
- A magnitude desse soerguimento está associado ao grau de acoplamento entre a crosta e o manto litosférico;
- Essa contribuição diminui com o tempo devido ao escoamento da crosta inferior no processo de estiramento;
- A amplitude do soerguimento cai com uma taxa que também depende do grau de acoplamento;

- A preservação dessa contribuição depende de diversos fatores e um deles é a erosão do flanco por processos superficiais ao longo do tempo;
- A contribuição do soerguimento induzido pelo rifteamento litosférico na preservação de escarpas costeiras depende da magnitude do recuo da escarpa original.

6.2 *Perspectivas de Estudos Futuros*

As limitações presentes neste trabalho podem ser diminuídas a partir de mais estudos que incorporem cenários com uma geometria tridimensional no Mandyoc, ação de processos superficiais durante a simulação, adição de paleotopografia e variação da velocidade de estiramento. Cenários que considerem estes fatores serão de grande utilidade para o refinamento dos resultados apresentados neste trabalho e uma melhor compreensão de como a integração de todos esses processos podem contribuir na evolução das escarpas costeiras.

Referências Bibliográficas

- Allen P. A., Allen J. R., Basin analysis: Principles and Applications. 2nd Edition. Malden: Blackwell Publishing, 2005
- Amante C., Eakins B. W., ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis, 2009
- Andrés-Martínez M., Pérez-Gussinyé M., Armitage J., Morgan J. P., Thermomechanical implications of sediment transport for the architecture and evolution of continental rifts and margins, *Tectonics*, 2019, vol. 38, p. 641
- Andriampenanana F., Nyblade A. A., Wysession M. E., Durrheim R. J., Tilmann F., Julià J., Pratt M. J., Rambolamanana G., Aleqabi G., Shore P. J., Rakotondraibe T., The structure of the crust and uppermost mantle beneath Madagascar, *Geophysical Journal International*, 2017, vol. 210, p. 1525
- Artemieva I. M., Thybo H., Deep Norden: highlights of the lithospheric structure of Northern Europe, Iceland, and Greenland, *Episodes*, 2008, vol. 31, p. 98
- Astropy Collaboration The Astropy Project: Building an Open-science Project and Status of the v2.0 Core Package, *AJ*, 2018, vol. 156, p. 123
- Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J., , 1992 Erosional control of active compressional orogens. Springer Netherlands Dordrecht pp 1–18
- Bernard T., Steer P., Gallagher K., Szulc A., Whitham A., Johnson C., Evidence for Eocene–Oligocene glaciation in the landscape of the East Greenland margin, *Geology*, 2016, vol. 44, p. 895

- Beucher R., Huismans R., *Morphotectonic Evolution of Passive Margins Undergoing Active Surface Processes: Large-Scale Experiments Using Numerical Models*, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2020, vol. 21, p. e2019GC008884
- Biari Y., Klingelhoefer F., Franke D., Funck T., Loncke L., Sibuet J.-C., Basile C., Austin J. A., Rigoti C. A., Sahabi M., et al., *Structure and evolution of the Atlantic passive margins: a review of existing rifting models from wide-angle seismic data and kinematic reconstruction*, *Marine and Petroleum Geology*, 2021, p. 104898
- Bohannon R. G., *Tectonic configuration of the western Arabian continental margin, southern Red Sea*, *Tectonics*, 1986, vol. 5, p. 477
- Bohannon R. G., Naeser C. W., Schmidt D. L., Zimmermann R. A., *The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: a case for passive rifting?*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, vol. 94, p. 1683
- Bonow J. M., Japsen P., *Peneplains and tectonics in North-East Greenland after opening of the North-East Atlantic*, *GEUS BULLETIN*, 2021, vol. 45
- Brooks A. N., Hughes T. J., *Streamline upwind/Petrov-Galerkin formulations for convection dominated flows with particular emphasis on the incompressible Navier-Stokes equations*, *Computer methods in applied mechanics and engineering*, 1982, vol. 32, p. 199
- Brune S., Heine C., Pérez-Gussinyé M., Sobolev S. V., *Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension*, *Nature Communications*, 2014, vol. 5, p. 1
- Burov E., Cloetingh S., *Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins*, *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, vol. 150, p. 7
- Burov E., Watts A., et al., *The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"?*, *GSA today*, 2006, vol. 16, p. 4
- Burov E. B., Diament M., *The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, vol. 100, p. 3905
- Campanile D., Nambiar C., Bishop P., Widdowson M., Brown R., *Sedimentation record in the Konkan–Kerala Basin: implications for the evolution of the Western Ghats and the Western Indian passive margin*, *Basin Research*, 2008, vol. 20, p. 3

