

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

Tacio Cordeiro Bicudo

Modelagem Numérica da Evolução da Paisagem Cenozoica na Amazônia

São Paulo

2022

Tacio Cordeiro Bicudo

Modelagem Numérica da Evolução da Paisagem Cenozoica na Amazônia

Tese 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 Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica
Orientador: Prof. Dr. Victor Sacek

São Paulo

2022

Agradecimentos

Aos meus pais e irmãos pelo amor, carinho, compreensão e apoio desde sempre;

À minha companheira, Emanuelle, pelo suporte, cuidado e amor ofertados, tanto à mim quanto aos nossos filhos;

Aos meus filhos, Clara e Thomas, pela alegria e amor que me dão motivação.

Ao professor Victor Sacek, meu orientador desde o mestrado, pela compreensão e ensinamentos transmitidos não só relacionados à Geociências, mas também a diversos aspectos da vida;

Aos professores e pesquisadores que fizeram parte de minha formação, pelos ensinamentos transmitidos e incentivos que me levaram à fazer ciência;

À Petrobrás e Capes, pela bolsa de estudos disponibilizada para a realização do presente projeto de pesquisa.

“The book of nature is written in the language of mathematics”

Galileo Galilei

“Somewhere, something incredible is waiting to be known”

Carl Sagan

Resumo

Durante o Cenozoico, a paisagem do norte da América do Sul evoluiu sob a influência combinada de diferentes processos geodinâmicos, entre os quais, a orogenia andina foi protagonista. Processos superficiais de erosão e sedimentação, o clima e a isostasia flexural da litosfera, respondendo ao soerguimento dos Andes, mudaram o padrão de drenagem em todo o continente. Adicionalmente, as variações topográficas devido à dinâmica mantélica, a chamada topografia dinâmica, também teve um papel nessa complexa evolução, que culminou no estabelecimento da maior bacia hidrográfica da Terra e da maior e mais biodiversa floresta tropical do planeta, a Floresta Amazônica. Com o objetivo de compreender o papel de cada processo na evolução da paisagem na Amazônia, em especial, a topografia dinâmica, a presente pesquisa apresenta novas simulações numéricas para a evolução da paisagem no norte da América do Sul, levando em consideração os principais processos geodinâmicos que moldaram a região ao longo do Cenozoico. Os resultados dos experimentos numéricos mostram que: (1) durante a orogenia andina, a carga da cordilheira devido ao espessamento crustal curva a litosfera e promove o desenvolvimento do sistema de bacias de ante-país; (2) os processos superficiais promovem o controle erosivo da cordilheira e transportam os sedimentos à jusante alterando gradativamente, de cratônica para andina, a fonte primária de sedimentos aportados às planícies amazônicas; (3) a cunha sedimentar andina prograda para leste sobre as planícies amazônicas à medida em que as bacias flexurais de ante-país são preenchidas e, posteriormente, (4) o aporte sedimentar crescente também preenche as bacias intra-cratônicas do Solimões e Amazonas, onde a subsidência dinâmica cria espaço de acomodação; (5) o influxo assimétrico de sedimentos para a planície amazônica inverte o gradiente topográfico do continente sul-americano e estabelece-se um sistema de drenagem transcontinental fluindo para leste. Os resultados

das simulações foram traduzidos em habitats de primeira ordem, permitindo reconstruir a distribuição dos habitats ao longo da evolução amazônica e suas possíveis implicações para a evolução da biota. Mostra-se que, após o estabelecimento da drenagem transcontinental, a dinâmica fluvial na planície amazônica ocidental promove a instabilidade dos habitats ao alterar a proporção e a posição das florestas de terra firme e inundadas sazonalmente ao longo do tempo enquanto que as áreas dos escudos preservam as florestas de terra-firme desde o início das simulações.

Abstract

During the Cenozoic, the northern South America landscape evolved under the combined influence of different geodynamics processes, in which the Andean orogeny had fundamental importance. The surface process, climate, and the flexural-isostasy of the lithosphere, responding to the mountain growth, changed the drainage pattern over the entire continent. Additionally, topographic variations due to mantle dynamics, the dynamic topography, also played a role in this complex and dynamic evolution, which culminated in the establishment of the greatest drainage basin on Earth and also the greatest and more biodiverse rainforest on planet, the Amazon Forest. In order to understand the role of each process in the evolution of the landscape in Amazonia, especially the dynamic topography, the present research presents new numerical simulations of landscape evolution scenarios for Amazon, taking into account the main geodynamics processes that shaped the region over the Cenozoic. The results of the numerical experiments show that: (1) the Andean orogeny creates topography in the westernmost continent while the load of the cordillera bends the lithosphere and the foreland basin system develops; (2) the surface processes promote erosive control of the cordillera and transport the sediments downstream, gradually changing the primary source of sediments delivered to Amazon lowlands from cratonic to Andean; (3) the Andean sedimentary wedge progradates eastward over the Amazon lowlands as the flexural foreland basins are filled, and subsequently, (4) the crescent sedimentary influx also fills the intracratonic Solimões and Amazonas basins, where the dynamic subsidence creates significant accommodation space; (5) the asymmetric influx of sediments to Amazon lowlands inverts the topographic gradient of the South America continent and a transcontinental drainage system flowing eastward is established. The results of the simulations were translated into first-order habitats, allowing reconstructing

the habitats distribution over the Amazon evolution and its possible implications for the evolution of the biota. It is shown that after the transcontinental drainage establishment, the fluvial dynamics in western Amazon lowland promotes habitat instability by changing the proportion and position of terra-firme and seasonally flooded forests over time while shield areas harbor the terra-firme forests occurring since the beginning of the simulation.

Lista de Figuras

- 1.1 a) Mapa que mostra a topografia do norte da América do Sul criado a partir do modelo ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009). As linhas azuis indicam as direções dos principais tributários do sistema de drenagem do Rio Amazonas, a linha preta mostra seus limites. As linhas vermelhas indicam os limites dos depósitos neógenos na Amazônia e na região da Foz do Rio Amazonas, enquanto que a linha amarela tracejada indica os limites dos depósitos paleozóicos nas Bacias do Solimões e do Amazonas. As linhas cinzas mostram a orientação e posição dos principais altos no embasamento da região, que, de oeste para leste, são os arcos de Iquitos, de Purus e Gurupá. Essas informações foram extraídas do Plate 8 de Wanderley Filho et al. (2011). A linha laranja mostra a orientação e posição do perfil A-B sobre o qual foram calculadas as variações de topografia dinâmica em intervalos de tempo de 10 milhões de anos (itens b a e). Essas curvas foram calculadas com base em Shephard et al. (2010) e Flament et al. (2015), linhas azul e vermelha, respectivamente, correspondem ao período de tempo entre (b) 40 - 30 Ma, (c) 30 - 20 Ma (d) 20 - 10 Ma and (e) 10 Ma até o presente. Figura extraída e modificada de Bicudo et al. (2020). 31
- 2.1 Mapas contendo (A) a configuração tectônica do oeste da América do Sul, (B) a topografia, e (C) a configuração das bacias sedimentares da região (Figura extraída de Horton (2018)). Os perfis A e B sobre os Andes Centrais e Setentrionais, respectivamente, são os perfis mostrado na Figura 2.2 . . . 35

2.2	Seções mostrando a configuração tectônica sobre (A) os Andes Centrais e (B) os Andes Setentrionais. A topografia é mostrada com exagero vertical. A localização dos perfis é mostrada na 2.1A. Figura extraída de Horton (2018).	37
2.3	Principais feições tectônicas dos Andes Setentrionais. Figura extraída de Ramos (2009)	38
2.4	Mapas que mostram a deformação inferida na cordilheira para diferentes intervalos de tempo do Cenozoico. Figura extraída e adaptada de Mora et al. (2010).	39
2.5	Esquema mostrando as zonas de deposição das bacias de foreland. (Figura extraída de (Roddaz et al., 2010))	44
2.6	Diferentes contribuições de subsidência obtidas através de simulações da dinâmica mantélica e flexura da litosfera. Figura extraída de Eakin et al. (2014)	46
2.7	História de acumulação de sedimentos em diferentes bacias sedimentares dos Andes Setentrionais (A) e Centrais (B). Os períodos marcados em amarelo claro são períodos de grande taxa de acumulação nas bacias. Figura extraída e modificada de Horton (2018).	48
2.8	Colunas estrátigráficas propostas para as bacias de ante-país de Llanos, Oriente, Ucayali, Madre de Dios e Chaco. Figura extraída de Horton (2018).	49
2.9	Dois diferentes modelos propostos para a evolução paleogeográfica da porção norte da América do Sul. Os itens A, B e C foram extraídos de Hoorn et al. (2010), onde foi proposto um modelo em que a Amazônia teria sido ocupada por uma zona alagada com influência marinha durante o Mioceno. Os itens D, E e F foram extraídos de Latrubesse et al. (2010), onde é proposto que um sistema essencialmente fluvial teria existido no oeste amazônico até o final do Mioceno.	53

2.10	(a) Monte Roraima. Fotografia extraída de Hoorn e Wesselingh (2009b)	
	(b) Fotografia tirada de satélite da confluência do Rio Negro com o Rio Solimões, em Manaus. Fotografia extraída e adaptada de NASA (2004)	
	(c) Afloramento da Formação Solimões em uma rodovia no Estado do Acre. Fotografia extraída de Latrubesse et al. (2010).	
	(d) Fotografia tirada de satélite da região da Foz do Amazonas, mostrando a pluma de sedimentos que chega ao Oceano Atlântico. Fotografia extraída de MODIS Land Rapid Response Team (2020).	54
3.1	Fluxograma que representa a interação entre os processos que atuam no modelo numérico.	63
3.2	a) Representação de uma malha irregular com 6 x 6 pontos; b) triangulação de Delaunay para essa malha; c) Células de Voronoi para a malha; d) Células de Voronoi e triangulação de Delaunay para a malha. Figura extraída de Sacek (2011).	66
3.3	(a) Representação tridimensional de uma malha irregular de 6 x 6 células de Voronoi. (b) Equivalente malha triangular de Delaunay. (c-d) Visualização da construção da conectividade da rede de drenagem seguindo a direção de máximo gradiente topográfico. Figura extraída de Sacek (2011)	67

3.4 Topografia e configuração inicial das simulações numéricas. As cores indicam a topografia inicial. A linha preta contínua mostra os limites das regiões que correspondem aos escudos das Guianas e do Brasil-Central ou Guaporé. Nessas regiões as rochas são mais resistentes à erosão. As linhas branca, amarela e vermelha mostram as regiões onde as taxas de espessamento crustal (válidas para $U=100\%$) são de 40 m/Ma, 280 m/Ma e 560 m/Ma, respectivamente. A linha tracejada parabólica de cor rosa que passa sobre a região andina separa a região continental com baixo valor de T_e (a oeste linha), quando comparado com o valor de T_e para as outras regiões do continente (a leste da linha). Essa parábola também foi usada para se transladas os valores de topografia dinâmica calculados em Shephard et al. (2010) sobre o equador para outras latitudes, criando assim um mapa de topografia dinâmica para a região. A linha preta tracejada mostra a direção dos perfis estratigráficos apresentados na Figura 4.4. A linha preta pontilhada limita a região usada para calcular a altitude média andina na região do Platô da Bolívia, que é mostrado na Figura 4.8. A curva vermelha na região do Atlântico delimita a região usada para se calcular a taxa de sedimentação média na Foz do Rio Amazonas, mostrada na Figura 4.7 . . . 75

4.1 Topografia e padrão de drenagem para três diferentes simulações pertencentes ao Conjunto 2, em diferentes idades (35 Ma, 25 Ma, 15 Ma e o presente). A área representada nas figuras tem dimensão $5470 \times 3500 \text{ km}^2$. As três simulações mostradas têm as mesmas configurações de parâmetros do modelos, com exceção da contribuição de topografia dinâmica usada. No Modelo 1 (item a), o modelo controle do Conjunto 2, somente flexura e isostasia foram considerados. No Modelo 2 (item b), a contribuição de topografia dinâmica calculada em Flament et al. (2015) foi considerada. No Modelo 3 (item c), foi incorporada a contribuição de topografia dinâmica calculada com base em Shephard et al. (2010). Nesses modelos o início das simulações se dá a 40 Ma. A taxa de espessamento crustal nessas simulações sofre um aumento de 4 vezes em 30 Ma, passando de $U_{Inicial} = 25\%$ para $U_{Final} = 100\%$ 84

4.2	O mesmo da Figura 4.1 para os Modelos 4 (item a), 5 (item b) e 6 (item c), que têm os mesmo parâmetros dos Modelos 1, 2 e 3, respectivamente, com exceção do fator de escalada da taxa de espessamento crustal U , que é mantido constante em 100% durante as simulações.	85
4.3	Topografia e padrão de drenagem para o modelo pertencente ao Conjunto 1 (sem inclinação continental), com topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015) e taxa de soerguimento variável em 30 Ma. A reta vermelha na imagem de 36 Ma mostra a região entre os escudos em que forma-se o divisor de drenagem que separa os sistemas de drenagem da Amazônia Central e Amazônia Oriental.	86
4.4	Perfil estratigráfico ao longo da direção X-X' (reta tracejada da Figura 3.4	88
4.5	Taxas de sedimentação média, em 10^8 ton/ano, nas diferentes bacias sedimentares da região para os Modelos 1 (a), 2 (b) e 3 (c). O item (d) mostra a região do modelo que foi considerada para cada Bacia. A região azul representa a bacia de antepaís andina, a região vermelha a Bacia do Solimões, a região marrom a Bacia do Amazonas, a região amarela a Foz do Amazonas e a região rosa a Foz do Orinoco.	89
4.6	O mesmo da Figura 4.5 para os Modelos 4 (a), 5 (b) e 6 (c). As regiões das bacias sedimentares consideradas para o cálculo da taxa de sedimentação estão na Figura 4.5d	90
4.7	Taxa de sedimentação média na região da Foz do Rio Amazonas (curva vermelha), área continental inundada na região do foredeep da Bacia de antepaís (linha azul pontilhada) e da Bacia do Solimões (linha azul tracejada), ao longo do tempo para os Modelos 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) e 6 (f). A seta azul marca a idade em que ocorre a conexão entre o sistema de drenagem com origem andina, que atravessa toda a Amazônia, e o Oceano Atlântico equatorial. A linha vermelha vertical nos itens de a, b e c, mostram a data do aumento na taxa de espessamento crustal, que simula um pico de tectonismo.	91

4.8	Paleoaltitude andina ao longo do tempo extraídas de Garzione et al. (2008) (entre as linhas tracejadas) e Fiorella et al. (2015) (área sombreada), e média de altitude no Platô da Bolívia calculadas para duas simulações: uma com taxa de espessamento crustal constante, curva verde; e outra com taxa de espessamento crustal variável, curva azul. A região usada para o cálculo da média de espessamento crustal nas simulações é mostrada na Figura 3.4.	93
4.9	a) Gráficos mostrando a magnitude da topografia dinâmica usadas nas simulações pela idade da conexão entre o sistema de drenagem da Amazônia ocidental, com origem andina, e o sistema de drenagem que deságua no atlântico equatorial. A linha verde vertical mostra a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental de acordo com Figueiredo et al. (2010). b) Gráficos com a magnitude da topografia dinâmica pela diferença de tempo para a formação do sistema de drenagem transcontinental, em relação ao cenário controle (sem topografia dinâmica).	94
4.10	Perfil estratigráfico e embasamento sobre o perfil X-X' mostrado na Figura 3.4 para diferentes momentos do Modelo 4 (coluna da esquerda) e ao final das simulações para os Modelos de 1 a 6 (coluna da esquerda). As linhas coloridas separam interfaces sedimentares depositadas em intervalos de tempo de 1 milhão de anos.	95

4.11	<p>Padrão de drenagem e topografia em diferentes instantes de tempo para os Modelos 7, 8 e 9, itens “a”, “b” e “c”, respectivamente. As dimensões do domínio são 5 450 km × 3 500 km. (a) A primeira coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 7, sem a influência da topografia dinâmica. (b) A segunda coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 8, que tem os mesmo parâmetros do Modelo 7, mas com a contribuição da topografia dinâmica incorporada. (c) A terceira coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 9, que tem os mesmos parâmetros do Modelo 8, mas com menor taxa de erosão do embasamento (com maior valor do parâmetro $L_{basement}$, ver Tabela 3.1). No Modelo 9, menos sedimento é gerado ao longo da simulação na Cordilheira dos Andes, e conseqüentemente, as bacias sedimentares levam mais tempo para serem preenchidas em comparação aos Modelo 8. As letras maiúsculas de cor branca indicam as regiões das principais feições que aparecem ao longo das diferentes simulações numéricas: A - Depressão de origem flexural (<i>foredeep</i>); B - Ombreira flexural; C - Lagos rasos interiores, originados devido à contribuição da topografia dinâmica; D - Cunha sedimentar andina. Mais detalhes sobre essas feições estão presentes no texto.</p>	96
4.12	<p>Habitats de primeira ordem transcritos a partir dos resultados das simulações numéricas para os Modelo 7, 8 e 9, itens a, b e c, respectivamente.</p>	101
4.13	<p>Regiões de endemismo para aves de Terra-Firme na Amazônia propostas inicialmente por (Cracraft, 1985) e posteriormente refinadas (Borges e Da Silva, 2012). As linhas pretas delimitam os distritos estabelecidos em Wallace (1854) com base na distribuição de primatas na Amazônia. Figura extraída de Oliveira et al. (2017).</p>	110
4.14	<p>a) Período contínuo de existência do habitat ao final da simulação para cada região do modelo b) Padrão de diversidade filogenética para diferentes comunidades de pássaros na região da Amazônia. As comunidades são classificadas como <i>overdispersed</i> ou <i>underdispersed</i>. Figura extraída e adaptada de Bicudo et al. (2019)</p>	114

B.1	<p>a) Resultados de simulações numéricas realizadas em Bird (1984), em que são calculados os esforços e o espessamento crustal esperados em cenários representam subducções de baixo ângulo. O retângulo preto tracejado mostra a região que representa o contato horizontal entre placas, onde é aplicado um esforço cisalhante uniforme para a direita. Na metade superior da figura é mostrado os esforços calculados na placa cavalgante. As curvas de nível mostram as regiões com mesma magnitude de espessamento crustal, que são proporcionais à velocidade de convergência. Nessa figura, todos as magnitudes são relativas, e dependem dos parâmetros escolhidos no modelo numérico. Figura extraída de Bird (1984); Modelo de (Bird, 1984), reescalado para o caso da subducção de baixo ângulo sob o Peru. Figura extraída de Bishop et al. (2018).</p>	139
B.2	<p>Evolução da topográfica e do padrão de drenagem para o Modelo 10, onde foram incorporados, para a simulação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald, a partir de 5 Ma, e de Vaupês, a partir de 15 Ma. Na imagem em que a idade 4 Ma é representada, as curvas brancas, amarelas e vermelhas, marcam as regiões em que o mapa de espessamento na base da crosta $h_{up}(x, y)$ assume os valores 0, 40% e 80%, respectivamente.</p>	142

Lista de Tabelas

3.1	Parâmetros do modelo que foram mantidos fixos em todas as simulações.	79
3.2	Parâmetros que variaram entre os diferentes experimentos numéricos realizados. Cada conjunto de experimento contém 18 simulações numéricas. Os experimentos foram criados combinando-se os parâmetros de cada linha da seguinte tabela. Os Modelos de 1 a 6 mostrados nas Figura 4.1 e 4.2 pertencem ao Conjunto 2.	80
A.1	Parâmetros usados no algoritmo de delimitação de habitats de primeira ordem na Amazônia.	136