- Chand S., Subrahmanyam C., Rifting between India and Madagascar—mechanism and isostasy, *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, vol. 210, p. 317
- Chery J., Lucazeau F., Daignieres M., Vilotte J.-P., Large uplift of rift flanks: A genetic link with lithospheric rigidity?, *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, vol. 112, p. 195
- Cochran J. R., A model for development of Red Sea, *Aapg Bulletin*, 1983, vol. 67, p. 41
- Cockburn H., Brown R., Summerfield M., Seidl M., Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, vol. 179, p. 429
- Crameri F., Schmeling H., Golabek G., Duretz T., Orendt R., Buitter S., May D., Kaus B., Gerya T., Tackley P., A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: an evaluation of the ‘sticky air’ method, *Geophysical Journal International*, 2012, vol. 189, p. 38
- Croissant T., Braun J., Constraining the stream power law: a novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method, *Earth surface dynamics*, 2014, vol. 2, p. 155
- Dauids C., Wemmer K., Zwingmann H., Kohlmann F., Jacobs J., Bergh S. G., K–Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin, *Tectonophysics*, 2013, vol. 608, p. 196
- Devey C. W., Stephens W. E., Deccan-related magmatism west of the Seychelles-India rift, *Geological Society, London, Special Publications*, 1992, vol. 68, p. 271
- Dumitru T., Hill K., Coyle D., Duddy I., Foster D., Gleadow A., Green P., Kohn B., Laslett G., O’sullivan A., Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia, *The APPEA Journal*, 1991, vol. 31, p. 131
- El Khrepy S., Koulakov I., Gerya T., Al-Arifi N., Alajmi M. S., Qadrouh A. N., Transition from continental rifting to oceanic spreading in the northern Red Sea area, *Scientific reports*, 2021, vol. 11, p. 1

- Emmel B., Jacobs J., Razakamanana T., Titanite and apatite fission track analyses on basement rocks of central-southern Madagascar: constraints on exhumation and denudation rates along the eastern rift shoulder of the Morondava basin, *Journal of African Earth Sciences*, 2004, vol. 38, p. 343
- Fernandez M., Ayala C., Torné M., Vergés J., Gomez M., Karpuz R., Lithospheric structure of the Mid-Norwegian Margin: comparison between the Møre and Vøring margins, *Journal of the Geological Society*, 2005, vol. 162, p. 1005
- Fitzgerald P., Tectonics and landscape evolution of the Antarctic plate since the breakup of Gondwana, with an emphasis on the West Antarctic Rift System and the Transantarctic Mountains, *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 2002, vol. 35, p. 453
- Fitzgerald P. G., Sandiford M., Barrett P. J., Gleadow A. J., Asymmetric extension associated with uplift and subsidence in the Transantarctic Mountains and Ross Embayment, *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, vol. 81, p. 67
- Gleadow A., Fitzgerald P., Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land, *Earth and planetary science letters*, 1987, vol. 82, p. 1
- Godard V., Dosseto A., Fleury J., Bellier O., Siame L., Team A., et al., Transient landscape dynamics across the Southeastern Australian Escarpment, *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, vol. 506, p. 397
- Gunnell Y., Gallagher K., Carter A., Widdowson M., Hurford A., Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic—reconciling apatite fission-track data with geomorphology, *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, vol. 215, p. 187
- Gunnell Y., Harbor D., Structural underprint and tectonic overprint in the Angavo (Madagascar) and Western Ghats (India)-Implications for understanding scarp evolution at passive margins, *JOURNAL-GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA*, 2008, vol. 71, p. 763
- Gunnell Y., Harbor D., Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins, *Earth Surface Processes and Landforms*, 2010, vol. 35, p. 1373

- Hansen S. E., Kenyon L. M., Graw J. H., Park Y., Nyblade A. A., Crustal structure beneath the northern Transantarctic Mountains and Wilkes subglacial basin: Implications for tectonic origins, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, vol. 121, p. 812
- Harris C. R., Millman K. J., van der Walt S. J., Gommers R., Virtanen P., Cournapeau D., Wieser E., Taylor J., Berg S., Smith N. J., Kern R., Picus M., Hoyer S., van Kerkwijk M. H., Brett M., Haldane A., del Río J. F., Wiebe M., Peterson P., Gérard-Marchant P., Sheppard K., Reddy T., Weckesser W., Abbasi H., Gohlke C., Oliphant T. E., Array programming with NumPy, *Nature*, 2020, vol. 585, p. 357
- Hughes T., *The Finite Element Method*, Dover Publications, New York, 1987, p. 682
- Huismans R., Beaumont C., Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins, *Nature*, 2011, vol. 473, p. 74
- Huismans R. S., Beaumont C., Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, vol. 108, p. 1
- Huismans R. S., Beaumont C., Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins, *Geological Society Special Publication*, 2007, vol. 282, p. 111
- Huismans R. S., Beaumont C., Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 407, p. 148
- Hunter J. D., Matplotlib: A 2D graphics environment, *Computing in Science & Engineering*, 2007, vol. 9, p. 90
- Jones E., Oliphant T., Peterson P., et al., 2001 SciPy: Open source scientific tools for Python
- Karner G. D., Driscoll N. W., Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling, *Geological Society Special Publication*, 1999, vol. 153, p. 11
- Kooi H., Beaumont C., Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, vol. 99, p. 12191

- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M., CRUST1. 0: An updated global model of Earth's crust, *Geophys Res Abs*, 2012, vol. 14, p. 3743
- McKenzie D., Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary science letters*, 1978, vol. 40, p. 25
- Mahon E. M., Wallace M. W., Cenozoic structural history of the Gippsland Basin: Early Oligocene onset for compressional tectonics in SE Australia, *Marine and Petroleum Geology*, 2020, vol. 114, p. 104243
- Matmon A., Bierman P., Enzel Y., Pattern and tempo of great escarpment erosion, *Geology*, 2002, vol. 30, p. 1135
- Mohriak W., Nemčok M., Enciso G., South Atlantic divergent margin evolution: Rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil, *Geological Society Special Publication*, 2008, vol. 294, p. 365
- Mohriak W. U., Bacias sedimentares da margem continental Brasileira, *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 2003, vol. 2003, p. 87
- Molin P., Fubelli G., Nocentini M., Sperini S., Ignat P., Grecu E., Dramis E., Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach, *Global and planetary change*, 2012, vol. 90, p. 58
- Moore M. E., Gleadow A. J., Lovering J. F., Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, vol. 78, p. 255
- Moresi L., Solomatov V., Mantle convection with a brittle lithosphere: thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus, *Geophysical Journal International*, 1998, vol. 133, p. 669
- Morgan P., Boulos F., Hennin S., El-Sherif A., El-Sayed A., Basta N., Melek Y., Heat flow in eastern Egypt: the thermal signature of a continental breakup, *Journal of Geodynamics*, 1985, vol. 4, p. 107

- Moulin M., Aslanian D., Unternehr P., A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean, *Earth-Science Reviews*, 2010, vol. 98, p. 1
- Naini B. R., Talwani M., Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of Western India: rifted margins: field investigations of margin structure and stratigraphy, 1982
- Norton I., Sclater J., A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, vol. 84, p. 6803
- Nyblade A. A., Sleep N. H., Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, vol. 4
- O'Sullivan P. B., Foster D. A., Kohn B. P., Gleadow A. J., Multiple postorogenic denudation events: An example from the eastern Lachlan fold belt, Australia, *Geology*, 1996, vol. 24, p. 563
- Peron-Pinvidic G., Manatschal G., Osmundsen P. T., Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts, *Marine and Petroleum Geology*, 2013, vol. 43, p. 21
- Persano C., Stuart F. M., Bishop P., Barfod D. N., Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, vol. 200, p. 79
- Raab M. J., Brown R. W., Gallagher K., Carter A., Weber K., Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis, *Tectonophysics*, 2002, vol. 349, p. 75
- Radhakrishna T., Mohamed A. R., Venkateshwarlu M., Soumya G., Prachiti P., Mechanism of rift flank uplift and escarpment formation evidenced by Western Ghats, India, *Scientific Reports*, 2019, vol. 9, p. 1
- Ratheesh-Kumar R., Ishwar-Kumar C., Windley B., Razakamanana T., Nair R. R., Sajeew K., India–Madagascar paleo-fit based on flexural isostasy of their rifted margins, *Gondwana Research*, 2015, vol. 28, p. 581

- Reback J., McKinney W., jbrockmendel den Bossche J. V., Augspurger T., Cloud P., gfyong Sinhrks Klein A., Roeschke M., Hawkins S., Tratner J., She C., Ayd W., Petersen T., Garcia M., Schendel J., Hayden A., MomIsBestFriend Jancauskas V., Battiston P., Seabold S., chris bl h veterinari Hoyer S., Overmeire W., alimcmaster1 Dong K., Whelan C., Mehیار M., pandas-dev/pandas: Pandas 1.0.3, 2020
- Redfield T., Osmundsen P., The Tjellefonna fault system of Western Norway: Linking late-Caledonian extension, post-Caledonian normal faulting, and Tertiary rock column uplift with the landslide-generated tsunami event of 1756, *Tectonophysics*, 2009, vol. 474, p. 106
- Redfield T., Torsvik T., Andriessen P., Gabrielsen R., Mesozoic and Cenozoic tectonics of the Møre Trøndelag Fault Complex, central Norway: constraints from new apatite fission track data, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2004, vol. 29, p. 673
- Ryberg T., Haberland C., Haberau T., Weber M. H., Bauer K., Behrmann J. H., Jokat W., Crustal structure of northwest Namibia: Evidence for plume-rift-continent interaction, *Geology*, 2015, vol. 43, p. 739
- Sacek V., Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, vol. 459, p. 48
- Sacek V., Braun J., Van Der Beek P., The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, vol. 117
- Salazar-Mora C. A., Huismans R. S., Fossen H., Egydio-Silva M., The Wilson cycle and effects of tectonic structural inheritance on rifted passive margin formation, *Tectonics*, 2018, vol. 37, p. 3085
- Schmidt D. L., Hadley D. G., Brown G. F., , 1983 Technical report Middle Tertiary continental rift and evolution of the Red Sea in southwestern Saudi Arabia. US Geological Survey
- Sembroni A., Molin P., Pazzaglia F. J., Faccenna C., Abebe B., Evolution of continental-scale drainage in response to mantle dynamics and surface processes: An example from the Ethiopian Highlands, *Geomorphology*, 2016, vol. 261, p. 12

- Silva R. M., Sacek V., Shallow necking depth and differential denudation linked to post-rift continental reactivation: The origin of the Cenozoic basins in southeastern Brazil, *Terra Nova*, 2019, vol. 31, p. 527
- Tetreault J., Buitter S., The influence of extension rate and crustal rheology on the evolution of passive margins from rifting to break-up, *Tectonophysics*, 2018, vol. 746, p. 155
- Tucker G. E., Slingerland R. L., Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, vol. 99, p. 12229
- Tugend J., Gillard M., Manatschal G., Nirrengarten M., Harkin C., Epin M.-E., Sauter D., Autin J., Kusznir N., Mcdermott K., Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes, Geological Society, London, Special Publications, 2018, vol. 476
- Turcotte D. L., Schubert G., *Geodynamics*. Cambridge university press, 2002
- van der Beek P., Andriessen P., Cloetingh S., Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology, *Tectonics*, 1995, vol. 14, p. 406
- 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*, 2001, vol. 109, p. 35
- van der Beek P., Summerfield M. A., Braun J., Brown R. W., Fleming A., Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2002, vol. 107, p. ETG
- Veevers J., Powell C. M., Roots S., Review of seafloor spreading around Australia. I. Synthesis of the patterns of spreading, *Australian journal of earth sciences*, 1991, vol. 38, p. 373
- Voss M., Jokat W., Continent-ocean transition and voluminous magmatic underplating derived from P-wave velocity modelling of the East Greenland continental margin, *Geophysical Journal International*, 2007, vol. 170, p. 580

- Whipple K. X., The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts, *Nature geoscience*, 2009, vol. 2, p. 97
- Whipple K. X., Tucker G. E., Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1999, vol. 104, p. 17661
- Whittaker A. C., How do landscapes record tectonics and climate?, *Lithosphere*, 2012, vol. 4, p. 160
- Widdowson M., Cox K., Uplift and erosional history of the Deccan Traps, India: Evidence from laterites and drainage patterns of the Western Ghats and Konkan Coast, *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, vol. 137, p. 57
- Willett S. D., Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1999, vol. 104, p. 28957
- Zhong S., Yuen D. A., Moresi L. N., Schubert G., Numerical methods for mantle convection, *Treatise on geophysics*, 2007, vol. 7, p. 227

Apêndice

Apêndice A

Notação Indicial e Delta de Kronecker

A notação indicial é uma maneira compacta de representar somatórios e derivadas parciais em sistemas de equações e foi introduzida por Einstein ao lidar com grandezas em espaços com dimensão maior que 3. Nesta notação são adotadas algumas convenções, sendo as mais pertinentes:

A Convenção do somatório em que os índices repetidos em um termo da equação representam o somatório em relação ao intervalo de variação desse índice. Por exemplo, seja p o produto escalar entre dois vetores $\mathbf{a} = (a_1, a_2, a_3)$ e $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$, temos que:

$$p = \mathbf{a} \cdot \mathbf{x} = a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_3 x_3, \quad (\text{A.1})$$

em que p é constante. A partir da notação indicial a [Equação A.1](#) fica na seguinte forma:

$$\sum_{i=1}^3 a_i x_i = p. \quad (\text{A.2})$$

Adotando a convenção do somatório para [Equação A.2](#), temos:

$$\sum_{i=1}^3 a_i x_i \equiv a_i x_i. \quad (\text{A.3})$$

Note que o índice i se repete no termo da esquerda da [Equação A.3](#) e como seu uso é empregado apenas no somatório i também é chamado de índice falso e caso haja índices que não se repetem como em $b_{ij} c_i$, j é chamado de índice livre. O mesmo raciocínio pode ser expandido para um somatório indo de 1 a n .

A notação indicial também pode ser aplicada em operações de diferenciação. Neste caso, adiciona-se uma vírgula ao índice seguido da componente em que se deseja fazer a diferenciação. Por exemplo, considere a função $u(x_i)$, sua derivada parcial será dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x_i} = u_{,i}. \quad (\text{A.4})$$

Já o Delta de Kronecker denominado por δ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$) é definido como:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \text{se } i = j, \\ 0, & \text{se } i \neq j. \end{cases}, \quad (\text{A.5})$$

ou seja,

$$\delta_{ij} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad (\text{A.6})$$

que neste caso, equivale à matriz identidade¹.

¹ Mais detalhes e exemplos podem ser encontrados em: <http://www.fem.unicamp.br/~em421/semII-1999/textos/ni.pdf>.