Sumário

1. <i>Introdução</i>	25
2. <i>Evolução Paleogeográfica Cenozoica do Norte da América do Sul</i>	33
2.1 <i>Introdução</i>	33
2.2 <i>Evolução tectônica cenozoica dos Andes Centrais e Setentrionais</i>	34
2.2.1 <i>Características gerais dos Andes</i>	34
2.2.2 <i>Deformação Cenozoica nos Andes Centrais e Setentrionais</i>	38
2.2.3 <i>O Altiplano da Bolívia.</i>	41
2.2.4 <i>Subducções de Baixo Ângulo (Flat-Slabs)</i>	42
2.3 <i>Evolução das Bacias de Ante-País</i>	44
2.3.1 <i>Conceitos Básicos</i>	44
2.3.2 <i>Preenchimento sedimentar e ambientes deposicionais esperados nas bacias de ante-País</i>	46
2.3.2.1 <i>Bacias de ante-país sub-preenchidas</i>	47
2.3.2.2 <i>Bacias de ante-país preenchidas e sobre-preenchidas</i>	47
2.3.3 <i>Evolução Cenozoica das Bacias de Ante-País no Norte da América do Sul</i>	48
2.3.3.1 <i>Bacias Llanos, Oriente e Marañon</i>	50
2.3.3.2 <i>Bacia do Acre</i>	51
2.4 <i>A evolução paleogeográfica cenozoica da Amazônia</i>	51
2.4.1 <i>O sistema de drenagem predominantemente cratônico na Amazônia</i>	52
2.4.2 <i>A Amazônia alagada: o Sistema Pebas</i>	56

2.4.3	O estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental do Rio-Amazonas	57
3.	<i>O Modelo Numérico</i>	61
3.1	Introdução	62
3.2	Orogenia	64
3.3	Processos superficiais	64
3.3.1	Transporte fluvial	65
3.3.2	Transporte de sedimentos no mar	69
3.4	Isostasia e flexura da litosfera	70
3.5	Topografia Dinâmica	72
3.6	Geometria e parâmetros iniciais dos experimentos numéricos	72
3.6.1	Configuração dos parâmetros iniciais dos experimentos numéricos	74
4.	<i>Resultados</i>	81
4.1	O papel da topografia dinâmica na evolução da paisagem na Amazônia	81
4.1.1	O início das simulações: da Amazônia para o Pacífico	82
4.1.2	Fase 1: preenchimento da bacia de antepaís	85
4.1.3	Fase 2: preenchimento das bacias intra-cratônicas	89
4.1.4	Fase 3: estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental	91
4.2	Evolução dos habitats na Amazônia inferidos a partir das simulações tectono-sedimentares	93
4.2.1	Tradução dos resultado numéricos em habitats de primeira ordem para a Amazônia	98
4.2.2	Distribuição histórica dos habitats	99
4.3	Discussão dos Resultados	102
4.3.1	Mecanismo de formação do sistema de drenagem transcontinental.	102
4.3.2	Influência da topografia dinâmica na evolução paleogeográfica da Amazônia	103
4.3.3	Sensibilidade do modelo à configuração topográfica inicial	107
4.3.4	A Biogeografia da Amazônia	108
5.	<i>Conclusões</i>	115

<i>Referências</i>	119
<i>Apêndice</i>	133
<i>A. Algoritmo para a obtenção dos mapas de habitats a partir dos resultados</i>	135
<i>B. Incorporação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês no modelo numérico</i>	137
B.1 Incorporação do processo de espessamento da crosta inferior nas simulações	140
B.2 Variação da erodibilidade dos sedimentos com a profundidade	140
B.3 Modelo 10: cenário com a incorporação do soerguimento dos Altos de Vaupês e de Fitzcarrald	141

Introdução

Sobre a região norte da América do Sul, atualmente, correm os rios que compõem a maior bacia hidrográfica da Terra, o sistema de drenagem do Rio Amazonas. Esse sistema de drenagem é responsável pela descarga de 20% de toda a água doce que chega aos oceanos, o que corresponde a uma vazão média no Atlântico de 6 600 km³/ano (Meade, 2007; Filizola et al., 2011). A área dessa bacia hidrográfica é de mais de 6 milhões de quilômetros quadrados, estendendo-se por 7 países do continente Sul-Americano e incluindo as áreas do (1) flanco oriental da cordilheira dos Andes Centrais e Setentrionais, (2) grande parte das planícies Amazônicas entre as latitudes 20°S e 3°N, além das (3) regiões sul do Escudo das Guianas e norte do Escudo do Brasil-Central, como mostrado na Figura 1.1. Apesar das áreas dos Escudos das Guianas e do Brasil-Central, regiões em que o Cráton Amazônico é exposto, compõem 50% da área dessa bacia de drenagem (Filizola et al., 2011), praticamente todo o sedimento que chega à Foz do Rio Amazonas é proveniente da cordilheira dos Andes ou das planícies aluviais amazônicas, que também são formadas por sedimentos da própria cordilheira andina (Meade, 2007). Esse fato se dá pois as rochas que compõem a região tectonicamente ativa dos Andes são erodidas mais facilmente quando comparadas com as rochas cratônicas dos escudos, além do maior relevo andino, que torna maior a capacidade de erosão e transporte de sedimentos dos canais com origem na cordilheira.

Os maiores canais desse sistema de drenagem, com quase 7 000 km de comprimento, têm origem nos Andes do Peru e são tributários do Rio Ene (Martini et al., 2008), que por sua vez, é tributário do Rio Ucayali. As águas desses canais inicialmente percorrem centenas de quilômetros sobre os Andes e região sub-andina, escavando vales e transportando sedimentos provenientes da cordilheira até a planície Amazônica, onde esses sedimentos

são retrabalhados pela dinâmica fluvial, atravessando milhares de quilômetros, antes de chegarem à foz do Rio Amazonas, no Oceano Atlântico, ou serem depositados e preservados nas bacias sedimentares da região (Meade, 2007). Atualmente, estima-se as taxas média de descarga de sedimentos do Rio Amazonas em sua foz entre $1100 - 1300 \times 10^6$ ton/ano (Meade, 2007) e $600 - 800 \times 10^6$ ton/ano (Filizola, Naziano & Guyot, 2009), sendo que a maior parte desse sedimento é transportada em direção ao Mar do Caribe através da plataforma continental, pela corrente que existe na margem equatorial brasileira, que tem sentido aproximadamente noroeste (Hoorn et al., 2017). Em períodos de mar baixo, a maior parte do sedimento que chega à foz é depositada no Leque do Rio Amazonas, um leque submarino localizado a aproximadamente 320 km à nordeste da Foz do Rio Amazonas, que cobre uma área de $300\,000 \text{ km}^2$ e tem até 9 km de preenchimento sedimentar em seu depocentro, depositados após a formação do rio transcontinental (Figueiredo et al., 2009; Watts et al., 2009).

A história da evolução cenozoica da paisagem na Amazônia, que culminou na formação da maior bacia de drenagem do planeta, é estudada a décadas através do registro sedimentar preservado tanto nas bacias sedimentares interiores, que compõem a planície aluvial amazônica (Hoorn, 1993; Hoorn et al., 1995; Campbell et al., 2006; Hoorn et al., 2010; Latrubesse et al., 2010; Rossetti et al., 2015; Horton, 2018), quanto nos depósitos sedimentares na margem equatorial brasileira, adjacentes à região da Foz do Amazonas (Figueiredo et al., 2009; Watts et al., 2009; Gorini et al., 2014; Hoorn et al., 2017). Modelos conceituais propõem a ocorrência de um sistema fluvial de origem estritamente cratônica e com fluxo de água contrário ao atual na Amazônia Central e Ocidental durante grande parte do Cenozoico, de forma que o sistema de drenagem transcontinental com origem andina e que deságua no Atlântico teria se estabelecido apenas durante ou após o Mioceno Tardio (Hoorn et al., 2010; Latrubesse et al., 2010).

Em Figueiredo et al. (2009) foram analisadas amostras de poços na região do Leque do Amazonas, e a proveniência dos sedimentos foi inferida por meio de idades calculadas através da razão isotópica dos elementos Sm e Nd. Através do estudo de proveniência, e considerando os marcadores bioestratigráficos encontrados nas amostras, além de estudos palinológicos, juntou-se evidências robustas para estimar a idade mínima de formação do sistema de drenagem transcontinental por volta do Mioceno Tardio, mais especificamente durante o Tortoniano (Figueiredo et al., 2009, 2010; Hoorn et al., 2017). No entanto,

através da análise dos sedimentos depositados nas bacias interiores e interpretação dos sistemas deposicionais, idades mais recentes são propostas para a formação do sistema de drenagem transcontinental (Campbell et al., 2006; Latrubesse et al., 2010; Rossetti et al., 2015). Dessa maneira, devido a diferentes interpretações dos ambientes deposicionais em que foram depositados os sedimentos nas bacias interiores e, principalmente, devido também à escassez de dados, importantes questões a respeito da evolução da paisagem na Amazônia são discutidas até os dias atuais, como: (1) qual é a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental; (2) ocorreram incursões marinhas na Amazônia durante o Mioceno, se sim, (3) qual a duração e extensão das incursões marinhas na amazônia; (4) como evoluíram os sistema deposicionais; (5) quais as consequências da evolução da paisagem sobre os habitats na região; e (6) quais os processos geodinâmicos e/ou climáticos foram os protagonistas da evolução da paisagem cenozoica na Amazônia.

Sabe-se que a orogenia andina gerou grandes modificações no padrão de drenagem e sedimentar do oeste amazônico durante o Cenozoico (Hoorn et al., 1995, 2010), guiando a evolução e preenchimento do sistema de bacia de ante-país (Roddaz et al., 2010; Horton, 2018). Adicionalmente, o soerguimento da cordilheira andina afetou inclusive a circulação de massas de ar sobre o continente, proporcionando um aumento da precipitação no flanco oriental da cordilheira devido à precipitação orográfica das massas de ar com origem na Floresta Amazônica e no Atlântico Equatorial (Vonhof e Kaandorp, 2010; Sepulchre et al., 2009b; Insel et al., 2010), aumentando a denudação e tornando a cordilheira a principal fonte de sedimentos aportados na Amazônia (Meade, 2008; Latrubesse e Restrepo, 2014a).

Nesse contexto em que a paisagem é guiada pela interação de diferentes processos geodinâmicos e climáticos agindo em conjunto, que geram efeitos complexos e que se retroalimentam, a modelagem numérica geodinâmica se tornou uma ferramenta importante para analisar a interação de diferentes processos e quantificar a contribuição de cada processo na evolução da paisagem (Shephard et al., 2010; Sacek, 2011, 2014; Eakin et al., 2014; Flament et al., 2015).

Trabalhos que estudaram as variações na topografia devido a convecção mantélica sob o continente Sul-Americano, variações que no presente trabalho serão chamadas de *topografia dinâmica*, mostraram que a subducção da Placa de Nazca sobre o continente é capaz de criar uma topografia dinâmica negativa (i.e. subsidência dinâmica) da ordem de até 40 m/Ma, e que têm comprimento de onda de milhares de quilômetros, atingindo a maior

parte das planícies Amazônicas. A Figura 1.1b-e mostra perfis de topografia dinâmica acumulada em períodos de 10 milhões de anos, desde 40 Ma até o presente, calculados com base em Shephard et al. (2010) e Flament et al. (2015). De acordo com os autores, essa subducção dinâmica teria favorecido o aparecimento de uma grande zona alagada durante o Mioceno, na Amazônia, denominada Sistema Pebas (Hoorn et al., 2010), mas que a ocorrência é contestada (Latrubesse et al., 2010). De acordo com Shephard et al. (2010), a propagação da subsidência dinâmica de oeste para leste durante o Mioceno, como é possível observar na Figura 1.1b-e (curvas azuis), teria inclusive proporcionado a formação do sistema de drenagem transcontinental, através da subsidência do suposto divisor de drenagem, o chamado Alto de Purus, um alto no embasamento localizado na Amazônia Central. Por outro lado, através da modelagem numérica conjunta de diferentes processos geodinâmicos e climáticos, Sacek (2014) mostra que não é necessária a incorporação da topografia dinâmica para explicar a formação de um sistema de drenagem transcontinental na Amazônia. No entanto, Sacek (2014) ressalta a importância da incorporação da topografia dinâmica nesse tipo de modelo numérico para reproduzir o desenvolvimento das bacias sedimentares interiores e compreender seus efeitos na evolução da paisagem da região, uma vez que a contribuição desse processo se mostrou significativa em outros trabalhos (Shephard et al., 2010; Eakin et al., 2014; Flament et al., 2015).

O presente trabalho visa preencher essa lacuna no estudo da evolução da paisagem da Amazônia, através da simulação numérica conjunta de diferentes processos geodinâmicos. Para isso, incorporou-se a contribuição da topografia dinâmica no modelo numérico usado em Sacek (2014), criando-se um novo modelo que é capaz de simular a atuação em conjunto dos seguintes processos: (1) orogenia, (2) topografia dinâmica, (3) processos superficiais de erosão e sedimentação, e (4) flexura e isostasia da litosfera. Utilizando-se esse novo modelo numérico, foram realizadas dezenas de simulações da evolução da paisagem na região da Amazônia, em que se testou diferentes contribuições e magnitudes da topografia dinâmica calculadas para a região norte da América do Sul. Nos resultados do presente trabalho estão contidas as primeiras simulações numéricas da evolução da paisagem da Amazônia, desde 40 Ma até o presente, em que foram consideradas as contribuições conjuntas dos processos geodinâmicos que, atualmente, são considerados os protagonistas da evolução da paisagem da Amazônia. Essas simulações, além de reproduzirem diferentes aspectos da evolução da paisagem assim como propostos em modelos conceituais, baseados no registro

sedimentar preservado nas bacias interiores e na Foz do Rio Amazonas (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010; Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2017), permitiram quantificar os efeitos da contribuição da topografia dinâmica no padrão sedimentar e na evolução da drenagem na Amazônia.

Adicionalmente, os resultados obtidos nessas simulações foram traduzidos em habitats de primeira ordem e, dessa maneira, foram gerados cenários para a evolução dos habitats na Amazônia, nos quais foi observado que a dinâmica fluvial afetou a estabilidade desses habitats nas planícies Amazônicas desde o Mioceno, enquanto que em regiões cratônicas os habitats inferidos são relativamente mais estáveis. Esses cenários foram comparados com dados filogenéticos de comunidades de passeriformes na Amazônia, possibilitando a formulação da hipótese de que a dinâmica fluvial foi determinante no tipo de especiação em diferentes regiões da Amazônia, sendo um dos processos fundamentais na evolução da biota na Amazônia.

A seguir é apresentada uma visão geral da estrutura da tese:

No Capítulo 2, são apresentados: (i) os principais aspectos da Cordilheira dos Andes Centrais e Setentrionais assim como os mecanismos que guiaram o soerguimento dessa cadeia de montanhas; (ii) conceitos sobre o desenvolvimento das bacias de ante-país e as mudanças na paisagem associadas com essa evolução, além de se discutir a evolução das bacias de ante-país presentes na Amazônia; (iii) modelos conceituais para a evolução da paisagem na Amazônia e a influência andina na região. No Capítulo 3, são apresentados os processos geodinâmicos que integram o modelo numérico desenvolvido para a simulação da evolução da paisagem na região da Amazônia. Adicionalmente, também são apresentados os cenários iniciais e as configurações dos parâmetros iniciais usados nos diferentes conjuntos de experimentos numéricos.

No Capítulo 4, são apresentados os resultados das simulações de evolução da paisagem realizadas e publicadas previamente em Bicudo et al. (2019) e Bicudo et al. (2020). Adicionalmente, são discutidos diferentes aspectos da evolução da paisagem na Amazônia com base nos resultados dos experimentos numéricos, incluindo, uma discussão das implicações dos resultados das simulações numéricas na evolução dos habitats e da biota na Amazônia. Este capítulo é seguido pelas principais conclusões do presente trabalho (Capítulo 5).

No Apêndice A, é descrito o algoritmo utilizado para a tradução dos resultados das simulações numéricas em diferentes habitats de primeira ordem que ocupam a Amazônia

atualmente.

No Apêndice B, são descritas as modificações incorporadas no modelo numérico que permitiram simular o soerguimento e preservação de altos topográficos na região subandina. Além disso, são apresentados os resultados preliminares de uma simulação numérica em que simulou-se o soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês.

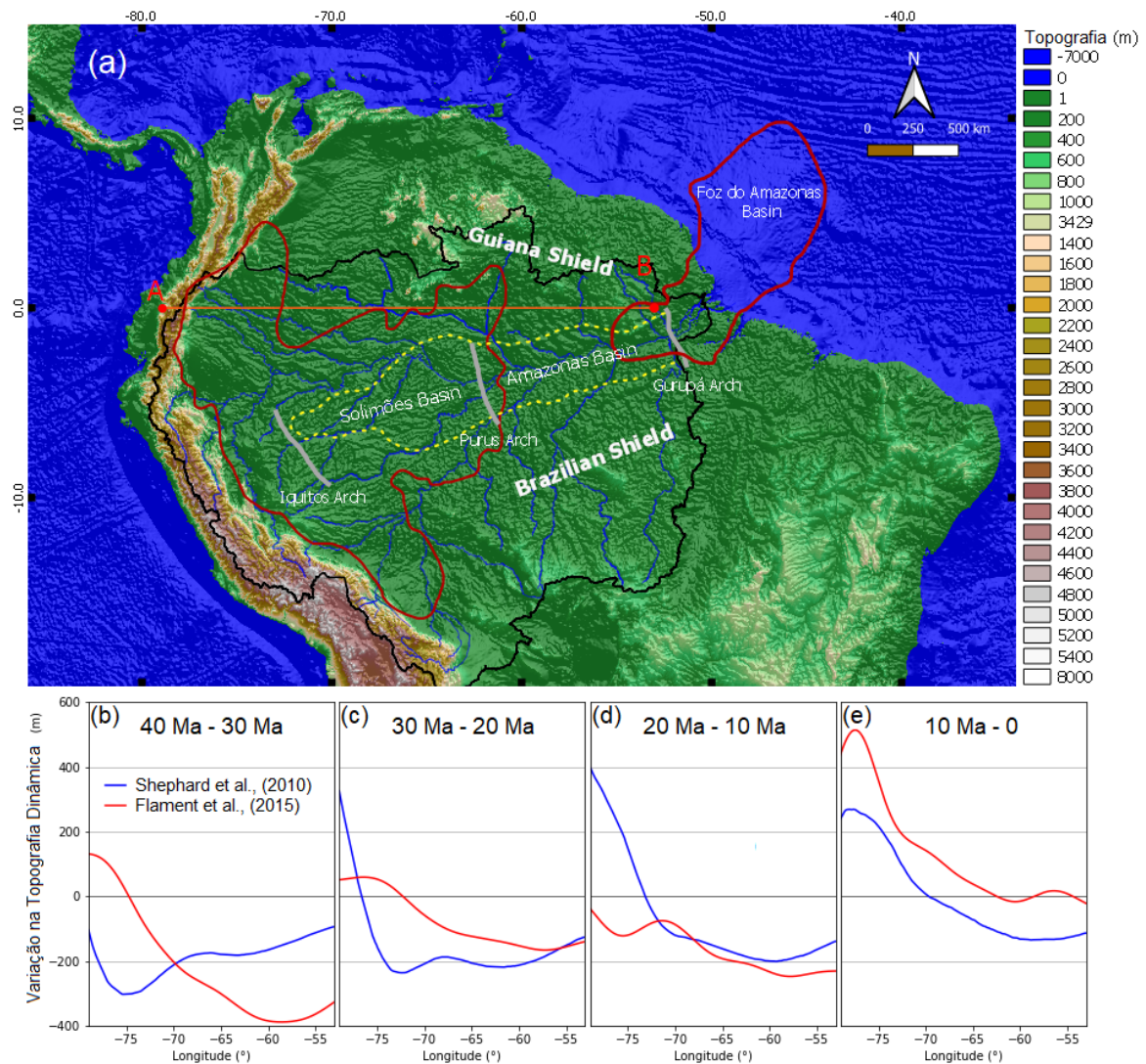


Figura 1.1: a) Mapa que mostra a topografia do norte da América do Sul criado a partir do modelo ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009). As linhas azuis indicam as direções dos principais tributários do sistema de drenagem do Rio Amazonas, a linha preta mostra seus limites. As linhas vermelhas indicam os limites dos depósitos neógenos na Amazônia e na região da Foz do Rio Amazonas, enquanto que a linha amarela tracejada indica os limites dos depósitos paleozóicos nas Bacias do Solimões e do Amazonas. As linhas cinzas mostram a orientação e posição dos principais altos no embasamento da região, que, de oeste para leste, são os arcos de Iquitos, de Purus e Gurupá. Essas informações foram extraídas do Plate 8 de Wanderley Filho et al. (2011). A linha laranja mostra a orientação e posição do perfil A-B sobre o qual foram calculadas as variações de topografia dinâmica em intervalos de tempo de 10 milhões de anos (itens b a e). Essas curvas foram calculadas com base em Shephard et al. (2010) e Flament et al. (2015), linhas azul e vermelha, respectivamente, correspondem ao período de tempo entre (b) 40 - 30 Ma, (c) 30 - 20 Ma (d) 20 - 10 Ma and (e) 10 Ma até o presente. Figura extraída e modificada de Bicudo et al. (2020).