Apêndice B

Influência da taxa de erosão K_f

B.1 $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5}$

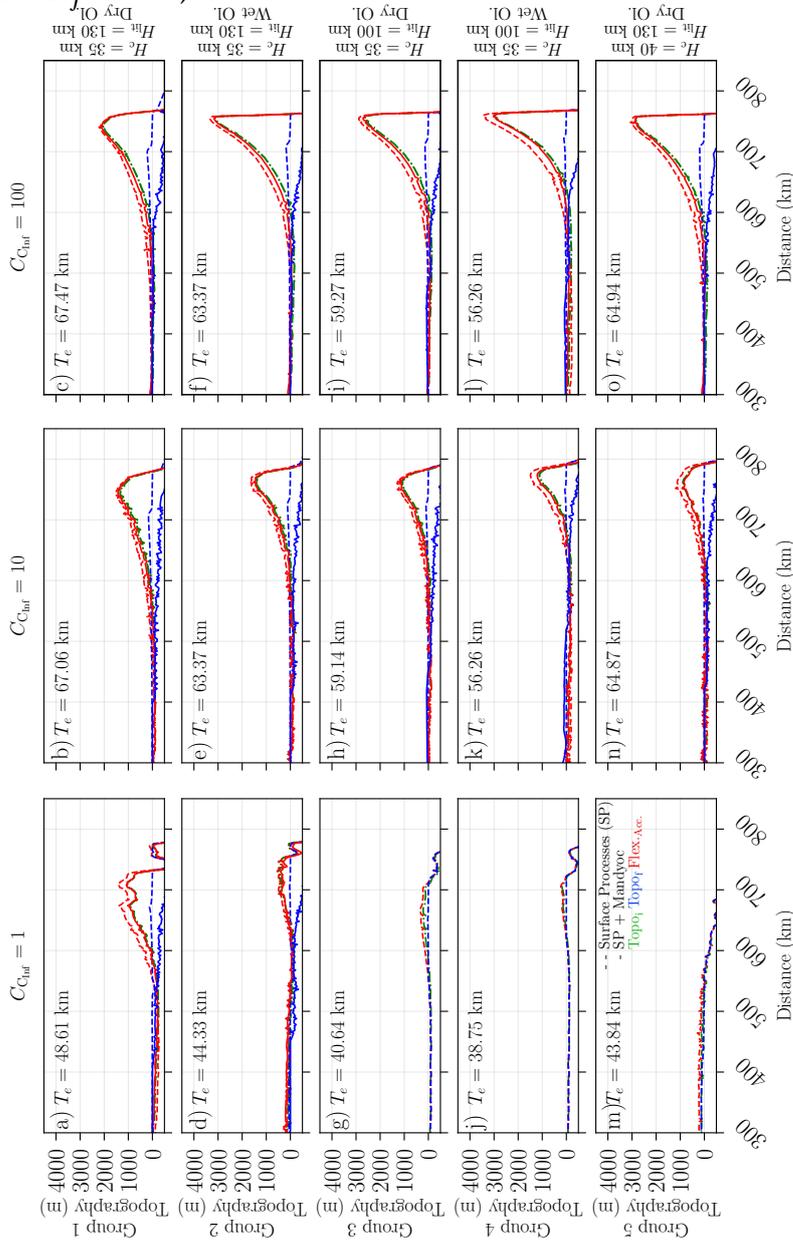


Figura B.1: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandycoc.

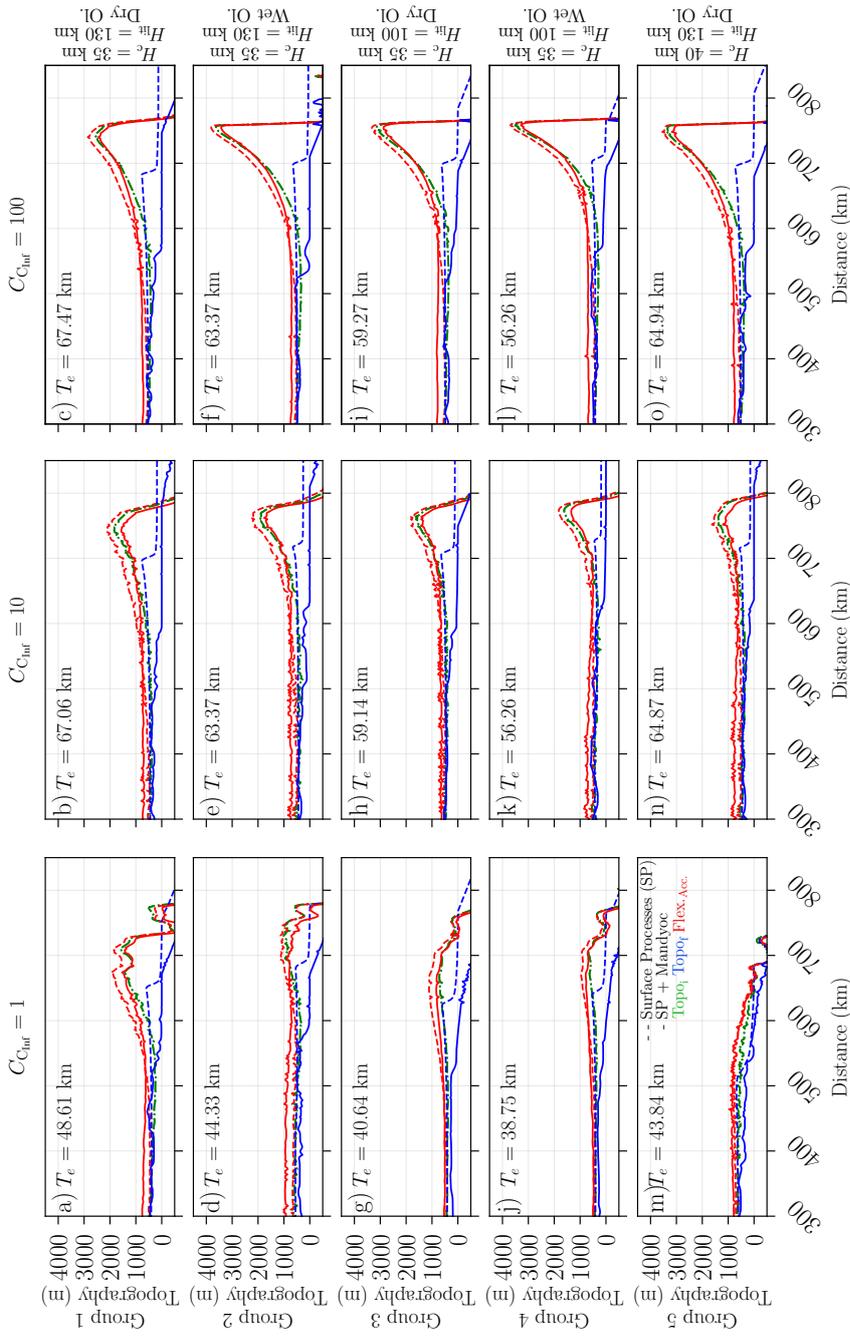


Figura B.2: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandycoc.