Evolução Paleogeográfica Cenozoica do Norte da América do Sul

2.1 Introdução

Os sedimentos preservados nas bacias sedimentares presentes tanto na Amazônia quanto na região da Foz do Rio Amazonas, são a chave para entender o passado na região, pois permitem a reconstrução da história dos sistemas de drenagem, dos sistemas deposicionais e ambientes associados além da biota que existiram na Amazônia durante o Cenozoico, fornecendo pistas para a compreensão da origem dos padrões na paisagem e biota observados atualmente (Hoorn et al., 2010). No entanto, a dificuldade de acesso a grande parte da Amazônia, que é coberta pela maior e mais diversa floresta tropical do planeta, além de outros fatores como áreas de insegurança e de comunidades indígenas isoladas, dificultam a coleta de dados científicos, e muitos aspectos da evolução da paisagem na Amazônia são discutidos até os dias atuais.

O soerguimento dos Andes Norte e Central alterou o padrão de sedimentação (Roddaz et al., 2010; Horton, 2018; Hoorn et al., 2017), os sistemas de drenagem (Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2010), a circulação de massas de ar (Ehlers e Poulsen, 2009; Insel et al., 2010; Vonhof e Kaandorp, 2010; Hoorn e Wesselingh, 2009a) e a distribuição dos ambientes e habitats sobre todo o norte da América do Sul. Dessa forma, o desenvolvimento dessa cordilheira e suas consequências na evolução sedimentar, climática e da biodiversidade no continente é importante objeto de estudo interdisciplinar (Hoorn et al., 2010; Latrubesse et al., 2010; Sacek, 2014; Horton, 2018; Bicudo et al., 2019; Pérez-Escobar et al., 2022).

A Termocronologia é o método que permite a obtenção da história térmica das rochas, e é amplamente utilizado no estudo do tectonismo de orógenos recentes e das bacias

sedimentares de ante-país associadas. Através da história térmica das rochas podemos inferir a história de exumação das mesmas, uma vez que a temperatura aumenta com a profundidade na litosfera terrestre (Braun et al., 2006). Em contextos orogênicos, aumentos abruptos nas taxas de denudação no orógeno e deposição nas bacias sedimentares podem estar associadas com pulsos de soerguimento. Portanto, é possível inferir a história tectônica de orógenos recentes a partir da Termocronologia, principalmente usando sistemas termocronométricos de baixa temperatura, como por exemplo traços de fissão ou U-Th/He em apatitas e zircões (Parra et al., 2009; Saylor et al., 2012; Anderson et al., 2016; Horton, 2018). No entanto, a Termocronologia não é capaz de inferir o soerguimento na superfície, e as estimativas de paleoaltitude são feitas usando-se a análise de paleosuperfícies e sistema de isótopos cosmogênicos (Garzzone et al., 2006; Ehlers e Poulsen, 2009; Fiorella et al., 2015; Anderson et al., 2016).

O presente capítulo tem o propósito de apresentar informações geológicas relevantes para o entendimento da evolução cenozóica da porção norte da América do Sul. A seção 2.2, contém um estudo da evolução tectônica cenozoica dos Andes Setentrionais e norte dos Andes Centrais, que inclui as regiões andinas do norte da Bolívia, Peru, Equador, Colômbia e Venezuela, assim como os principais fatores que afetaram o tectonismo nessas áreas da cordilheira. Na seção 2.3 são apresentados os conceitos básicos a respeito da evolução das bacias de ante-país, e se discute o desenvolvimento dessas bacias flexurais adjacentes à cordilheira andina, durante esse período de orogenia. Na seção 2.4 são apresentadas modelos conceituais para a evolução paleogeográfica da Amazônia, discutindo-se alguns dos principais eventos e feições que, de alguma forma, tiveram consequências na evolução da paisagem na Amazônia.

2.2 *Evolução tectônica cenozoica dos Andes Centrais e Setentrionais*

2.2.1 *Características gerais dos Andes*

A Cordilheira dos Andes é uma cadeia de montanhas com picos de altitudes maiores que 6 km, largura entre 250-750 km, e que se estende por aproximadamente 8000 km ao longo da borda oeste da Placa Sul-Americana (Horton, 2018), desde o extremo sul da Argentina, na Tierra Del Fuego, até o noroeste da Venezuela (Figura 2.1A-B). Essa cordilheira é um cinturão orogênico relacionado com a subducção de placas oceânicas, principalmente

a de Nazca, sob o continente Sul-Americano, representando uma feição geomorfológica tão imensa e importante no estudo e desenvolvimento da tectônica de placas que o termo *orógeno tipo-andino* é usado na literatura para denominar orógenos não-colisionais.

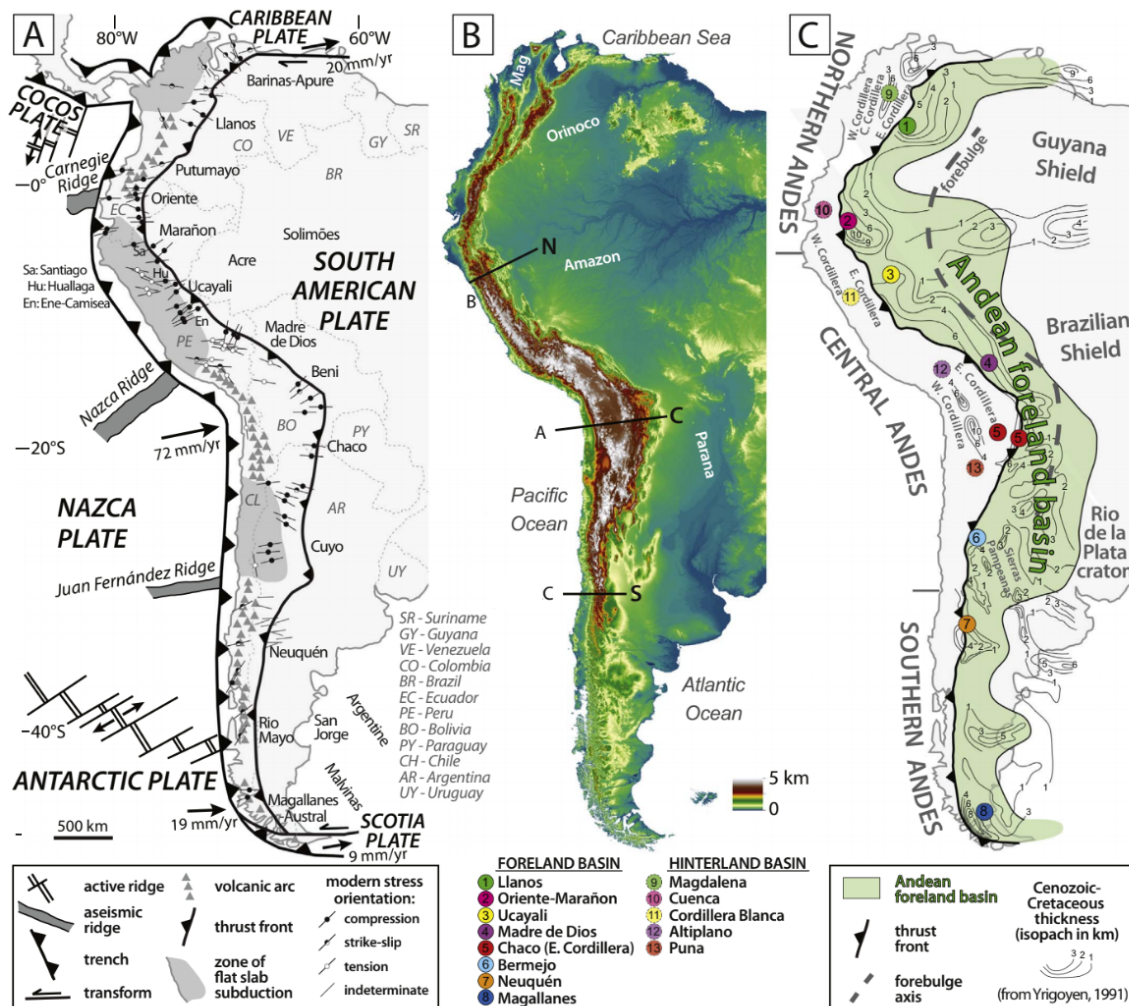


Figura 2.1: Mapas contendo (A) a configuração tectônica do oeste da América do Sul, (B) a topografia, e (C) a configuração das bacias sedimentares da região (Figura extraída de Horton (2018)). Os perfis A e B sobre os Andes Centrais e Setentrionais, respectivamente, são os perfis mostrado na Figura 2.2

Orógenos não-colisionais são caracterizados pela subducção de uma placa oceânica sobre uma margem continental. No entanto, somente a subducção em si não é suficiente para a formação de um orógeno, sendo que a orogenia acontece caso se estabeleça um regime de esforços compressivos na litosfera cavalgante, devido a interação entre as placas, suficiente para deformá-la, gerando espessamento crustal (e.g. Kearey et al., 2010).

De acordo com Ramos (2009), o primeiro a relacionar as características da cordilheira andina com a tectônica de placas, em 1973, já identificou três diferentes regiões principais baseando-se na presença de rochas metamórficas e ofiolitos na cordilheira. Essas regiões

são as seguintes: (1) Andes Setentrionais, entre as latitudes 11°N - 5°S, com altitude média de 1200 m (2) Andes Centrais, entre 5°S - 33°S, com 2500 m de altitude média, e (3) Andes Meridionais, entre 33°S - 55°S, com altitude média de 1200 m (Figura 2.1A e B), sendo que o limite sul dos Andes Centrais varia em diferentes trabalhos (Frutos, 1990; Ramos, 2009; Horton, 2018).

Períodos intermitentes de regime de esforços distensivos e compressivos ocorreram desde o Paleozoico na margem oeste da placa sul-americana devido a rearranjos globais na dinâmica das placas. A última mudança no regime de estresse de distensivo para compressivo aconteceu no Cretáceo, como evidenciado pela mudança de magmatismo básico, até o meso-Cretáceo, para Andesítico no Cretáceo superior e inversão de falhas extensionais (Ramos, 2009), sendo que o último período de esforços compressivo praticamente generalizadas na região se estabeleceu entre 25-30 Ma devido a um pico na velocidade de convergência das placas (Allmendinger et al., 1997). Somente nesse período é que a deformação atinge as dimensões geográficas atuais nos Andes Centrais e Setentrionais (Roddaz et al., 2010), mesmo que as altas altitudes atuais tenham sido atingidas somente durante o Mioceno tardio, principalmente na Colômbia e Venezuela (Mora et al., 2010; Anderson et al., 2016).

Períodos de quiescência e pulsos de tectonismo, que são identificados em diferentes seguimentos da cordilheira, refletem mudanças no acoplamento entre as placas e na estrutura da litosfera continental. De acordo com Kearey et al. (2010), modelos mecânicos (Yáñez e Cembrano, 2004) e termomecânicos (Sobolev e Babeyko, 2005) que simularam a evolução dos Andes mostram que o acoplamento entre as placas e a estrutura da litosfera continental, assim como sua reologia, são fatores que controlam a resposta da placa aos esforços compressivos. Por exemplo, evolução do Platô da Bolívia que é o maior platô do mundo associado com grande quantidade de magmatismo de arco vulcânico, estaria ligada com esses fatores (Allmendinger et al., 1997; Kearey et al., 2010). Na Figura 2.1A é possível ver o campo de esforços na cordilheira indicando compressão em grande parte da cordilheira oriental, sendo que as regiões mais altas da cordilheira, que estão sob esforços extensionais, sofrem colapso gravitacional (Horton, 2018).

A presente configuração do sistema orogênico andino apresenta quatro províncias tectônicas que são símbolos de orógenos não-colisionais (Horton, 2018). As seguintes províncias são encontradas partindo da margem continental em direção ao Cráton Amazônico: (1) a

região do ante-arco, situada entre a trincheira oceânica e o arco magmático; (2) o arco-magmático, que nos Andes corresponde a Cordilheira Ocidental; (3) a região do retro-arco que contém o cinturão de dobramentos e falhas inversas ("fold-thrust belt"), que corresponde à região da Cordilheira Oriental e região sub-andina; e (4) a região do retro arco que contém o sistema de bacias de ante-país, situada entre o Cráton e o Orógeno (Figura 2.2B; Horton, 2018).

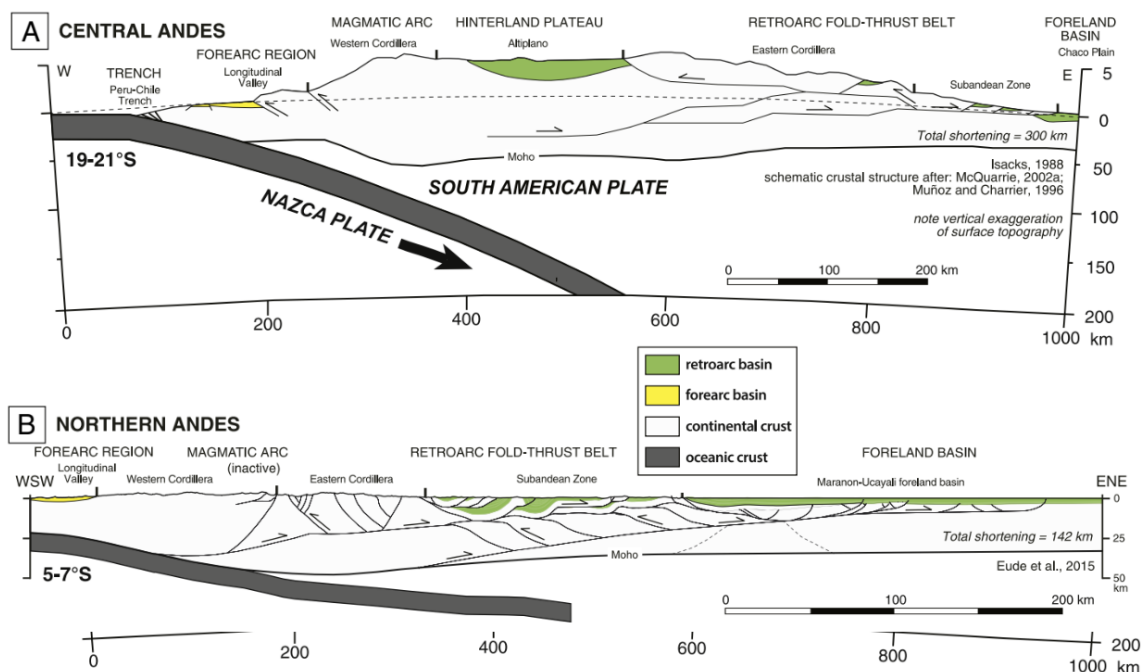


Figura 2.2: Seções mostrando a configuração tectônica sobre (A) os Andes Centrais e (B) os Andes Setentrionais. A topografia é mostrada com exagero vertical. A localização dos perfis é mostrada na 2.1A. Figura extraída de Horton (2018).

Atualmente, a velocidade de convergência entre as Placa de Nazca em subducção e a América do Sul é 66-74 mm/ano (Figura 2.1A), de maneira que a convergência levemente oblíqua gera uma componente de velocidade paralela a trincheira. Essa componente da velocidade é pequena nos Andes Centrais em relação aos Andes Setentrionais, e esse movimento é acomodado no slab em subducção (Kearey et al., 2010).

Nos Andes Setentrionais, a evolução tectônica é extremamente afetada por interações da Placa Sul-Americana com a Placa do Caribe, que se desloca para leste juntamente com a América Central (Figura 2.3). Nesse setor da cordilheira a convergência oblíqua gera transpressão, e como consequência, uma série de falhas do tipo strike-slip, onde o movimento é acomodado na região do retro-arco. (Figuras 2.1A). O embasamento dessa região é

compostos por terrenos alóctones e autóctones acrescidos na margem continental desde pelo menos o Paleozóico até o presente, sendo que os terrenos com idades mais recentes se encontram mais próximos a margem, e os terrenos mais antigos tem idades greenvillianas (Ramos, 2009, Figura 2.3).

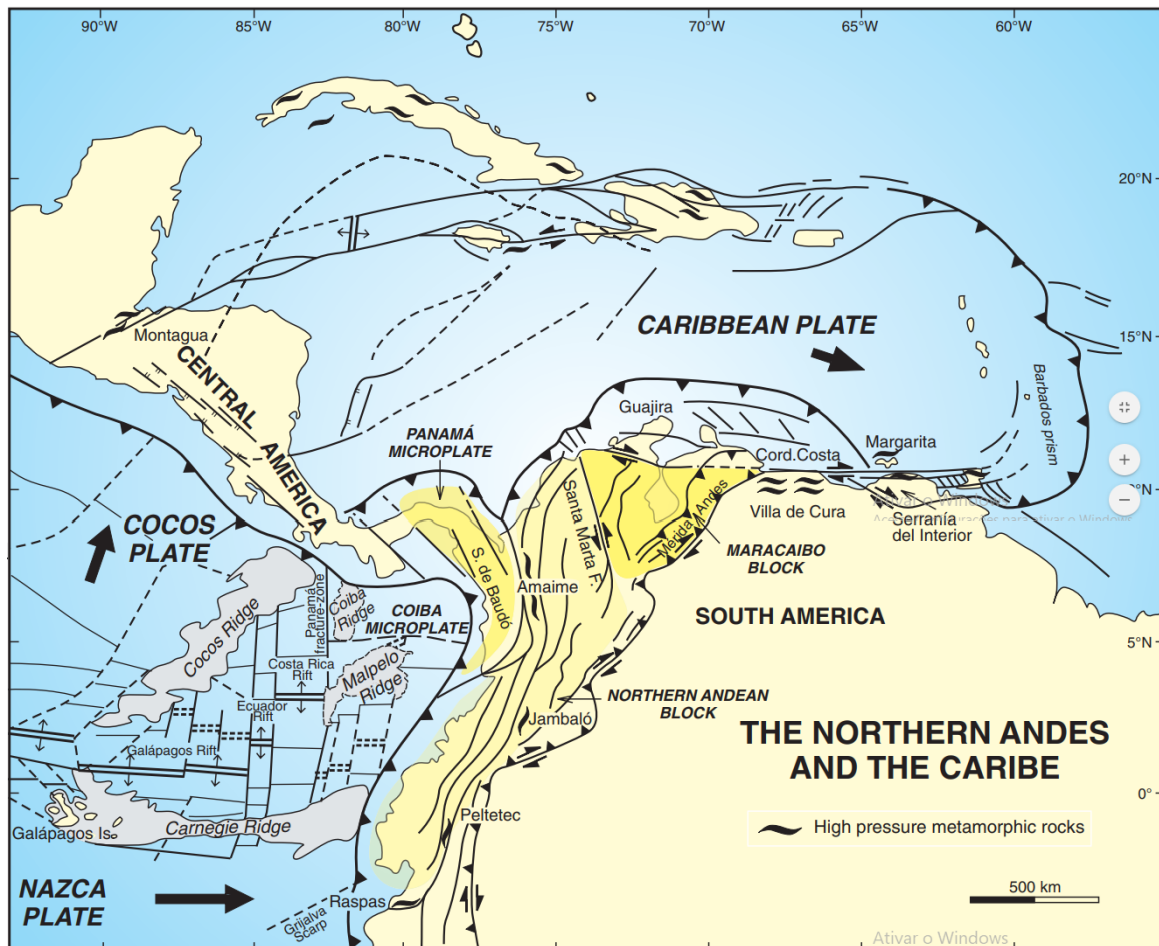


Figura 2.3: Principais feições tectônicas dos Andes Setentrionais. Figura extraída de Ramos (2009)

2.2.2 Deformação Cenozoica nos Andes Centrais e Setentrionais

Nos Andes Centrais são presentes as maiores altitudes e espessuras crustais observadas nos Andes. Desde o sul da Colômbia até o sul do Peru, os Andes são compostos por: (1) uma estreita cordilheira ocidental com um inclinado flanco no sentido da margem do pacífico, que corresponde ao arco magmático ativo; (2) uma cordilheira Oriental mais larga que corresponde ao atual cinturão de dobramentos e falhas inversas (Horton, 2018).

Desde o sul da Colômbia até a latitude 15°S, as cordilheiras ocidental e oriental se apresentam adjacentes e paralelas à margem continental, divergindo ao redor do Altiplano

da Bolívia, ao sul, e em torno da Cordilheira Central na Colômbia, ao norte. Apesar de adjacentes na maior parte da extensão dos Andes Setentrionais e Centrais, as duas cordilheiras têm histórias de deformação diferentes. De maneira geral, a deformação se propagou da margem do Pacífico em direção ao Cráton Amazônico (Parra et al., 2009; Roddaz et al., 2010; Mora et al., 2010; Saylor et al., 2012), padrão que é esperado e coerente com o observado em outros orógenos do tipo (Horton, 2018). Em Mora et al. (2010) e Horton (2018) é apresentada uma compilação de trabalhos que inferiram a deformação nos Andes Centrais e Setentrionais principalmente a partir da termocronologia de baixa temperatura. A Figura 2.4 mostra as regiões em que houve deformação na cordilheira para diferentes períodos desde o início do Cenozoico.

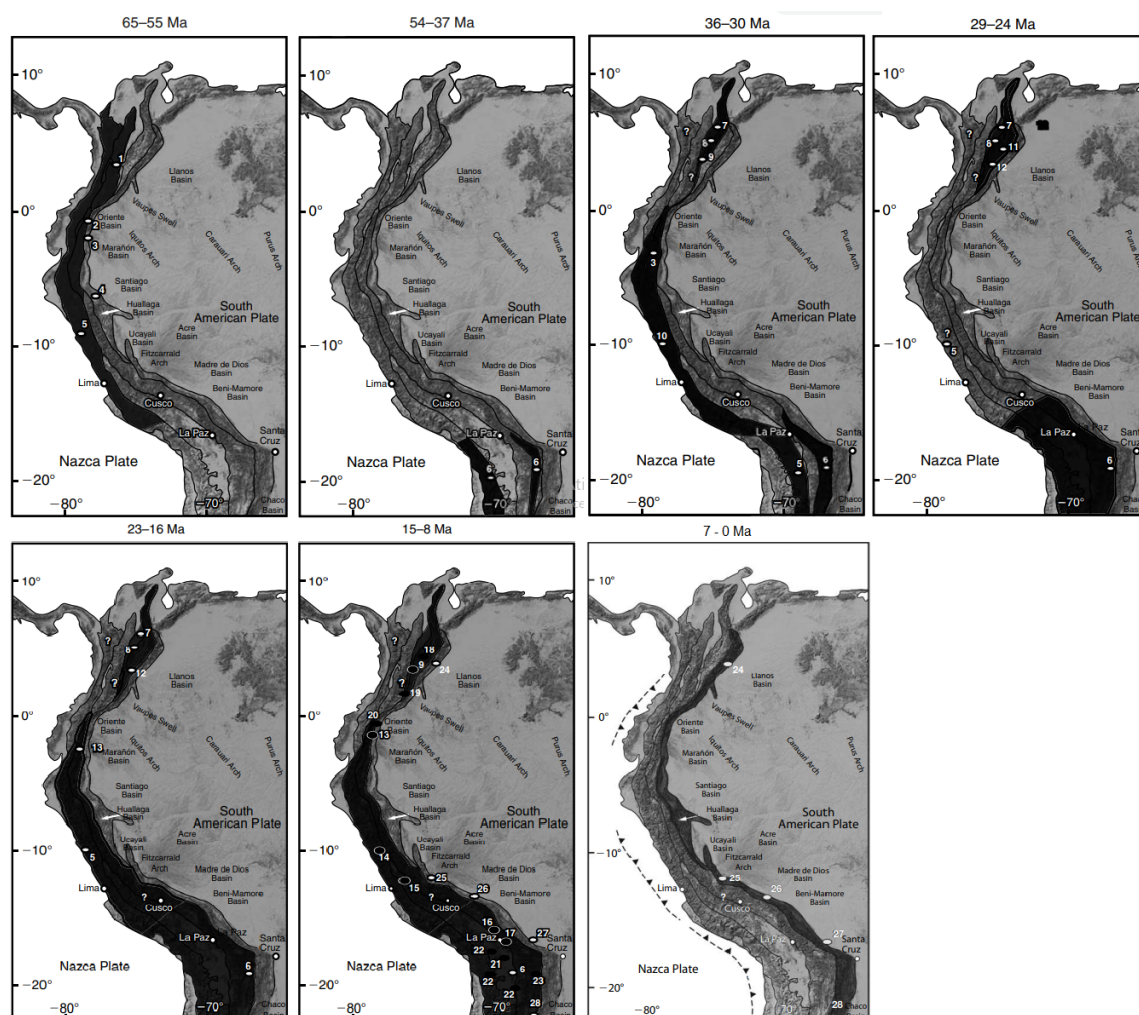


Figura 2.4: Mapas que mostram a deformação inferida na cordilheira para diferentes intervalos de tempo do Cenozoico. Figura extraída e adaptada de Mora et al. (2010).

No sul do Peru e norte da Bolívia a deformação começou no meio do Oligoceno na

cordilheira andina às margens do Pacífico, chamada Pré-Cordilheira, e propagou-se para oeste atingindo toda a cordilheira Ocidental e o Altiplano no final do Oligoceno (30 Ma), sendo que a propagação só atingiu a região sub-andina em 10 Ma (Mora et al., 2010). No norte do Peru e no Equador a deformação também se propagou de oeste para leste, mesmo que nessa região as incertezas nas idades são maiores devido a menor quantidade de dados. Nessa região, a deformação foi dividida em três fases intercaladas com períodos de quiescência, que são as seguintes: (1) a Fase Peruana (Peruvian Phase), que engloba a deformação anterior ao Eoceno; (2) a Fase Incaica, que compreende a deformação do meio até o final do Eoceno, e é uma das principais fases de deformação na cordilheira ocidental (3); e a Fase Quechua, durante o final do Oligoceno e Mioceno, na qual a deformação atinge as regiões da Cordilheira Oriental e posteriormente, no final do Mioceno, a região sub-andina (Mora et al., 2010).

Na Colômbia a deformação na Cordilheira Ocidental e Central começou ainda no final do Cretáceo, com pequenas taxas de deformação na Cordilheira Oriental (Cediel et al., 2003; Gómez et al., 2005; Mora et al., 2010). Assim como nos Andes Centrais, a deformação na Cordilheira Oriental só atingiu as proporções geográficas atuais no início do Mioceno, e na região sub-andina no final do Mioceno Mora et al. (2010).

Na Cordilheira Oriental da Colômbia, a exumação começou com valores baixos de 0,3 mm/ano no início do Mioceno (≈ 23 Ma) e aumentou até o final do Mioceno (≈ 6 Ma), quando atingiu valores de até 2 mm/ano Parra et al. (2009). Na Venezuela, as idades obtidas através de traços de fissão em apatita são menores que 10 Ma, o que coincide parcialmente com o período de maior denudação na cordilheira oriental da Colômbia (Mora et al., 2010). Dados de termocronologia associados com dados da razão de isótopos cosmogênicos em rochas carbonáticas formadas em contato com água superficial (e.g. método $\delta^{18}\text{O}$), mostram que apesar da deformação generalizada começar em ≈ 30 Ma, as altitudes atuais principalmente na Cordilheira Oriental, e nos Andes venezuelanos, foram atingidas após a metade do Mioceno (Garziona et al., 2006; Fiorella et al., 2015; Anderson et al., 2016). Muito ainda se discute sobre a história de soerguimento dos Andes, isso porque o sinal isotópico preservado nesses carbonatos pode variar em resposta à mudanças climáticas, ou até mesmo não refletir o sinal das águas de precipitação naquele período (Ehlers e Poulsen, 2009; Fiorella et al., 2015).

2.2.3 O Altiplano da Bolívia.

O Altiplano da Bolívia é o segundo maior platô da Terra, com aproximadamente 1 800 km de comprimento e entre 350 e 400 km de largura, sendo o maior platô do planeta não relacionado a um contexto de colisão continental. Pela presença do arco magmático a oeste, por muito tempo se pensou que a origem do Platô estaria associada ao vulcanismo. Hoje sabe-se que o encurtamento crustal de até 350 km (Allmendinger et al., 1997) é o principal responsável pela espessa crosta continental na região do platô, que pode chegar a 70 km, e pelas elevadas altitudes atuais. Através de sísmica de reflexão observa-se *bright-spots* e maiores valores da razão entre as velocidades das ondas P e S (V_p/V_s), que juntamente com outros dados geológicos e geofísicos, são interpretados como a presença de fluidos e maior temperatura, que diminuem a resistência mecânica da crosta (Kearey et al., 2010; Allmendinger et al., 1997; McQuarrie, 2002).

O processo de delaminação da parte inferior da crosta e do manto litosférico, gerando soerguimento térmico, também é proposto como sendo responsável pelas grandes altitudes observadas no platô, uma vez que a baixa velocidade das ondas sísmicas no manto, sob a parte leste do Altiplano e Cordilheira Oriental, sugerem que parte do manto litosférico tenha sido removida Kearey et al. (2010).

Através de um modelo termomecânico para simular a evolução tectônica dos Andes Centrais, Sobolev e Babeyko (2005) mostraram que um cenário inicial em que a crosta é inicialmente mais espessa (40 - 45 km) e quente, a crosta pode ter sua parte inferior eclogitizada e acabar delaminando, devido ao aumento de densidade quando ocorre a mudança de fase mineral, à medida em que a compressão e o espessamento ocorrem e a crosta atinge grandes profundidades. Além disso, devido a menor resistência mecânica causada pela temperatura e presença de fluidos, o encurtamento crustal também é maior. Nesses cenários o encurtamento crustal pode chegar a 350 km, o que é alto se comparado com os valores de menos de 50 km, obtidos nos resultados dos cenários em que a crosta é inicialmente mais fina e fria. O gradiente no encurtamento da crosta ao longo do orógeno é responsável pela curvatura do orógeno no Oróclino da Bolívia (Allmendinger et al., 2005; Kearey et al., 2010). Essa dobra com eixo vertical de rotação tem movimento anti-horário a norte e movimento no sentido horário a sul do eixo, como observado em dados de GPS (Allmendinger et al., 2005).

Devido à escassez de dados, o soerguimento do altiplano assim como os processos que o guiaram são debatidos. Um pico de soerguimento entre 2,5 e 3,5 km no final do Mioceno é proposto como resultado da remoção do manto litosférico (Garzione et al., 2006).

Outro fator que se mostrou importante na deformação sofrida nos Andes Centrais é o acoplamento entre as placas, que é maior nessa região da cordilheira. Esse fator é controlado pelas características da interface, taxa de convergência entre as placas, idade da placa oceânica e presença de sedimentos na trincheira (Yáñez e Cembrano, 2004; Kearey et al., 2010).

2.2.4 Subducções de Baixo Ângulo (*Flat-Slabs*)

Subducções de baixo ângulo, os chamados “flat-slabs”, ocorrem onde a litosfera oceânica tem uma flutuabilidade maior que o padrão global, o que pode ocorrer devido a presença de crosta oceânica mais espessa e/ou menos densa que o comum.

A Placa de Nazca tem ângulos de subducção variável para diferentes regiões da trincheira Peru-Chile (Figura 2.2). Isso pode ser observado através da região delimitada pelos hipocentros dos sismos que ocorrem na placa em subducção, a chamada zona de Wadati-Benioff (Frutos, 1990), e também através de tomografia sísmica (Shephard et al., 2010), que mostra a placa em subducção como uma região de maior velocidade de ondas sísmicas, pois esta é mais fria e densa que o manto adjacente. Na região entre o Norte do Chile e o Sul do Peru, o ângulo de mergulho da placa em subducção é menor que 10° após os primeiros 100 km de profundidade, sendo um ângulo muito baixo se comparado com as regiões adjacentes na mesma placa.

Na região sobre o flat-slab do Peru ocorre um forte acoplamento entre as placas e o vulcanismo é ausente a partir do final do Neógeno devido a baixa temperatura da placa em subducção em menor profundidade, que remove a cunha astenosférica sob a placa continental, impossibilitando a fusão parcial do manto e modificando a reologia das rochas na interface das placas (Kearey et al., 2010). A subducção de baixo ângulo também afeta a sismicidade sobre a região, causando mais sismos rasos, distribuídos em uma região mais larga e liberando uma energia sísmica até cinco vezes maior que em outros segmentos da trincheira. No entanto, os maiores encurtamentos crustais nos Andes não se encontram sobre os flat-slabs, mas sim na região do Altiplano da Bolívia, sugerindo que a resposta da placa à compressão é controlada por outros fatores além das características da subducção

Kearey et al. (2010).

No caso do Sul do Peru, o flat-slab ocorre devido à subducção de uma cadeia de montanhas sobre a placa oceânica chamada *Nazca Ridge*, que tem uma crosta com espessura maior que 15 km, mais que o dobro da média da crosta oceânica Woods e Okal (1994).

A dinâmica mantélica também é afetada pela horizontalização da placa em subducção, o que gera uma variação na influência da dinâmica mantélica na superfície, e afeta a contribuição da topografia dinâmica (Figura 2.6 Eakin et al., 2014; Flament et al., 2015), que será melhor discutida na seção 3.6.

Além desses efeitos, o Alto de Fitzcarrald (Figura 2.4), uma feição topográfica na região sub-andina localizada na fronteira do Peru com o Brasil, possivelmente teve seu soerguimento associado com o início da horizontalização do ângulo da placa em subducção, a partir de ≈ 10 Ma, que gerou compressão e espessamento na crosta inferior através de esforços cisalhantes transmitidos para base da litosfera continental (Bishop et al., 2018). É interessante notar que o Alto de Fitzcarrald está deslocado centenas de quilômetros da região do flat-slab no sentido do continente, e modelos numéricos que calcularam o espessamento na placa cavalgante reproduzem esse deslocamento na posição de máximo espessamento na placa cavalgante em relação ao flat-slab (Bird, 1984, 1988; Bishop et al., 2018). Ainda assim, outros processos são propostos para a origem dessa feição (Espurt et al., 2007; Clift e Ruiz, 2007).

Entre as latitudes 1°S e 1°N ocorre a subducção da cordilheira submarina Carneige Ridge, que também dá origem a uma subducção de baixo ângulo da Placa de Nazca sob a Placa Sulamericana (Figura 2.1). A colisão oblíqua de Carneige Ridge deslocou os blocos dos Andes Setentrionais e de Maracaibo para nordeste e leste, respectivamente, dando origem a subducção da placa do Caribe sob a América do Sul no Plioceno Ramos (2009). O tectonismo do norte da Venezuela é controlado por essa interação, além da colisão da micro-placa do Panamá docando o terreno Chocó, que produz falhas do tipo strike-slip com deslocamento dextral na Cordilheira de la Cuesta (Figura 2.3) (Ramos, 2009).

2.3 Evolução das Bacias de Ante-País

2.3.1 Conceitos Básicos

As bacias sedimentares de ante-país ocorrem em regiões adjacentes a cinturões orogênicos e originam-se devido à deformação da litosfera em resposta à carga das cadeias de montanhas sobre ela. O principal mecanismo de subsidência nesse tipo de bacia é a subsidência flexural, que tem comprimento de onda de centenas de quilômetros e maior amplitude nas regiões mais próximas do orógeno. Devido à maneira essencialmente elástica com que a litosfera é curvada, as bacias de ante-país são particionadas e podem ser divididas em diferentes zonas de deposição (Figura 2.5). As bacias de ante-país têm papel fundamental no estudo do tectonismo do orógeno adjacente, pois possui um registro sedimentar geralmente completo da história de denudação da cordilheira (Roddaz et al., 2010).

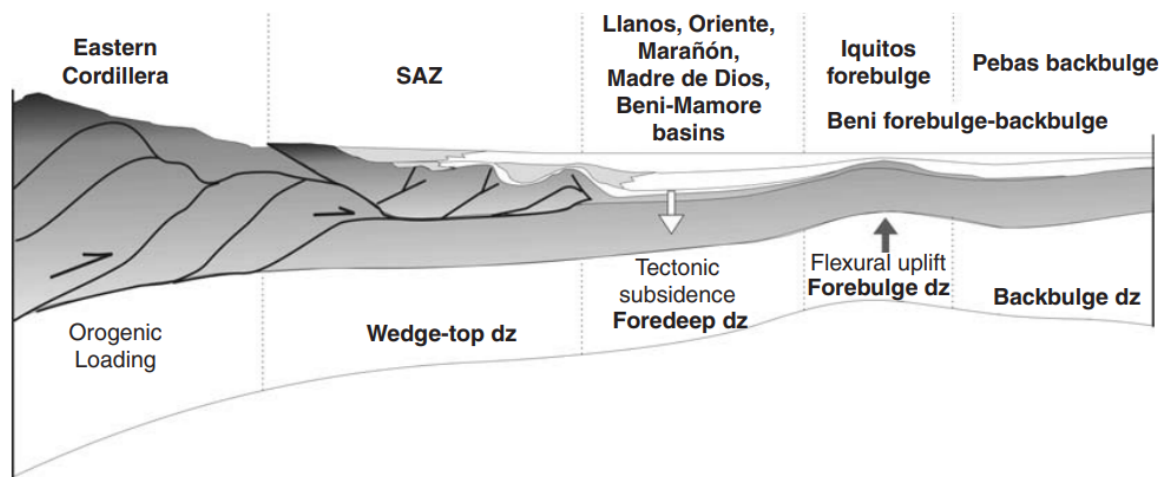


Figura 2.5: Esquema mostrando as zonas de deposição das bacias de foreland. (Figura extraída de (Roddaz et al., 2010))

A zona de deposição chamada de *wedge-top* contém estreitas bacias soerguidas mecanicamente devido à deformação, as chamadas bacias de “piggy-back”. Essa zona se encontra sobre o cinturão de dobras e falhas de cavalgamento que, atualmente, nos Andes Centrais e Setentrionais é composta pela cordilheira oriental e região sub-andina. Os planos dessas falhas de cavalgamento partem de uma camada basal sub-horizontal, chamada superfície de descolamento, que pode ser uma camada sedimentar menos competente ou envolver rochas do embasamento, nos modos de deformação chamados de *thin-skinned* e *thick-skinned*,

respectivamente (Horton, 2018, 2.2). No *wedge-top* a formação de dobras anticlinais é originada pela presença de falhas de cavalgamento, uma vez que as dobras sobre as falhas são geradas devido à diferença de velocidade de deslocamento do bloco cavalgante no plano de falha. As anticlinais, por sua vez, deformam as camadas sedimentares previamente depositadas, e afeta a deposição durante a deformação, gerando estratos de crescimento (*growth-strata*).

A zona de deposição adjacente e paralela ao cinturão de dobramentos no sentido do continente, que sofre subsidência flexural da ordem de centenas de metros por milhão de anos e de comprimento de onda da ordem de centenas de quilômetros é chamada de ante-fossa, ou *foredeep*. É nessa zona de deposição que é gerado espaço de acomodação para a maior parte dos sedimentos provenientes da cordilheira, e conseqüentemente, são encontradas as maiores espessuras de sedimentos acumulados com origem no orógeno (Horton, 2018, Figura 2.1C), devido as altas taxas de subsidência flexural. Na Figura 2.6, as curvas de cor verde mostram a contribuição flexural na topografia como resposta da litosfera à carga andina, calculada para litosferas com diferentes valores de rigidez.

A ombreira flexural é o limite do *foredeep* na direção do Cráton, uma região com centenas de quilômetros de largura que sofre soerguimento flexural com amplitude aproximadamente duas ordens de grandeza menor que a amplitude da subsidência que ocorre no *foredeep*. A região da ombreira flexural pode ser observada na Figura 2.6 (curvas verdes entre 550 e 800 de distância da trincheira), de maneira que a posição do soerguimento flexural, assim como a largura do *foredeep* e sua profundidade são controladas pela rigidez da litosfera.

Na região adjacente à ombreira flexural em direção ao continente, encontra-se a zona de deposição denominada “backbulge”, onde praticamente não há subsidência flexural devido a carga do orógeno. Nessa região, variações topográficas devido a dinâmica mantélica, a chamada topografia dinâmica, têm maior influência no espaço de acomodação se comparado com a flexura de placa, como mostra a Figura 2.6. No entanto, em certo ponto da evolução das bacias de ante país a carga da cunha sedimentar com origem no orógeno pode atingir regiões mais distais e causar subsidência flexural na região do *backbulge*.