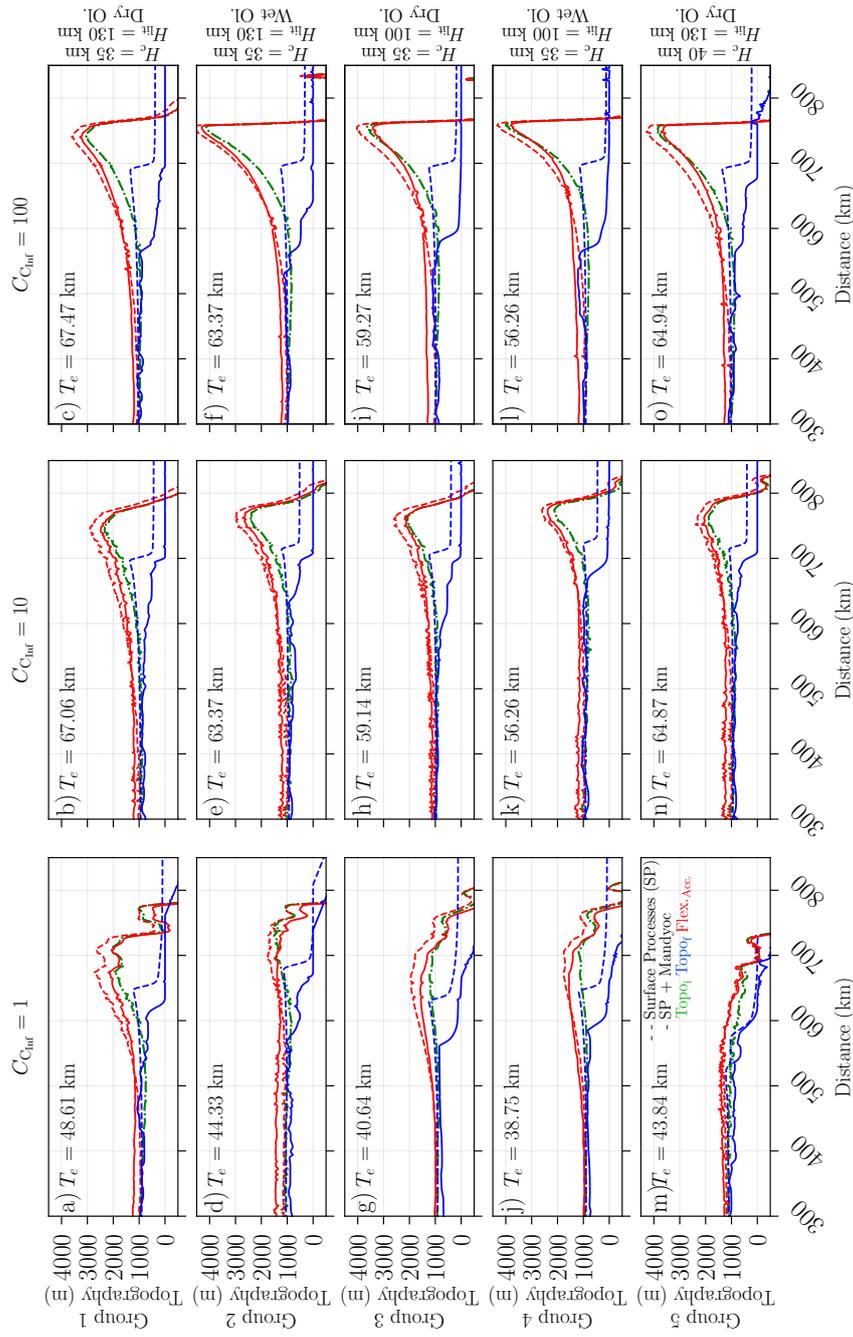


Figura B.3: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 1000 m e uma taxa de erosão $K_f/2 = 0,75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandycoc.