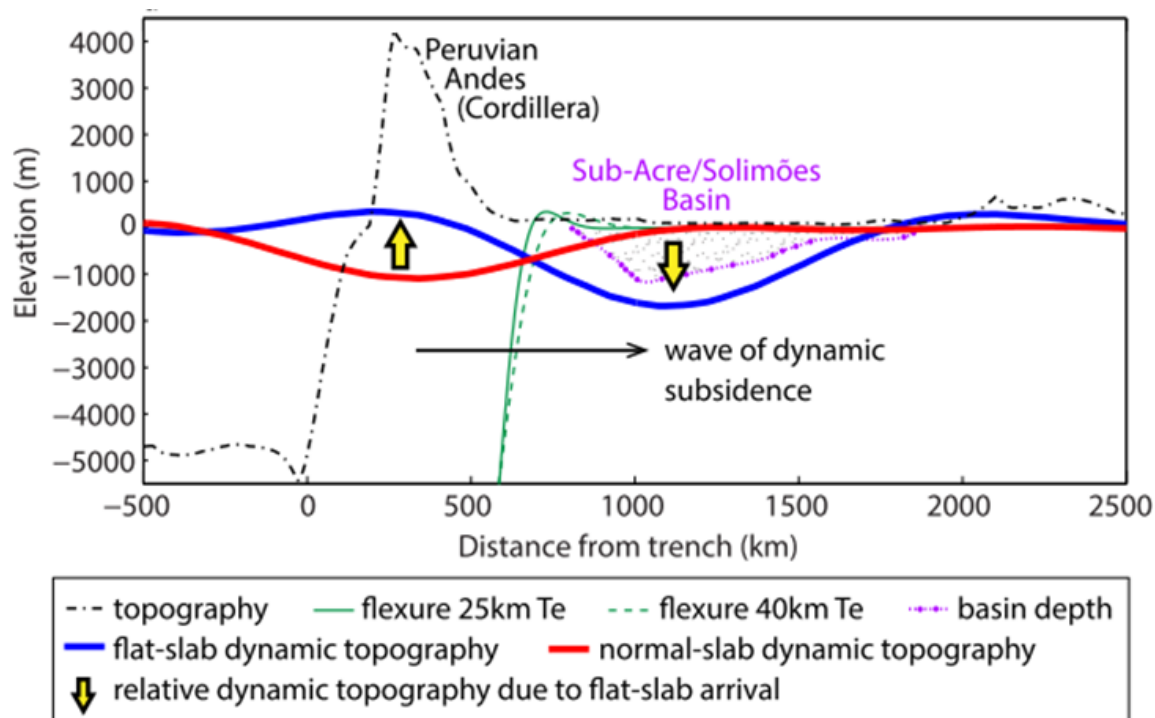


Figura 2.6: Diferentes contribuições de subsidência obtidas através de simulações da dinâmica mantélica e flexura da litosfera. Figura extraída de Eakin et al. (2014)

2.3.2 Preenchimento sedimentar e ambientes deposicionais esperados nas bacias de ante-País

Três fases distintas do desenvolvimento das bacias de ante-país em relação a seu preenchimento sedimentar no *foredeep* são distinguidas durante a evolução da bacia, são elas: (1) subpreenchidas (*underfilled*), quando o espaço de acomodação gerado é maior que o aporte sedimentar; (2) preenchidas, quando o espaço de acomodação gerado é igual ao aporte sedimentar (*filled*); e (3) sobrepreenchidas quando o aporte sedimentar é maior que o espaço de acomodação (*overfilled*) (Roddaz et al., 2010; Horton, 2018). Essas fases de evolução são inferidas através do registro sedimentar e podem ser observadas em simulações numéricas da evolução da paisagem (Sacek, 2014; Bicudo, 2017; Bicudo et al., 2019, e.g.), sendo que algumas delas são observadas no registro geológico (Horton, 2018; Hoorn et al., 2017, 2010).

Modelos numéricos que acoplam orogenia, flexura, e processos superficiais de erosão e sedimentação mostram que durante pulsos de soerguimento no orógeno, as taxas de subsidência e deposição no *foredeep* sofrem aumentos abruptos (Sacek, 2014; Bicudo, 2017; Bicudo et al., 2019). A rigidez da litosfera é o principal fator que controla a forma das

bacias de ante-país, como por exemplo a largura do *foredeep* e sua taxa de subsidência. Um dos parâmetro que controla a rigidez da litosfera nos modelos é a espessura elástica efetiva da litosfera T_e , juntamente com os módulos elásticos das rochas que a compõe (Sacek e Ussami, 2009; Sacek, 2014). A rigidez da litosfera aumenta com o valor do parâmetro T_e , sendo que bacias mais largas são formadas quando o T_e é maior e a litosfera é mais rígida, assim como mostrado na Figura 2.6.

2.3.2.1 Bacias de ante-país sub-preenchidas

Durante as fase em que as bacias estão sub-preenchidas, no *foredeep*, a proveniência sedimentar tem origem na cordilheira adjacente e na ombreira flexural, formando um sistema de drenagem paralelo ao orógeno devido à subsidência no *foredeep*. O sistema deposicional que se desenvolve contém ambientes de deltas que aportam sedimentos em lagos rasos, que eventualmente, podem ser perturbados com possíveis incursões marinhas. Nessa fase a ombreira flexural sofre denudação e divide os sistemas de drenagem que ocorrem no *foredeep* e no *backbulge* (Roddaz et al., 2010; Horton, 2018).

À medida em que a cunha sedimentar orogênica preenche as regiões mais proximais, acontece a progradação dessa cunha em direção ao continente. Esse processo de progradação da cunha sedimentar desloca a ombreira flexural nessa direção e regiões mais distais sofrem com a subsidência devido à carga dos sedimentos provenientes da cordilheira.

2.3.2.2 Bacias de ante-país preenchidas e sobre-preenchidas

Quando o *foredeep* já está preenchido a drenagem nessa região é perpendicular ao orógeno, e a deposição passa a acontecer sobre a ombreira flexural, que nesse ponto da evolução das bacias deixa de ser um divisor de drenagem, fazendo parte da planície aluvial do sistema de drenagem de origem orogênica. Os ambientes deposicionais passam de fluvio-lacustre com possíveis incursões marinhas para essencialmente fluvial, quando a bacia está completamente preenchida. Pulsos de soerguimento podem gerar carga adicional e consequentemente mais subsidência na bacia, o que muda a relação entre aporte sedimentar e espaço de acomodação gerado na bacia. Dessa forma, uma bacia já preenchida pode regressar ao estado de sub-preenchimento durante um evento de tectonismo na cordilheira adjacente (Bicudo, 2017; Bicudo et al., 2020).

A contribuição da topografia dinâmica é considerada um mecanismo de subsidência secundário nas bacias de ante-país, uma vez que a taxa de subsidência é uma ordem de grandeza menor que a taxa de subsidência flexural. No entanto, essa contribuição pode deslocar o depocentro das bacias de ante-país em direção ao continente e acelerar o soterramento da ombreira flexural e a consequente conexão entre os sistemas de drenagem que antes ocorriam separadamente no *foredeep* e no *backbulge*.

2.3.3 Evolução Cenozoica das Bacias de Ante-País no Norte da América do Sul

Diferentes modos de deformação no cinturão de dobras e falhas inversas particionaram as bacias de ante-país no norte da América do Sul. A Figura 2.1C mostra um mapa que delimita as diferentes zonas de deposição dessas bacias de ante-país. No sul do Peru temos a bacia Madre de Dios, no norte do Peru e Equador temos as bacias de Marañon e Oriente, respectivamente. No sul da Colômbia temos a Bacia de Puntamayo, e no norte da Colômbia e Oeste da Venezuela a Bacia de Llanos.

A história de acumulação dessas bacias de ante-país, obtidas em diversos trabalhos através de termocronologia, são mostradas na Figura 2.7. É possível observar que as maiores taxas de acumulação no *foredeep* das bacias de ante-país de Llanos, Madre de Dios, Ucayaly e Chaco ocorrem a partir de 30 Ma, associadas à propagação da deformação para a região da cordilheira oriental.

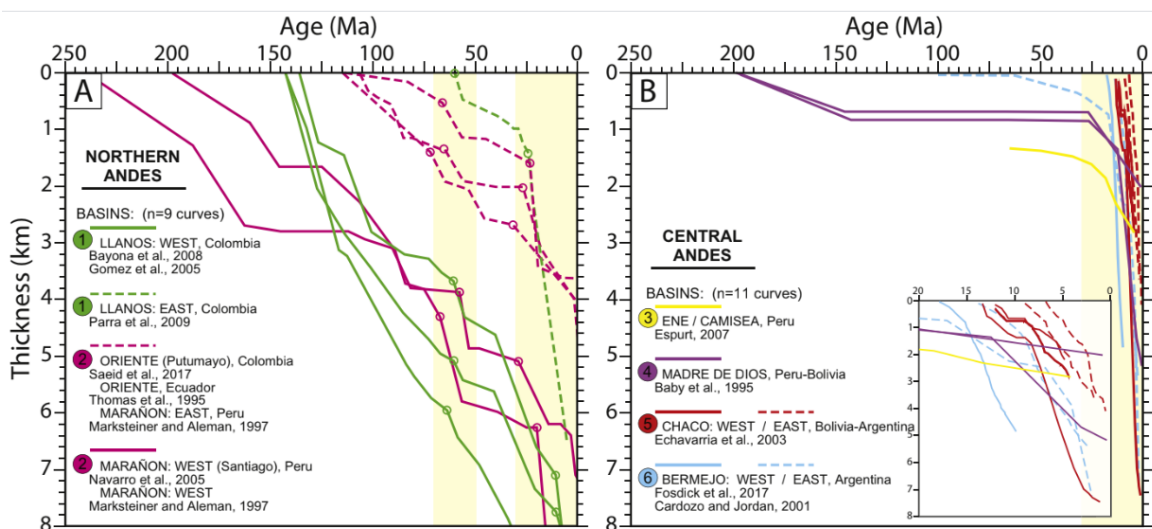


Figura 2.7: História de acumulação de sedimentos em diferentes bacias sedimentares dos Andes Setentrionais (A) e Centrais (B). Os períodos marcados em amarelo claro são períodos de grande taxa de acumulação nas bacias. Figura extraída e modificada de Horton (2018).

Horton (2018) apresenta uma compilação e discussão do registro sedimentar preservado nas diferentes zonas de deposição associadas com o orógeno andino. Em seu trabalho, o autor apresenta seções estratigráficas inferidas a partir dos dados compilados para as diferentes regiões do sistema de bacias de ante-país (Figura 2.8).

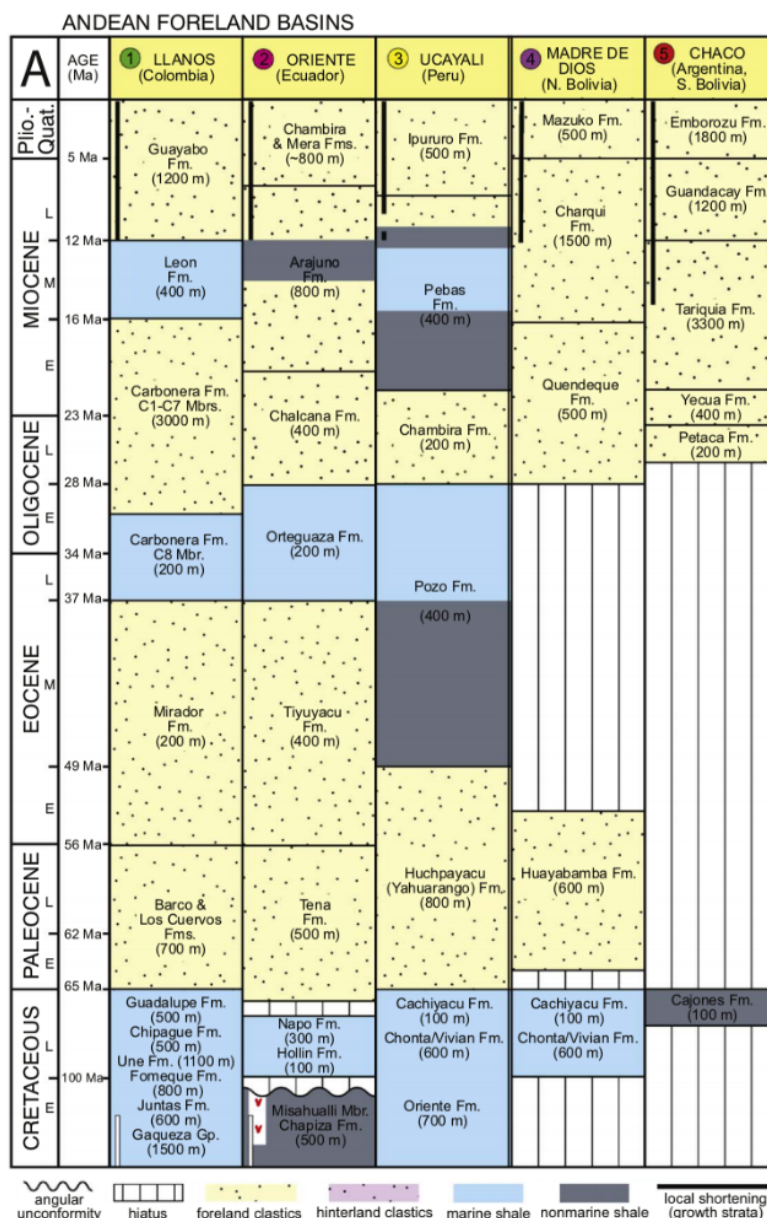


Figura 2.8: Colunas estratigráficas propostas para as bacias de ante-país de Llanos, Oriente, Ucayali, Madre de Dios e Chaco. Figura extraída de Horton (2018).

De maneira geral, essas cartas estratigráficas mostram que durante o Cenozoico, as zonas deposicionais características das bacias de ante-país, avançaram na direção do Cráton Amazônico. Isso é evidenciado pela substituição de ambientes fluviais distais de proveniência cratônica e andina por ambientes proximais de proveniência majoritariamente

andina, além da presença de estratos de crescimento a partir do Mioceno Tardio nessas bacias sedimentares. Adicionalmente, descontinuidades erosivas ou não deposicionais durante o Eoceno, são associadas ao desenvolvimento da ombreira flexural na região dessas bacias à medida em que a carga associada ao orógeno ou sua cunha sedimentar avançaram na direção do continente. Duas fases com deposição em ambientes marinhos são inferidas nesse período, a primeira entre o Eoceno Tardio e o Meso-Oligoceno, e a segunda durante o Meso-Mioceno.

2.3.3.1 *Bacias Llanos, Oriente e Marañon*

Na Bacia de Llanos, desde o Oligoceno até o presente, foram depositados mais de 4 km de sedimentos em seu depocentro. Nas Formações Mirador, Carbonera, Leon, depositadas desde o final do Paleoceno até a metade do Mioceno, camadas de argilitos e arenitos associadas a depósitos deltaicos e de planície costeira distais se intercalam, registrando a mudança para um sistema proximal, onde são registrados apenas arenitos associados a deltas costeiros (Formação Guayabo). Na parte oeste dessa bacia são observados estratos de crescimento na Formação Guayabo, que são associados com a propagação da deformação orogênica no sentido do Cráton (Roddaz et al., 2010; Horton, 2018, Figura 2.8).

Na Bacia do Oriente, durante o início do Cenozóico, a Formação Tena e o Membro Tiyuyacu registram ambientes continentais fluviais e são sucedidas pela Formação Ortegua, interpretada como depositada em ambiente marinho no final do Eoceno e início do Oligoceno. A partir do Oligoceno Tardio, as Formações Chalcana, Curaray e Chambira registram ambientes deltaicos distais, deltas marinhos e planícies aluviais, respectivamente. A Formação Chambira, depositada no Mioceno Tardio, apresenta estratos de crescimento na parte oeste da bacia.

Na Bacia do Marañon, o Paleoceno é representado pela Formação Huchpayacu ou Yahuarango, que é interpretada como depósitos fluviais, sendo separada por uma descontinuidade da Formação Pozo, que tem idade meso-oligocênica. A Formação Pozo é composta por areias e argilas, tendo sua deposição associada com ambiente marinhos. Desde o oligoceno tardio até o presente temos as Formações Chambira, Pebas e Marañon, sendo que essa última, em sua parte mais proximal chamada de Formação Ipururu, também recobre a Formação Pebas e apresenta estratos de crescimento.

2.3.3.2 *Bacia do Acre*

A Bacia do Acre, localizada no extremo oeste da Amazônia brasileira (Figura 2.1A), é classificada como parte do sistema de bacias de ante-país do retro-arco andino, uma vez que durante o cenozoico, essa bacia tem seu mecanismo de subsidência associado à resposta da litosfera ao peso da cunha sedimentar andina, de maneira que o depocentro se desloca para oeste nesse período. Essa é a única bacia sedimentar do tipo ante-país que ocorre no território brasileiro (do Brasil, 2003; Milani et al., 2007). Devido a sua localização, essa bacia sedimentar atualmente é considerada a parte mais distal dos sistemas de deposição das bacias de Madre de Dios e Ucayaly (Milani et al., 2007). Em diversos trabalhos essa bacia aparece limitada a leste pelo Arco de Iquitos (Milani et al., 2007; Latrubesse et al., 2010). No entanto, em outros trabalhos, o Arco de Iquitos aparece limitando essa bacia a oeste (do Brasil, 2003).

A carta estratigráfica dessa bacia sedimentar (Cunha et al., 2007) mostra que durante o Cenozoico a bacia do Acre é composta por duas formações, separadas por uma discordância: a Formação Ramon, que ocorre desde a base do cenozoico até o início do Eoceno (55 Ma), e é composta por sedimentos siliciclásticos e calcários depositados em ambiente fluvio-lacustre; e a Formação Solimões, que por sua vez, compreende os sedimentos siliciclásticos depositados nessa bacia desde o Eoceno até o Plioceno. Essa formação é conhecida por ser grande portadora de fósseis e importante fonte de informações para a reconstrução paleogeográfica e da biota na Amazônia (Horton et al., 2010; Latrubesse et al., 2010). A Formação Solimões ocorre também nas bacias de Marañon e Madre de Dios (Figura 2.1A), sob o nome de Formação Pebas, (Hoorn, 1993; Hoorn et al., 1995)

2.4 *A evolução paleogeográfica cenozoica da Amazônia*

As mudanças na paisagem associadas com o soerguimento dos Andes no norte do Continente Sul-Americano não se limitam às regiões da cordilheira e de suas bacias de ante-país. Em certo momento, as consequências da orogenia andina passaram a afetar até mesmo o preenchimento das bacias sedimentares da margem atlântica, desde a Foz do Amazonas até o Mar do Caribe (Figueiredo et al., 2009; Watts et al., 2009; Hoorn et al., 2017).

Durante o Cenozoico, o soerguimento da cordilheira proporcionou uma grande mudança na fonte primária de sedimentos para as bacias sedimentares que se desenvolveram

sobre o Cráton Amazônico, mais especificamente as bacias intra-cratônicas paleozoicas do Amazonas e do Solimões. Adicionalmente, o padrão de drenagem na Amazônia também foi afetado como resultado da combinação de diferentes processos, entre os quais, a orogênia andina foi protagonista. Nas próximas sessões serão apresentados diferentes modelos conceituais propostos para a evolução da paisagem na região da Amazônia, baseados no registro sedimentar preservado na região (Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2010; Caputo e Soares, 2016).

2.4.1 O sistema de drenagem predominantemente cratônico na Amazônia

Antes da influência andina no sistema de drenagem e no padrão deposicional da Amazônia, que começa a ser significativa a partir do final do Cretáceo, as bacias sedimentares da Amazônia central e ocidental registraram um sistema deposicional fluvial com sedimentos de proveniência essencialmente no Cráton Amazônico (Hoorn et al., 2010, 2011; Kroonenberg e de Roever, 2009; Horton, 2018). É proposto que esse sistema de drenagem cratônico tinha um padrão de fluxo com sentido contrário ao atual na Amazônia, desaguando no Oceano Pacífico durante o Cretáceo e início do Cenozoico (Hoorn et al., 2010). Durante o Cenozoico, em resposta ao soerguimento dos Andes e desenvolvimento das bacias de ante-país, o canal para o Oceano Pacífico foi fechado e o fluxo desse sistema de drenagem foi redirecionado para norte, passando a desaguar no Mar do Caribe (Hoorn et al., 2010, Figura 2.9A).

O Cráton Amazônico é composto pelas províncias geocronológicas mais antigas da América do Sul, com idades de até ~ 3 Ga em seu núcleo arqueano, na Província da Amazônia Central. De forma geral, a idade das províncias cratônicas aumentam de oeste para leste. A Província Sunsás, localizada no sudoeste do cráton, que é a mais recente, tem idade greenviliana (~ 1 Ga). As rochas que o compõem o cráton são essencialmente metavulcânicas e metassedimentares de baixo a alto grau de metamorfismo, como greenschist belts e gneisses (Kroonenberg e de Roever, 2009; Hoorn et al., 2011). Rochas do cráton afloram na região dos Escudo das Guianas e Escudo do Brasil-Central. A partir do Mesozoico, o desenvolvimento do relevo nos escudos foi majoritariamente controlado por ciclos de intemperismo e erosão diferencial (Kroonenberg e de Roever, 2009). O clima tropical promoveu o intemperismo profundo nas rochas e a laterização de espessas camadas das rochas proterozóicas, paleozóicas e até mesmo sedimentos mesozóicos expostos,

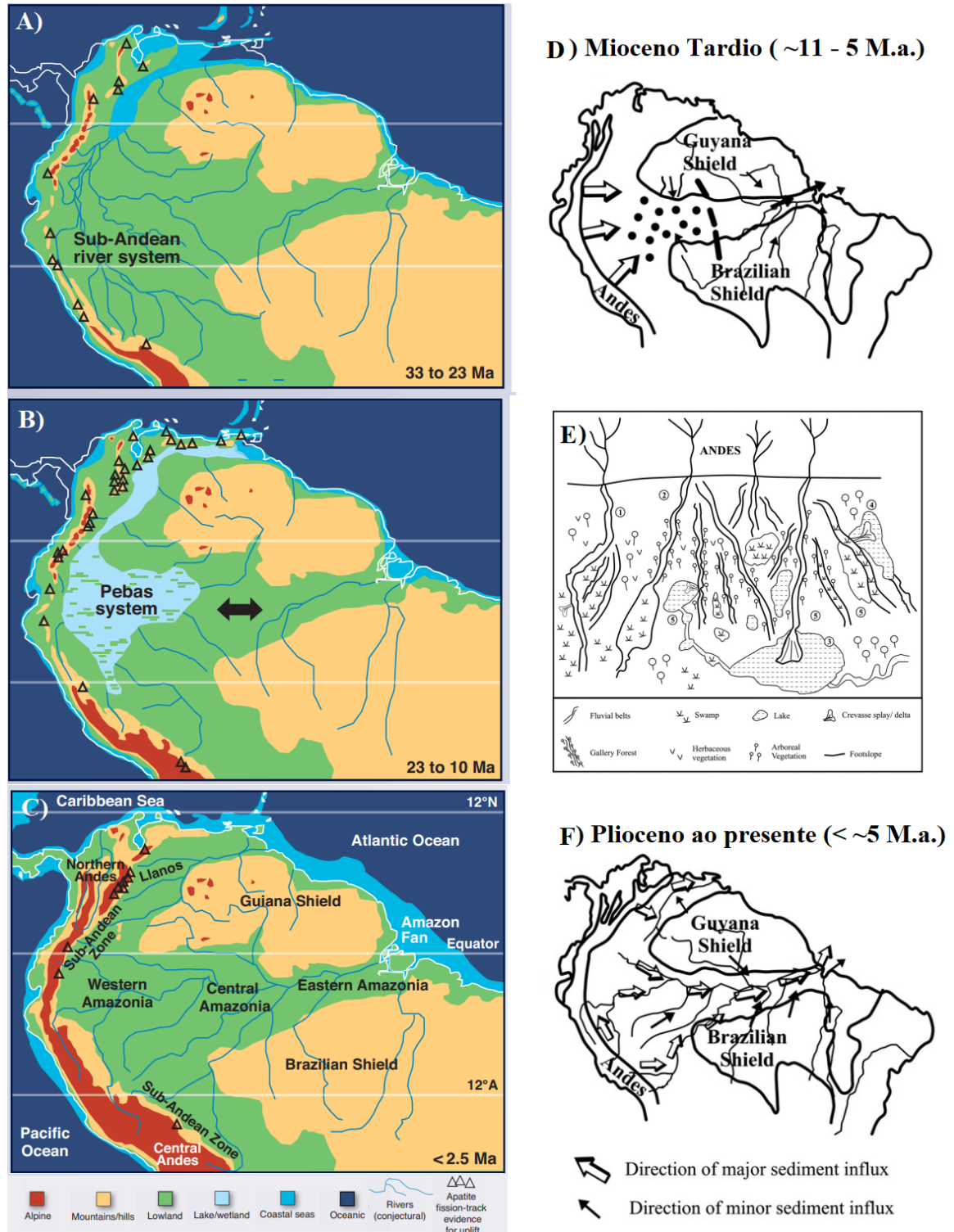


Figura 2.9: Dois diferentes modelos propostos para a evolução paleogeográfica da porção norte da América do Sul. Os itens A, B e C foram extraídos de Hoorn et al. (2010), onde foi proposto um modelo em que a Amazônia teria sido ocupada por uma zona alagada com influência marinha durante o Mioceno. Os itens D, E e F foram extraídos de Latrubesse et al. (2010), onde é proposto que um sistema essencialmente fluvial teria existido no oeste amazônico até o final do Mioceno.

gerando resistentes camadas lateríticas em certas regiões dos escudos, protegendo-as da erosão (Hoorn et al., 2011). Esse processo proporcionou o desenvolvimento de platôs limitados por paredões sub-verticais, os chamados tepuis, como o Monte Roraima (Figura 2.10a), que podem atingir milhares de metros de altitude, como no caso do do Pico da Neblina, o ponto mais alto do Brasil, com quase 3 000 m de altitude.

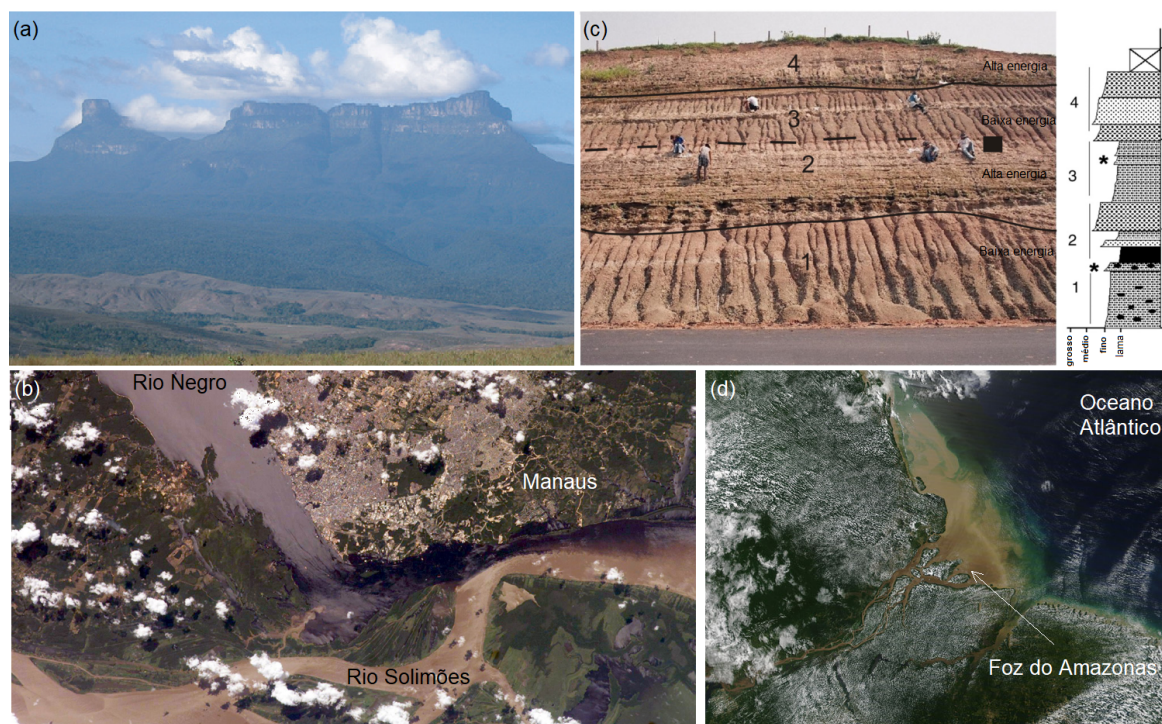


Figura 2.10: (a) Monte Roraima. Fotografia extraída de Hoorn e Wesselingh (2009b) (b) Fotografia tirada de satélite da confluência do Rio Negro com o Rio Solimões, em Manaus. Fotografia extraída e adaptada de NASA (2004) (c) Afloramento da Formação Solimões em uma rodovia no Estado do Acre. Fotografia extraída de Latrubesse et al. (2010). (d) Fotografia tirada de satélite da região da Foz do Amazonas, mostrando a pluma de sedimentos que chega ao Oceano Atlântico. Fotografia extraída de MODIS Land Rapid Response Team (2020).

Por conta da resistência à erosão das rochas do Cráton Amazônico ser relativamente alta, os rios que drenam os escudos são empobrecidos em sedimentos em suspensão quando comparados aos rios de origem andina. Na confluência do Rio Negro com o Rio Solimões, em Manaus, o encontro das águas desses dois rios é um fenômeno peculiar, sendo um dos principais pontos turísticos da região, pois devido a diferença nas propriedades físicas dessas águas, elas visivelmente não se misturam por dezenas de quilômetros. Até mesmo através de imagens de satélite é possível ver o contraste entre a cor das águas desses dois tipos de rios (Figura 2.10b). Os rios de origem cratônica são divididos em (1) rios de águas claras (e.g. Rio Tapajós e o Rio Xingu), e (2) rios de águas escuras, cujo principal

exemplo é o Rio Negro, que tem águas negras pois é enriquecido em matéria orgânica em decomposição (Hoorn et al., 2011). Na região entre os escudos, o Cráton Amazônico está coberto por sedimentos depositados desde o Paleozoico nas bacias intra-cratônicas do Solimões e do Amazonas, que têm origem associada aos primeiros esforços de abertura do Gondwana (de Brito Neves, 2002; Kroonenberg e de Roever, 2009). A Formação Alter do Chão é o registro de um sistema fluvial essencialmente cratônico desse período, com ambientes de deposição variando desde leques aluviais a rios entrelaçados. Essa formação tem idade cretácea, sendo composta por argilitos, arenitos e conglomerados, com espessura média de 300 m, podendo variar entre 50 e 600 m, e que aflora na Bacia do Amazonas, a leste do Alto de Purus, mas na Bacia do Solimões está sob os sedimentos cenozoicos da Formação Solimões (Hoorn et al., 2011).

O Alto de Purus é um alto estrutural de direção aproximada NW-SE, localizado aproximadamente 200 km a oeste de Manaus, originado no Neo-Proterozoico (Wanderley-Filho et al., 2011, Figura 1.1), e que separou a sedimentação entre as bacias do Solimões e do Amazonas durante o Paleozoico (Caputo e Soares, 2016). De acordo com alguns autores, o Alto de Purus persistiu como alto topográfico e foi um divisor de drenagens até o final do Mioceno (Hoorn et al., 2010; Latrubesse et al., 2010, Figura 2.9A,D). No entanto, a posição do limite leste desse sistema de drenagem cratônico que existia na Amazônia Central e Ocidente durante o Cenozoico é discutida Albert et al. (2018), e até mesmo o Arco de Gurupá, na região da Ilha do Marajó, é proposto como divisor de drenagem leste desse sistema fluvial cratônico Caputo e Soares (2016). A leste desse divisor de drenagem, acredita-se que existia um sistema de drenagem de menor escala, com cabeceira na região sul do Escudo das Guianas e norte do Escudo do Brasil, e que desaguava próximo a atual Foz do Amazonas até o estabelecimento da drenagem transcontinental (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010; Albert et al., 2018).

Nas bacias de ante-país, dados de paleocorrentes juntamente com estudos de proveniência de sequências mesozoicas (inferida através de idades U/Pb em zircão detrítico), indicam que o sistema de drenagem nessas bacias tinha sentido de fluxo de oeste para leste (Hoorn et al., 2011; Horton, 2018). Infere-se que a chegada de sedimentos com proveniência andina, nas bacias que hoje estão sobre a cordilheira oriental e região sub-andina, aconteceu antes do que na região do atual *foredeep*. No início do Cenozoico, sedimentos com origem andina já eram depositados em todas as bacias do oeste amazônico (Horton,

2018). No entanto, o Cráton Amazônico ainda era importante fonte de sedimentos para essas bacias, uma vez que a cordilheira ainda não tinha grande altitude e relevo (Hoorn et al., 2010).

Após o início do Oligoceno, a Cordilheira dos Andes torna-se a principal fonte de sedimentos para as bacias de ante-país, mesmo ainda não tendo atingido as altitudes atuais (Figura 2.9A).

Atualmente, o aporte sedimentar da cordilheira andina para o sistema de drenagem do Rio Amazonas é estimado em $1,42 \times 10^{12}$ kg/ano, sem contar com os sedimentos depositados nas bacias de ante-país (Latrubesse e Restrepo, 2014b). Essa estimativa varia de acordo com o conjunto de dados usados para o cálculo, de forma que outros autores estimam o dobro desse valor (Aalto et al., 2006). Diferentes fatores contribuem para a elevada taxa de produção de sedimentos nos Andes, como altos gradientes topográficos e altas taxas de precipitação a leste da cordilheira.

2.4.2 A Amazônia alagada: o Sistema Pebas

Durante o Mioceno, diferentes fatores combinados favoreceram o desenvolvimento de uma grande região alagada na Amazônia, que se estendeu por grande parte da Amazônia Central e Ocidental, sendo composta por um conjunto de lagos rasos e pântanos, o chamado Sistema Pebas (Hoorn et al., 2010). Em seu trabalho, Hoorn et al. (2010) destaca alguns desses fatores, como: (1) um aumento no tectonismo andino devido à mudança de velocidade relativa entre as placas litosféricas (Allmendinger et al., 1997); (2) mudanças climáticas associadas ao soerguimento da cordilheira, que passa a forçar a subida e descompressão das massas de ar com origem no leste, causando a precipitação orográfica (Sepulchre et al., 2009a); (3) um aumento no nível médio dos mares (Haq et al., 1987); adicionalmente, (4) o padrão de subsidência dinâmica e flexural na Amazônia também gerou espaço de acomodação para esse sistema na região (Shephard et al., 2010; Eakin et al., 2014; Flament et al., 2015). O Sistema Pebas possivelmente era influenciado por incursões marinhas provenientes do Mar do Caribe, que atingiam o interior do continente através do *foredeep* da Bacia de Llanos, na Colômbia (Hoorn et al., 2010; Boonstra et al., 2015; Jaramillo et al., 2017). De acordo com Hoorn et al. (2010), o limite leste dessa zona alagada seria o Alto de Purus (Figura 2.9B). As formações Solimões, Pebas, Carbonera e Leon, entre outras, depositadas durante o Mioceno nas bacias sedimentares do Oeste

Amazônico, seriam um registro dessa grande região alagada que teria existido na Amazônia até o estabelecimento de um sistema de drenagem transcontinental (Hoorn et al., 1995, 2010). Essas formações contêm camadas com abundância de fósseis de vertebrados, como répteis (Riff et al., 2009; Latrubesse et al., 2010), invertebrados (Wesselingh et al., 2010; Boonstra et al., 2015), além de fragmentos de plantas e pólen (Hoorn et al., 2010; Jaramillo et al., 2009). No entanto, as evidências de incursões marinhas miocênicas se restringem ao oeste amazônico (Boonstra et al., 2015), consistindo em pólen de plantas de mangue, fósseis de moluscos, ostracodes e foraminíferos, sendo que muitos desses elementos podem também ocorrer em ambientes de baixíssima salinidade ou até águas doces (Latrubesse et al., 2010). Dessa forma, outros cenários são propostos para o ambiente na Amazônia durante o Mioceno.

2.4.3 O estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental do Rio-Amazonas

A conexão entre os sistemas de drenagem da Amazônia Ocidental (de origem andina) e do leste amazônico corresponde ao surgimento do sistema de drenagem transcontinental do Rio Amazonas. A data desse evento é amplamente debatida, sendo que as idades propostas variam do Mioceno Tardio ao Pleistoceno Tardio (Campbell et al., 2006; Figueiredo et al., 2009; Latrubesse et al., 2010; Rossetti et al., 2015; Hoorn et al., 2017). Em Figueiredo et al. (2009), são apresentadas evidências robustas, provenientes de dados de poços na região do Leque do Rio Amazonas, sobre as quais se interpreta que a conexão entre os Andes e a Foz do Amazonas aconteceu no mínimo entre 11.8 Ma e 11.3 Ma, sendo corrigida posteriormente para 10.5 Ma (Figueiredo et al., 2010). As idades Sm/Nd obtidas para as amostras desses poços, apontam a chegada de sedimentos com idades mais recentes durante o final do Mioceno, que é interpretada por Figueiredo et al. (2009) como uma mudança na proveniência dos sedimentos, associada ao início da deposição de sedimentos andinos no Leque do Amazonas. Na Foz do Amazonas, o ambiente deposicional que até então permitia deposição de carbonatos é afetado com a chegada de maiores taxas de sedimentos e água doce, o que altera a turbidez e salinidade da água, encerrando-se a deposição de sequências carbonáticas nessa região (Figueiredo et al., 2009; Fournier et al., 2015; Hoorn et al., 2017; Lammertsma et al., 2018). Atualmente, a pluma de sedimentos do Rio Amazonas que chega ao Oceano Atlântico pode ser vista do espaço, sendo direcionada em sentido a noroeste devido a correntes marítimas paralelas à costa na região da Foz do Amazonas

(Figura 2.10d). Através de sísmica de reflexão sobre o Leque no Amazonas, Watts et al. (2009) mapearam um refletor pronunciado que é interpretado como uma inconformidade associada ao início da sedimentação andina no Leque do Amazonas. Através dos dados desse trabalho, estima-se que exista até 8 km de sedimento no depocentro do leque, sendo que cerca de $6,64 \times 10^{14} \text{ m}^3$ de sedimentos foram depositados desde o final do Mioceno até o presente. A carga desses sedimentos é suficiente para curvar a litosfera, gerando subsidência flexural de mais de 2000 m, sobre o leque. Adicionalmente, o soerguimento de uma ombreira flexural de dezenas de metros é esperado em regiões adjacentes ao leque, coincidindo com a região do Arco de Gurupá Watts et al. (2009).

Durante o Plioceno e Pleistoceno, as taxas de deposição de sedimentos no Leque do Amazonas sofreram aumentos significativos, o que pode indicar tanto um aumento na área dos sistemas de drenagem como um aumento na produção sedimentar nas áreas fontes, devido ao contínuo soerguimento da cordilheira dos Andes (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010).

Atualmente, o limite norte da bacia hidrográfica do Amazonas é o Alto de Vaupés, uma elevação de baixa altitude localizada nas planícies Amazônicas da Colômbia onde o Escudo das Guianas é exposto ou coberto por uma fina camada de sedimentos Mora et al. (2010). A norte dessa elevação ocorre o sistema de drenagem do Rio Oniroco, que deságua no Mar do Caribe, sendo o terceiro maior do planeta em descarga de água doce aos oceanos e está entre os dez em descarga de sedimentos em suspensão (Gupta, 2008). O sistema de drenagem do Rio Orinoco drena parte da Cordilheira Oriental na Colômbia e Venezuela, a região oeste do Escudo das Guianas, além das planícies Amazônicas a norte do Alto de Vaupês.

O Alto de Vaupés possivelmente tem seu soerguimento associado com a subducção de uma cordilheira submarina sob a Placa Sul-Americana na região da costa do Equador, a chamada de *Carnegie Ridge*, durante o Final Mioceno ou Plioceno, uma vez que sedimentos desse período são encontrados depositados sobre o embasamento (Mora et al., 2010). Segundo Mora et al. (2010), esse evento teve seu papel em desviar parte do sistema de drenagem amazônico para o Oceano Atlântico, porém isso aconteceu em um momento em que as bacias de ante-país já estavam preenchidas, e os rios já corriam perpendicularmente à cordilheira na região do *foredeep*, pois as bacias de ante-país já estavam assoreadas devido ao aporte sedimentar proveniente dos Andes, o que possibilitou que essa feição topográfica

não fosse cortada por rios de direção N-S.