B.2 $K_f = 1,5 \times 10^{-5}$

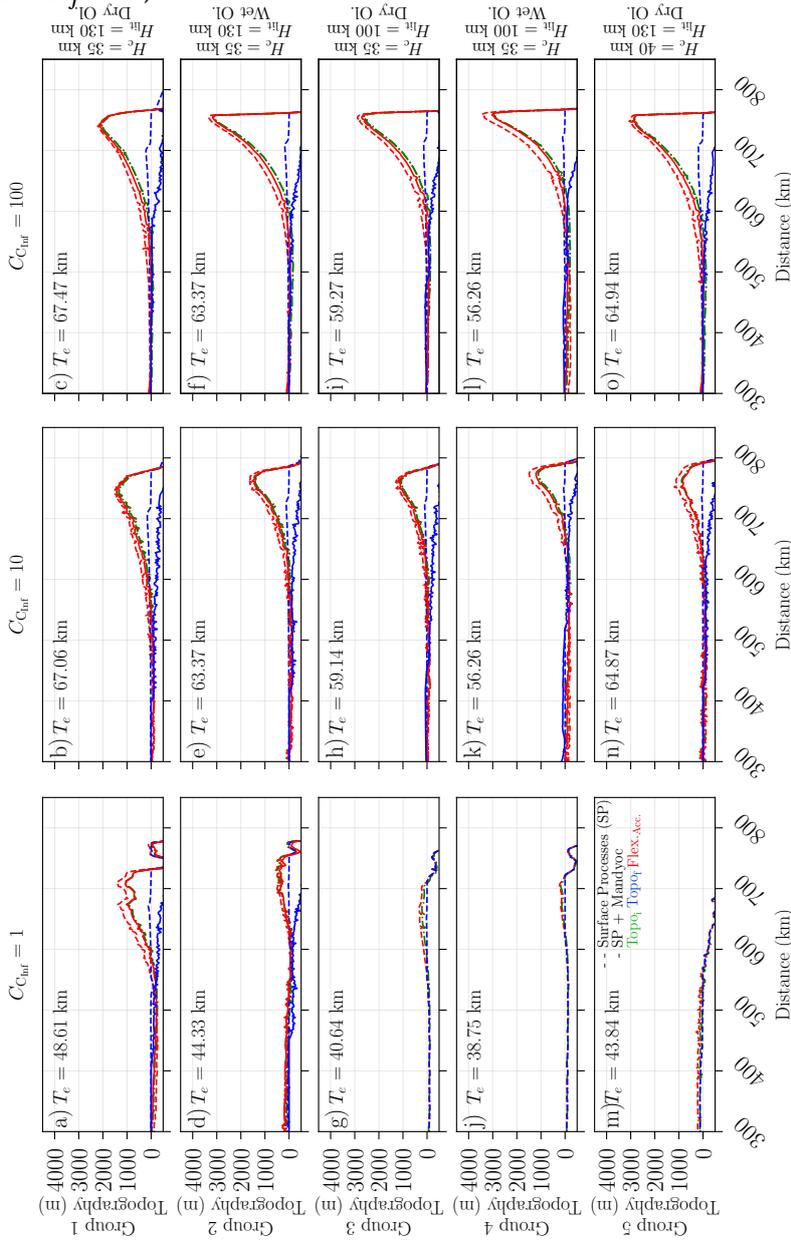


Figura B.4: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 0 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandycoc.

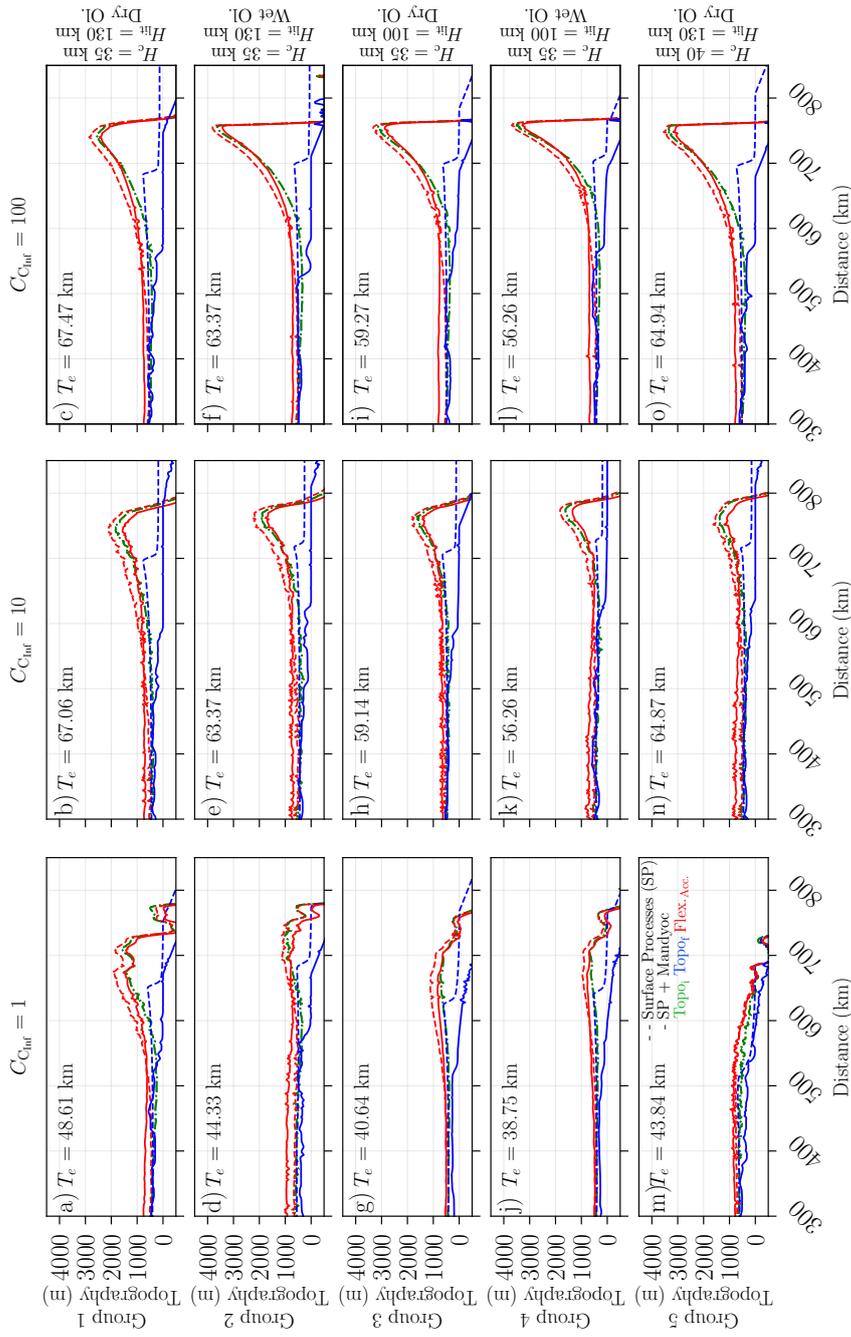


Figura B.5: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 500 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{yr}$. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandyoc.

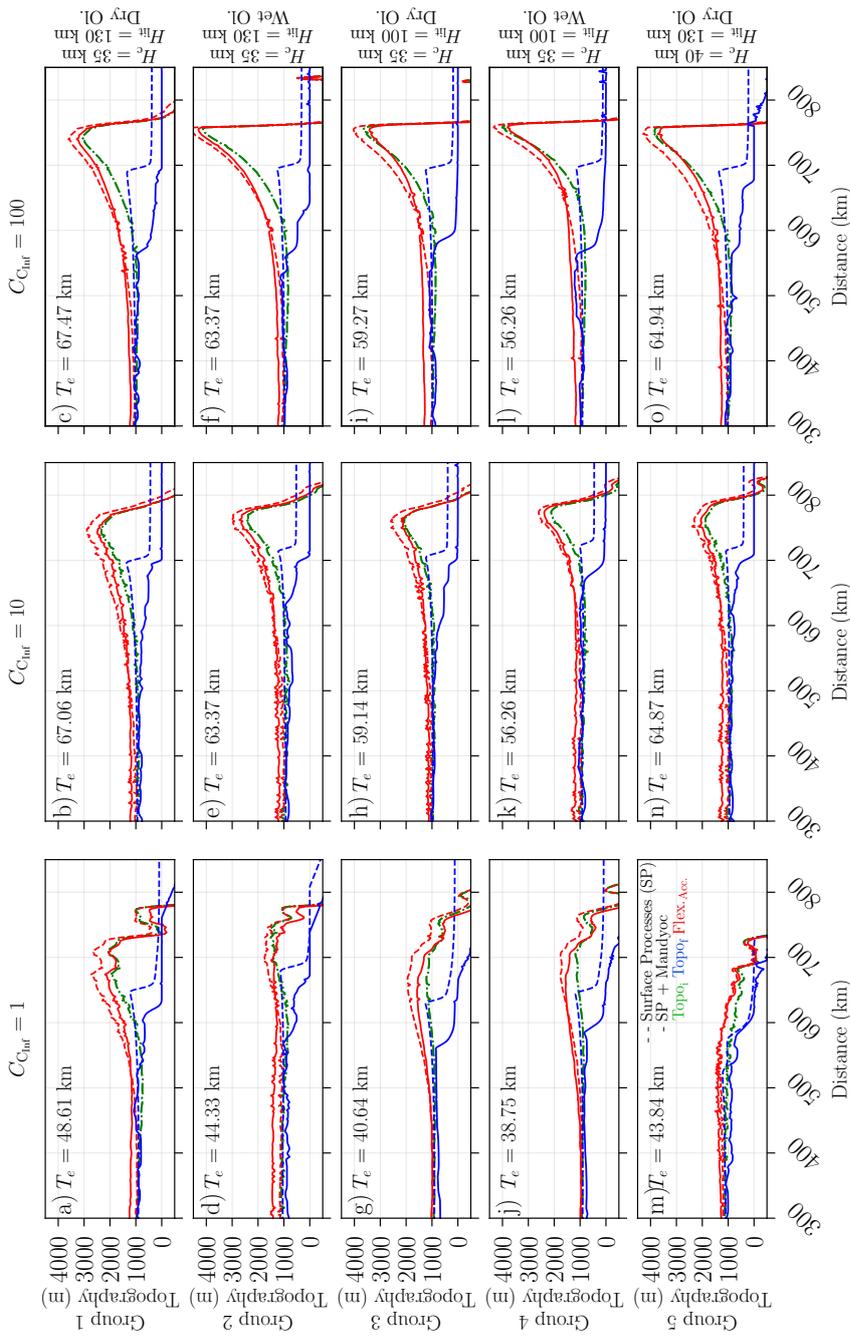


Figura B.6: Efeito dos processos erosivos na topografia a partir do instante em que o SMI é máximo para os cenários numéricos assumindo um platô de 1000 m e uma taxa de erosão $K_f = 1,5 \times 10^{-5}$ m²/yr. Linha verde (-) representa a topografia no instante em que SMI é máximo usada como entrada no modelo erosivo. Linhas azuis representam a topografia após 130 Myr de erosão. Linhas vermelhas representam a flexura acumulada ao final dos 130 Myr. Linhas tracejadas (-) representam os efeitos do modelo erosivo com flexura. Linhas cheias (-) representam o acoplamento do modelo erosivo com os efeitos termomecânicos do Mandioc.