O Alto de Fitzcarrald, que tem seu ápice na região sub-andina do sudeste do Peru, também tem seu soerguimento associado com a subducção de uma cordilheira submarina, nesse caso, a chamada *Nazca Ridge*, durante o Plioceno (Espurt et al., 2007). É proposto que a subducção em baixo ângulo, causada pela maior espessura da crosta oceânica na região de *Nazca Ridge*, gerou esforços cisalhantes na interface das placas, causando compressão e espessamento na base da crosta sob o Alto de Fitzcarrald (Bishop et al., 2018). Resultados de modelos numéricos que calcularam os esforços e a forma do espessamento crustal esperados na litosfera cavalgante, em resposta a uma subducção de baixo ângulo sob a placa Norte Americana (Bird, 1984, 1988) foram usados para se estimar o espessamento crustal esperado na região desse alto, e estima-se que até cerca de 5 000 m de espessamento na base da crosta tenha causado o soerguimento dessa feição (Bishop et al., 2018). O Alto de Fitzcarrald tem um significativo papel desviando os rios que se originam no norte da Bolívia e leste do Peru. Devido a esse alto topográfico, o Rio Ucayaly corre sentido norte nas planícies Amazônicas, até a sua confluência com o Rio Marañon, no norte do Peru. O Rio Madeira, outro grande rio com origem andina, também é desviado, contornando essa feição a sul. O soerguimento desse alto fez com que, atualmente, grande parte das planícies amazônicas, como o leste do Peru, todo o estado do Acre e grande parte do sudoeste do estado do Amazonas, no Brasil, não sejam supridas com sedimentos provenientes diretamente da cordilheira andina, mas sim, originados nos depósitos sedimentares mais antigos que atualmente são expostos sobre essa feição (Espurt et al., 2009).

O soerguimento pliocênico de ambos os altos estruturais citados anteriormente gerou o aumento do aporte sedimentar até a Foz do Amazonas, milhões de anos após o estabelecimento da drenagem transcontinental, evidenciando que as mudanças no padrão de drenagem e sedimentar são contínuas. A própria formação do Rio Amazonas é apenas um evento que resultou de uma complexa evolução da paleogeografia, em que diferentes processos geodinâmicos tiveram seu papel na origem da paisagem que se observa hoje na Amazônia (Hoorn et al., 2010; Shephard et al., 2010; Sacek, 2014; Bicudo, 2017).

O Modelo Numérico

No presente capítulo, serão apresentados diferentes aspectos do modelo numérico utilizado para realizar as simulações da evolução da paisagem da região norte da América do Sul. Boa parte da formulação utilizada no modelo numérico descrito nas próximas seções foi inicialmente implementada em Sacek (2011) e, a partir de então, foi modificado para incorporar novos elementos e processos que contribuíram significativamente na evolução do sistema de drenagem e do padrão de sedimentação na região da Amazônia durante o Cenozoico (Sacek, 2014; Bicudo, 2017; Bicudo et al., 2019, 2020).

Na Seção 3.1, serão apresentadas as características gerais do modelo numérico utilizado para a realização das simulações de evolução da paisagem da região norte da América do Sul, como a maneira que as interações ocorrem entre os diferentes processos incorporados no modelo.

Nas Seções 3.2 a 3.1 serão apresentadas as formulações matemáticas utilizadas para a simulação de cada processo incorporado no modelo numérico.

Na Seção 3.6, serão apresentadas as premissas utilizadas para a criação dos cenários iniciais para os diferentes experimentos numéricos. Adicionalmente, serão descritos os conjuntos de experimentos numéricos realizados, assim como os valores dos parâmetros adotados nos experimentos.

Na Seção A serão apresentadas as formulações matemáticas utilizadas no algoritmo para a obtenção dos habitats de primeira ordem na Amazônia a partir dos resultados das simulações numéricas.

3.1 Introdução

Sacek (2011) desenvolveu um modelo numérico que incorpora interação de processos tectônicos e sedimentares para se estudar a evolução de escarpas formadas em contexto tectônico divergente (Sacek et al., 2012). Parte dessa formulação foi utilizada para a criação de um novo modelo numérico, desenvolvido para simular a evolução da paisagem na região da Amazônia (Sacek, 2014). Em Sacek (2014) mostrou-se que é possível reproduzir diferentes aspectos da evolução da paisagem na região da Amazônia, como a formação de um sistema de drenagem transcontinental na região, através de experimentos utilizando um modelo numérico tectono-sedimentar. No entanto, algumas feições propostas em modelos conceituais não foram reproduzidas, como a formação de uma zona alagada na região da Amazônia Central, o chamada Sistema Pebas (Hoorn et al., 2010). No entanto, Sacek (2014) enfatiza a necessidade da incorporação da topografia dinâmica, atuando juntamente com os outros processos de seu modelo numérico, para avaliar as consequências dessa interação na evolução paleogeográfica da região. De fato, a contribuição da topografia dinâmica, calculada através de simulações da dinâmica mantélica, já tinha se mostrado um processo significativa para a região da Amazônia, podendo chegar a uma taxa de subsidência de 40 m/Ma (Shephard et al., 2010).

Alguns autores consideram que a topografia dinâmica tenha gerado espaço de acomodação para a Formação Solimões e posteriormente tenha guiado a formação do sistema de drenagem transcontinental (Shephard et al., 2010). No entanto, até então, ainda não se havia simulado a contribuição da topografia dinâmica atuando em conjunto com os outros processos geodinâmicos e superficiais (Hoorn et al., 2010; Sacek, 2014) que se mostraram importantes na evolução da paisagem na Amazônia durante o Cenozoico (Shephard et al., 2010; Flament et al., 2015; Eakin et al., 2014).

Visando preencher essa lacuna no entendimento do efeito de cada processo na evolução da paisagem da Amazônia, incorporou-se a topografia dinâmica no modelo numérico desenvolvido em Sacek (2014). Desse modo, no presente trabalho, foi desenvolvido um modelo numérico que incorpora os seguintes processos atuando em conjunto: (1) orogenia, (2) flexura e isostasia da litosfera, (3) processos superficiais de erosão e sedimentação, (4) precipitação e (5) topografia dinâmica. Na Figura 3.1, é apresentado um fluxograma que representa a forma como ocorre a interação entre os processos no modelo numérico. Nota-se

que, no modelo numérico utilizado na presente pesquisa, a orogenia, a topografia dinâmica e a precipitação são processos impostos aos outros processos considerados no modelo, ou seja, não são influenciados pela contribuição dos outros processos durante a simulação. O processo de orogenia altera a topografia na região em que será simulado o soerguimento dos Andes; o incremento na topografia devido a orogenia (h_{or}) altera os processos superficiais, e gera uma carga sobre a litosfera (F_{or}), que será compensada pelo processo de isostasia e pela rigidez flexural da litosfera. Os processos superficiais são responsáveis por redistribuir as cargas sobre a superfície; através da erosão, esse processo controla a altura do orógeno e dos altos topográficos gerados ao longo da simulação, produzindo sedimentos que são transportados e depositados nas regiões em subsidência; a deposição sedimentar aumenta a topografia (h_{sp}) e gera carga adicional sobre a litosfera; a carga sedimentar (F_{sp}) também é compensada pelo processo de isostasia-flexural. O processo de isostasia e flexura da litosfera é responsável por compensar as cargas adicionais sobre a superfície ($F = F_{or} + F_{sp}$), gerando um deslocamento vertical (w), que, por sua vez, altera os processos superficiais.

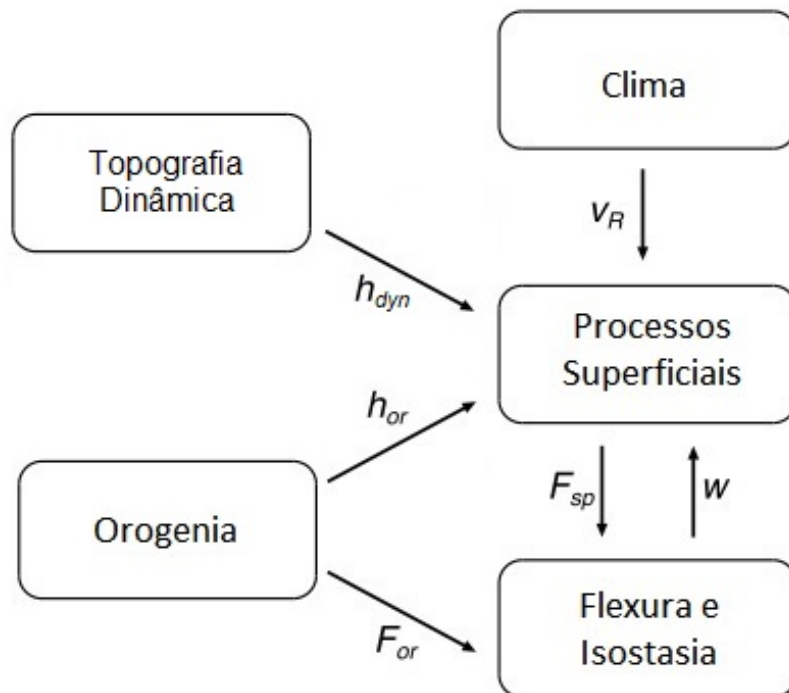


Figura 3.1: Fluxograma que representa a interação entre os processos que atuam no modelo numérico.

Nas próximas seções, serão apresentadas as formulações matemáticas utilizadas para a simulação dos diferentes processos incorporados no modelo numérico.

3.2 Orogenia

Para simular a orogenia, que é processo de soergimento de uma cadeia de montanhas devido a esforços compressivos que deformam e espessam a crosta continental, foi imposto um espessamento crustal na região em que será simulada a formação do orógeno.

Na presente formulação, a taxa de espessamento crustal $\dot{h}_{or} = \frac{\partial h_{or}(x,y)}{\partial t}$ varia espacialmente mas não é influenciada por outros processos do modelo e deve ser configurada previamente. Para incorporar variações temporais na magnitude do espessamento crustal, \dot{h}_{or} é multiplicado por um fator de escala $U(t)$ que depende do tempo, o que possibilita simular períodos de quiescência tectônica e pulsos de tectonismo. Sendo assim, a variação na topografia em uma região devido ao processo de orogenia, em certo intervalo de tempo Δt , é dada pela equação 3.2:

$$\Delta h_{or}(x, y, t) = U(t)\dot{h}_{or}(x, y)\Delta t. \quad (3.1)$$

A carga adicional criada sobre a litosfera devido ao processo de orogenia F_{or} é calculada através da Equação 3.2:

$$F_{or} = -\rho_c g \Delta h_{or}, \quad (3.2)$$

onde g é a gravidade, ρ é a densidade considerada para a crosta, e Δh_{or} é a variação topográfica (Equação 3.1).

3.3 Processos superficiais

Os processos superficiais são os responsáveis por simular a erosão, transporte e deposição sedimentar no modelo numérico, redistribuindo as cargas sobre a superfície.

No presente trabalho, os processos superficiais são divididos em dois tipos: (1) transporte fluvial, que é responsável por simular a erosão, transporte e deposição de sedimentos por rios; e (2) transporte marinho: que simula a erosão e transporte e deposição de sedimentos em regiões submersas conectadas com o mar. Outras formulações são utilizadas em diferentes trabalhos: por exemplo, em Sacek (2011), os processos superficiais são divididos em *short-range*, que simula deslizamentos de terra em encostas, e *long-range*, que inclui o transporte fluvial de sedimentos. Já em Sacek (2014), não há a necessidade de se distinguir esses dois tipos de processos, uma vez que o intervalo de discretização do espaço

é relativamente grande (da ordem de 50 km), e nesse caso, a contribuição dos processos superficiais considerados *short-range* são levadas em conta através do transporte fluvial (Beaumont et al., 1992; Braun e Sambridge, 1997).

Os processos superficiais são simulados utilizando-se uma malha irregular para a discretização da superfície, uma vez que, esse tipo de abordagem evita a geração de padrões artificiais de drenagem que seriam criados caso uma malha regular fosse utilizada (Braun e Sambridge, 1997; Sacek, 2011). Para a criação da malha em que serão simulados os processos superficiais, são utilizados os seguintes passos:

1. Inicialmente cria-se uma malha regular e adiciona-se uma perturbação na posição de cada ponto da malha. As posições dos pontos dos quatro vértices da malha não são perturbadas, e as posições dos pontos das bordas da malha são perturbadas apenas na direção da borda correspondente. A Figura 3.2a ilustra uma distribuição de pontos gerada com esse algoritmo.
2. É obtida a triangulação de Delaunay para essa distribuição de pontos 3.2b.
3. As células de Voronoi para a distribuição dos pontos da malha, são obtidas a partir da triangulação de Delaunay (Figura 3.2c, d). Em Sacek (2011) o algoritmo de obtenção das células de Voronoi a partir da triangulação de Delaunay é descrito e esse processo é ilustrado. A partir de então, cada ponto da malha é associado a uma respectiva célula de Voronoi, passando assim a representar a região da célula.

3.3.1 Transporte fluvial

A formulação utilizada na simulação do transporte fluvial de sedimentos é descrita em (Beaumont et al., 1992). Nessa formulação, uma taxa de variação topográfica $\frac{\partial h}{\partial t}$ é dada pela Equação 3.3:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{q_f^{eqb} - q_f}{L_f}, \quad (3.3)$$

onde q_f^{eqb} é a capacidade de transporte de sedimentos de equilíbrio local, e q_f é o fluxo de sedimentos nessa mesma célula. O parâmetro L_f , é chamado de *erosion length scale*, tem dimensão de comprimento, e está relacionado com resistência a erosão do material: quanto menor o valor de L_f , mais facilmente o material é erodido.

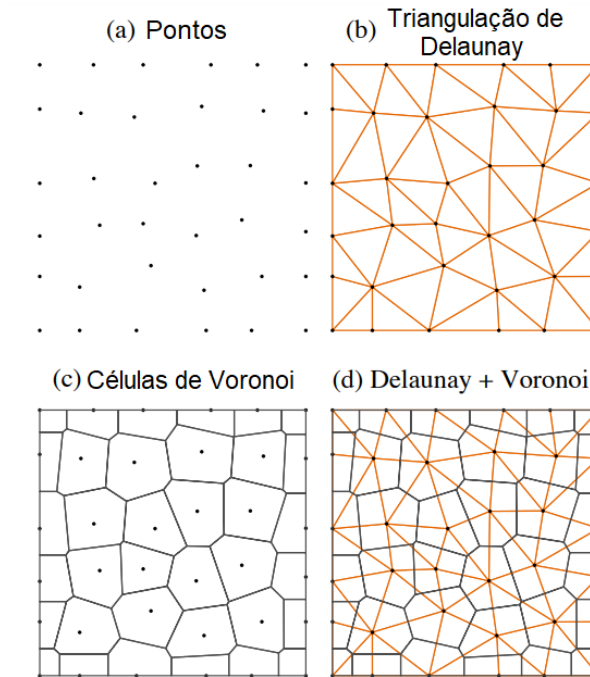


Figura 3.2: a) Representação de uma malha irregular com 6 x 6 pontos; b) triangulação de Delaunay para essa malha; c) Células de Voronoi para a malha; d) Células de Voronoi e triangulação de Delaunay para a malha. Figura extraída de Sacek (2011).

O valor de q_f^{eqb} é obtido através de uma relação de proporcionalidade com a potência de descarga do canal, que é o produto da descarga local e do gradiente topográfico, como mostrado na Equação 3.4:

$$q_f^{eqb} = k_f q_r |\nabla h|, \quad (3.4)$$

onde k_f é o coeficiente de transporte fluvial, $|\nabla h|$ é o módulo do gradiente topográfico, e q_r é a descarga de água local, que é dependente da precipitação local e sobre a área de drenagem à montante. O gradiente topográfico pode ser aproximado pela Equação 3.5:

$$|\nabla h| \approx \frac{h_i - h_j}{L_{ij}}. \quad (3.5)$$

em que L_{ij} é a distância horizontal entre os centros de duas células vizinhas com altitude h_i e h_j .

De acordo com Beaumont et al. (1992), essa relação é simples e versátil, além de envolver o menor número de parâmetros possível para representar as propriedades de primeira ordem do transporte fluvial em escala espacial da ordem de quilômetros e escala de tempo da ordem de milhares de anos. Na formulação adotada em Beaumont et al. (1992) e Sacek (2011), o fluxo de água e sedimentos ocorre entre as duas células vizinhas separadas pelo

maior gradiente topográfico, sendo que o sentido é da célula de maior altitude para a célula de menor altitude (Figura 3.3).

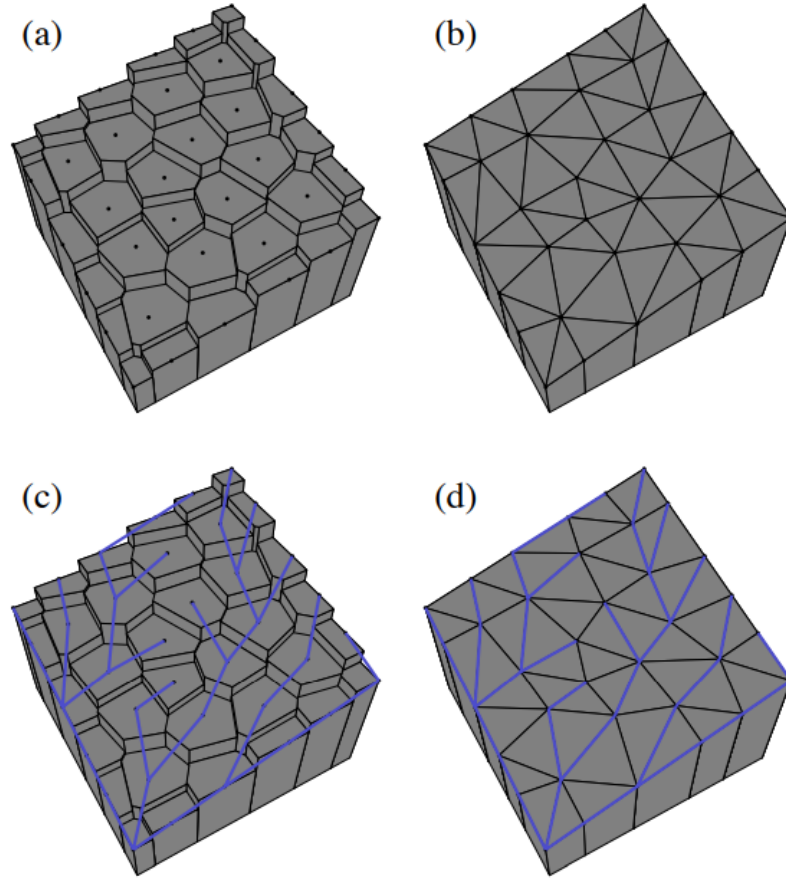


Figura 3.3: (a) Representação tridimensional de uma malha irregular de 6×6 células de Voronoi. (b) Equivalente malha triangular de Delaunay. (c-d) Visualização da construção da conectividade da rede de drenagem seguindo a direção de máximo gradiente topográfico. Figura extraída de Sacek (2011)

Com a integração da Equação 3.4 no tempo e no espaço, obtém-se a Equação 3.6, em que é calculado o volume máximo de sedimentos Q_{Fi}^{eqb} que o sistema fluvial é capaz de transportar de uma célula i para uma célula vizinha j :

$$Q_{Fi}^{eqb} = k_f Q_{Ri} \frac{h_i - h_j}{L_{ij}}, \quad (3.6)$$

onde Q_{Ri} é descarga de água total que deixa a célula i . A descarga total de água de uma célula é calculada através da Equação 3.7:

$$Q_{Ri} = \sum_u Q_{Ru} + v_{Ri} S_i \Delta t, \quad (3.7)$$

onde o volume da água que precipitou na célula i , que é o produto da taxa de precipitação

local v_{Ri} , da área da célula S_i e do intervalo de tempo Δt , é somado com a água que entra na célula i provinda das células à montante u .

Em cada célula em que é simulado o transporte fluvial pode acontecer erosão ou deposição sedimentar: se o fluxo de sedimentos que entra na célula Q_F for maior que Q_{Fi}^{eqb} ocorre deposição de sedimentos na célula; caso contrário, ocorrerá erosão da superfície. No caso de deposição sedimentar em uma célula i , a Equação 3.8 calcula a variação na topografia devido ao sedimento recém depositado:

$$\Delta h_i = \frac{Q_{Fi} - Q_{Fi}^{eqb}}{S_i}. \quad (3.8)$$

Ainda no caso de deposição, a quantidade de sedimentos transportada para a célula vizinha à jusante j é somada ao fluxo de sedimentos da própria célula Q_{Fj} :

$$Q_{Fj} \leftarrow Q_{Fj} + Q_{Fi}^{eqb}. \quad (3.9)$$

No caso em que $Q_{Fi} < Q_{Fi}^{eqb}$ ocorre erosão na célula i , e o cálculo da variação topográfica devido à remoção da parte superficial da célula é feito através da Equação 3.10:

$$\Delta h_i = \frac{Q_{Fi} - Q_{Fi}^{eqb}}{S_i} \frac{L_{ij}}{L_{f,e}}, \quad (3.10)$$

onde $L_{f,e}$ é o parâmetro chamado *erosion length scale*, que está relacionado com a erodibilidade do material exposto na superfície. Nesse caso, a quantidade de sedimentos transportado para a célula j dependerá da diferença $Q_{Fj} - Q_{Fj}^{eqb}$, além do parâmetro $L_{f,e}$.

$$Q_{Fj} \leftarrow Q_{Fj} + Q_{Fi} + (Q_{Fj} - Q_{Fj}^{eqb}) \frac{L_{ij}}{L_{f,e}}. \quad (3.11)$$

Por fim, a carga sedimentar adicional em cada célula devido ao transporte fluvial é calculada através da Equação 3.12:

$$F_s = -\rho_c g \Delta h_i, \quad (3.12)$$

Em Sacek (2011, 2014) é usada uma modificação do algoritmo denominado “cascade algorithm” ou algoritmo cascata, desenvolvido por Braun e Sambridge (1997) para implementar essa formulação em uma malha irregular. A vantagem desse algoritmo é que não é preciso ordenar todas as células com relação a topografia, uma vez que a ordenação só é feita dentro de cada sistema de drenagem. Para isso é necessário conhecimento prévio dos limites de cada sistema de drenagem em cada instante.

Durante a simulação, se eventualmente for gerado um mínimo topográfico local no interior do continente, um lago será formado nessa região. O fluxo de água para fora do mínimo local se dá através de sua borda mais baixa que esteja conectada com uma bacia de drenagem que drene até o nível de base do modelo.

3.3.2 Transporte de sedimentos no mar

Para simular o transporte de sedimentos no mar, em Sacek (2011) e Sacek (2014) é usada a metodologia de van Balen et al. (1995) que consiste em uma difusão não linear onde o coeficiente de difusão k_m diminui exponencialmente com a profundidade. Essa formulação é empírica e tenta reproduzir processos complexos que agem no ambiente de deposição submarino costeiro. Essa formulação para o coeficiente de difusão é capaz de recriar as clinofórmulas observadas na plataforma continental em seções sísmicas, feições que não são produzidas simulando o transporte marinho através de uma difusão linear (Sacek, 2011). No presente trabalho, como o objetivo não é recriar quaisquer feições deposicionais marinhas, e pela simplicidade da formulação, foi adotado um valor constante para o coeficiente de difusão k_m . Logo, para transporte de sedimentos offshore é válida a Equação 3.13:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (k_m \nabla h), \quad (3.13)$$

A variação topográfica Δh em um intervalo de tempo Δt , em uma célula i submersa, é dada pela Equação 3.14:

$$\frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \nabla \cdot (k_m \nabla h_i). \quad (3.14)$$

O cálculo da variação topográfica para uma célula i do modelo é obtido através da integral de superfície da Equação 3.14 sobre a área da célula considerada. Sabendo que a variação da topografia em uma única célula e o intervalo de tempo são constantes, esses termos podem ser extraídos da integral e o resultado da integral de superfície no lado esquerdo da Equação 3.14 é a área da célula S_i :

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \int_{S_i} \nabla \cdot (k_m \nabla h_i) dS. \quad (3.15)$$

A integral de superfície que permanece no lado direito da Equação 3.15 pode ser relacionada com uma integral de linha através do teorema do divergente, levando à Equação 3.16:

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \oint_{\partial S_i} k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} dl, \quad (3.16)$$

onde ∂S_i é a borda da célula, \vec{n} é o vetor normal a borda da célula. Essa integral pode ser reescrita como a somatória das integrais de linha de cada borda da célula:

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \sum_j \int_{\partial S_{ij}} k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} dl, \quad (3.17)$$

onde ∂S_{ij} é comprimento da borda entre as células i e suas vizinhas j .

Considerando a aproximação da Equação 3.5, e também sabendo que cada borda é um seguimento de reta, o termo dentro da integral se torna constante em cada borda e é dado por:

$$k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} \approx -k_m \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} \text{ em } \partial S_{ij} \quad (3.18)$$

Substituindo esse termo na Equação 3.17 obtemos a Equação 3.19 para a variação da topografia devido a processo de difusão de sedimentos.

$$\Delta h_i = \frac{\Delta t}{S_i} \sum_j k_m \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} \partial S_{ij} \quad (3.19)$$

Assim como para o transporte fluvial, o cálculo da carga adicional sobre a litosfera devido ao transporte de sedimentos no mar F_{sp} também é calculado através da Equação 3.12.

3.4 Isostasia e flexura da litosfera

O processo de isostasia e flexura de placa litosférica é o processo do modelo responsável pela compensação das cargas adicionadas ou retiradas da litosfera. A litosfera é composta pelas camadas mais externas da Terra, incluindo a crosta e o manto litosférico, camadas que preservam parte da rigidez elástica ao longo do tempo geológico. Sob a litosfera terrestre encontra-se uma porção do manto superior que tem um comportamento reológico mais dúctil no tempo geológico, denominada de astenosfera, exercendo empuxo sob a litosfera.

O fato da litosfera ser rígida, faz com que cargas adicionadas a ela, devido à diferentes processos geodinâmicos, não sejam suportadas apenas localmente pelo empuxo exercido pela astenosfera, mas também pela rigidez da própria litosfera, que se curva em resposta a variações de esforços verticais sobre ela. Modelos numéricos usam a equação que descreve o comportamento de uma placa elástica fina sobre um fluido invíscido para simular os efeitos flexurais em respostas das cargas litosféricas, uma vez que essa é uma boa aproximação para representar esse comportamento da litosfera (Sacek e Ussami, 2009; Sacek, 2011). O parâmetro que controla o comportamento flexural da litosfera é a espessura elástica efetiva da litosfera T_e , que tem unidade de comprimento. O valor de parâmetro não representa a espessura de nenhuma camada real da Terra, sendo usado para representar a rigidez conjunta das camadas que formam a litosfera. O valor de T_e varia temporalmente e espacialmente, uma vez que é dependente de diferentes propriedades físicas da litosfera como estrutura térmica e composicional Stewart e Watts (1997); Watts et al. (2009).

No modelo aqui apresentado, as cargas litosféricas estão compensadas no início da simulação, de forma que as cargas a serem compensadas só passam a existir após o início da simulação. Essas cargas podem ter origem no processo de orogenia F_{or} (Equação 3.2), ou nos processos superficiais F_{sp} (Equação 3.12). Sendo assim, a variação de pressão vertical total sobre a litosfera F é a soma das cargas de origem orogênica e de origem sedimentar:

$$F = F_{sp} + F_{or}. \quad (3.20)$$

Nota-se nas equações 3.2 e 3.12, cargas topográficas adicionada na litosfera tem sinal negativo ($F < 0$), enquanto que um alívio de carga na litosfera é positiva ($F > 0$).

Assim como em Sacek (2011) e Sacek (2014), no presente trabalho foi utilizada a equação que descreve o comportamento de uma placa fina sobre um fluido invíscido para simular o comportamento flexural da litosfera. A Equação 3.21 descreve o comportamento da placa:

$$(\mathbf{L}\nabla)^\top \mathbf{D}\mathbf{L}\nabla w - q = 0, \quad (3.21)$$

onde w é o deslocamento vertical, q a carga exercida naquele ponto,

$$(\mathbf{L}\nabla) = \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2}, \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} \right]^\top, \quad (3.22)$$

onde o sobrescrito T representa a matriz transposta;

$$\mathbf{D} = D \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ \nu & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{(1-\nu)}{2} \end{bmatrix}, \quad (3.23)$$

em que ν é a razão de Poisson, e D é a rigidez flexural da placa, dada na Equação 3.24:

$$D = \frac{ET_e^3}{12[1 - \nu^2]}, \quad (3.24)$$

onde E é o módulo de Young.

A Equação 3.21 é resolvida numericamente em Sacek e Ussami (2009) através do método dos elementos finitos para uma malha triangular, implementação que permite variações laterais do parâmetro T_e .

3.5 Topografia Dinâmica

As variações topográficas devido à convecção mantélica, a chamada topografia dinâmica, são impostas no modelo, ou seja, não sofrem influência dos outros processos que atuam no modelo. Essa implementação foi adotada pois a convecção mantélica não depende de fatores que são alterados pelos outros processos considerados nesse modelo numérico. Sendo assim, a topografia dinâmica acumulada em um intervalo de tempo Δt é calculada de acordo com a Equação 3.25.

$$\Delta h_{dyn}(x, y, t) = U_{dyn} \dot{h}_{dyn}(x, y, t) \Delta t, \quad (3.25)$$

onde $\dot{h}_{dyn} = \frac{\partial h_{dyn}}{\partial t}$ é a taxa de topografia dinâmica estabelecida antes do início da simulação e U_{dyn} é o fator de escala da magnitude da topografia dinâmica (Ver seção 3.6).

3.6 Geometria e parâmetros iniciais dos experimentos numéricos

Na presente seção serão descritos os cenários iniciais e os parâmetros dos modelos utilizados nos diferentes conjuntos de experimentos numéricos realizados. Os conjuntos são compostos por uma ou mais simulações numéricas em que se visou estudar diferentes aspectos da evolução da paisagem na região da Amazônia. A topografia inicial usada nas simulações é sempre a mesma, com exceção do gradiente topográfico inicial nas planícies, que pode variar entre as diferentes simulações. A seguinte subseção descreverá os passos

adotados para a criação da topografia inicial usada nos experimentos (Bicudo et al., 2019, 2020).

Criação do cenário inicial usado nas simulações

O cenário inicial visa representar as principais feições da paisagem no norte do continente Sul-Americano antes do início do soerguimento dos Andes na região. A malha irregular usada para discretizar a superfície, que representa uma área de 5469×3500 km², é composta por 126×81 pontos que estão distribuídos homogeneamente sobre o domínio modelado. Sendo assim, o espaçamento entre os pontos da malha representa uma distância de aproximadamente 44 km na superfície terrestre. Para criar a topografia inicial dos cenários $H_i(x, y)$, foram seguidos os seguintes passos:

1. Inicialmente, cada ponto da malha foi associado a um valor correspondente de latitude e longitude. Para isso, considerou-se que o vértice esquerdo inferior da malha representa as coordenadas geográficas 81°W , 15°S e adotou-se a aproximação de que 1° equivale a 111 km, que é razoável para baixas latitudes;
2. Após cada ponto da malha estar associado a uma coordenada geográfica, utilizou-se o modelo ETOPO 1 (Amante e Eakins, 2009) para se extrair um valor de topografia para cada ponto da malha. Nessa etapa, cada ponto da malha recebeu o valor de topografia do ponto no modelo ETOPO 1 que tem posição mais próxima do ponto da malha. Ao final desse passo, obtém-se uma malha com valores de topografia extraídos do modelo ETOPO 1, porém, sub-discretizada em relação à esse modelo;
3. Todos os pontos da malha com topografia acima de zero têm a topografia modificada para 20 m, com exceção dos pontos que pertencem à região que representa o Escudos das Guianas e o Escudo do Brasil-Central (regiões delimitas pelas curvas de cor preta na Figura 3.4). Após essa etapa, a malha passa a representar um continente contendo apenas os dois escudos e uma grande planície horizontal, que se estende inclusive sobre a região da Cordilheira dos Andes;
4. Nos pontos da malha pertencentes as regiões cratônicas, foi adicionado um acréscimo na topografia de 150 m para compensar a erosão e subsidência dinâmica acumuladas durante a simulação nessas regiões.

5. Em alguns conjuntos de cenários foi adicionada uma inclinação continental com mergulho para oeste na topografia inicial das regiões continentais (Conjuntos 2 e 3, Tabela 3.6.1). Para isso, cada ponto da malha recebeu um acréscimo ΔH_{tilt} no valor de sua topografia, calculado de acordo com a Equação 3.26

$$\Delta H_{tilt} = I(3500 - x_i); \quad (3.26)$$

onde I é o gradiente de inclinação continental inicial considerado em cada cenário e x_i é a posição horizontal do ponto da malha, dada em quilômetros.

O cenário inicial construído seguindo-se os passos enumerados anteriormente é mostrado na Figura 3.4. Diferentemente dos cenários iniciais usados em Sacek (2014) e Bicudo (2017), não foi adicionado um alto topográfico no meio do continente para representar o Alto de Purus. Dessa forma, no início das simulações, não há nenhuma barreira que impeça o fluxo de drenagem entre os escudos na direção leste-oeste.

3.6.1 Configuração dos parâmetros iniciais dos experimentos numéricos

Conjuntos de experimentos 1, 2 e 3

Nos conjuntos de experimentos de 1 a 3, que foram publicados em Bicudo et al. (2020), foram realizados 54 experimentos numéricos de simulação da evolução da paisagem no norte da América do Sul, desde 40 Ma até o presente, testando-se faixas de valores para diferentes parâmetros do modelo.

Nesses conjuntos de experimento, três parâmetros foram variados entre os diferentes cenários testados, que são: (1) o gradiente da inclinação continental inicial; (2) a contribuição e amplitude da topografia dinâmica; e (3) o fator de escala que controla a taxa de espessamento crustal no orógeno U , que pode variar ou não durante a simulação. O aumento de U durante a simulação visa simular um pulso de orogenia, elemento que foi incorporado ao modelo numérico em Bicudo (2017).

Os valores dos parâmetros do modelo numérico que não variam entre as diferentes simulações são mostrados na Tabela 3.1. Os valores de k_{or} e U foram ajustados para corresponder a estimativas de paleoaltitude para a região dos Andes Centrais (Garziona et al., 2008; Fiorella et al., 2015, ver Tabela 3.1 e Figura 4.8). Na Figura 3.4, são mostradas as taxas de espessamento crustal na região que representa os Andes, usadas nas simulações

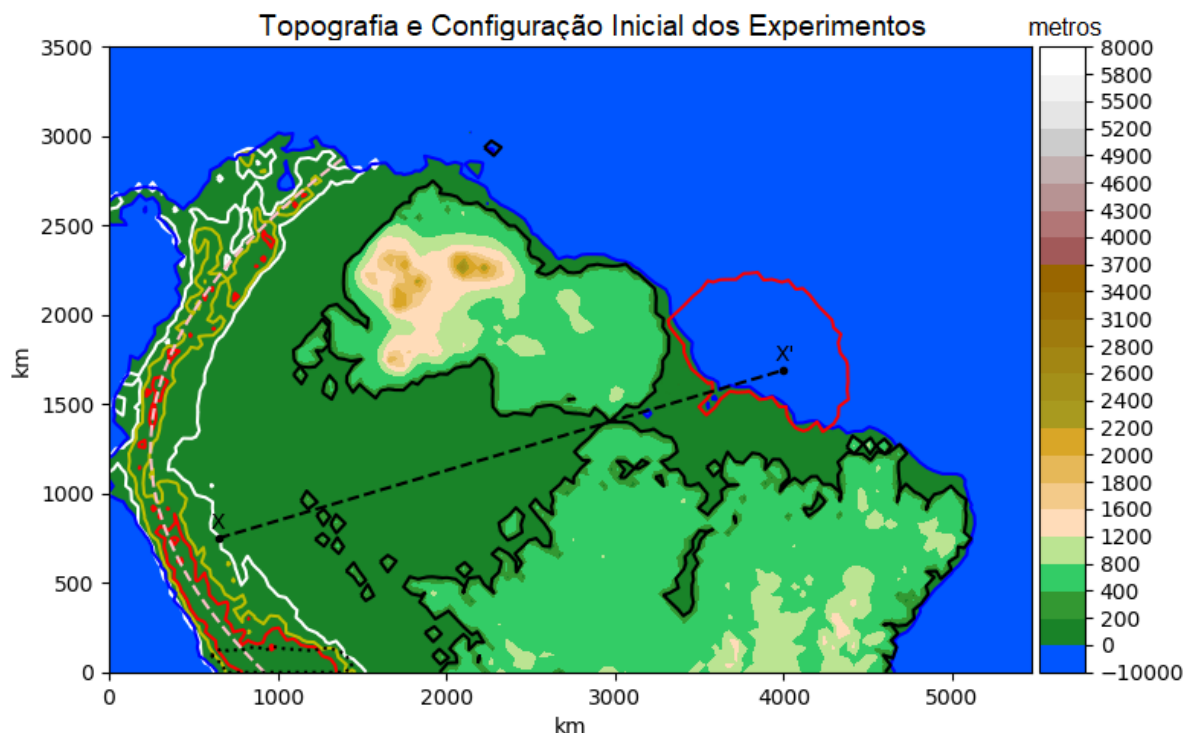


Figura 3.4: Topografia e configuração inicial das simulações numéricas. As cores indicam a topografia inicial. A linha preta contínua mostra os limites das regiões que correspondem aos escudos das Guianas e do Brasil-Central ou Guaporé. Nessas regiões as rochas são mais resistentes à erosão. As linhas branca, amarela e vermelha mostram as regiões onde as taxas de espessamento crustal (válidas para $U=100\%$) são de 40 m/Ma, 280 m/Ma e 560 m/Ma, respectivamente. A linha tracejada parabólica de cor rosa que passa sobre a região andina separa a região continental com baixo valor de T_e (a oeste linha), quando comparado com o valor de T_e para as outras regiões do continente (a leste da linha). Essa parábola também foi usada para se transladar os valores de topografia dinâmica calculados em Shephard et al. (2010) sobre o equador para outras latitudes, criando assim um mapa de topografia dinâmica para a região. A linha preta tracejada mostra a direção dos perfis estratigráficos apresentados na Figura 4.4. A linha preta pontilhada limita a região usada para calcular a altitude média andina na região do Platô da Bolívia, que é mostrado na Figura 4.8. A curva vermelha na região do Atlântico delimita a região usada para se calcular a taxa de sedimentação média na Foz do Rio Amazonas, mostrada na Figura 4.7

numéricas. As curvas de cores branca, amarela, e vermelha, são regiões onde as taxas de espessamento crustal são 40 m/Ma, 280 m/Ma e 560 m/Ma, respectivamente. Esses valores são válidos quando $U = 100\%$.

Para simular as variações nas taxas de erosão para os diferentes tipos de rochas, foram configurados diferentes valores do parâmetro comprimento de escala de erosão l , que controla a erodibilidade das rochas. Quanto menor o valor desse parâmetro menor a resistência do material à erosão. A região do modelo que representa os escudos tem $l_{shields} = 4000$ km, as rochas do embasamento tem $l_{basement} = 800$ km e os sedimentos tem $l_s = 200$ m. Na Figura 3.4, as curvas pretas delimitam a região em que é usado $l_{shields} = 4000$ km.

O valor do parâmetro T_e foi configurado com base em trabalhos que calcularam o valor desse parâmetro para a região modelada (Stewart e Watts, 1997; Tassara et al., 2007; Sacek e Ussami, 2009). Esses trabalhos mostram que na região norte da América do Sul, o valor do parâmetro T_e sofre um aumento de oeste para leste, variando de 15 km na região do oeste andino para mais 70 km na região das bacias de ante-país. Nos cenários simulados no presente trabalho, a região que representa o oeste dos Andes e a região dos oceanos têm $T_e = 15$ km, o restante da região continental tem $T_e = 70$ km. A curva rosa sobre os Andes na Figura 3.4 separa as regiões do continente com diferentes valores de T_e .

Gradiente da inclinação continental inicial

Os experimentos numéricos foram divididos em três conjuntos, nos quais os experimentos possuem a mesma inclinação topográfica: (1) o conjunto 1 contém os cenários sem inclinação continental inicial, (2) o conjunto 2 contém os cenários com gradiente de inclinação continental inicial $I = 1$ m/400 km (Equação 3.26), e (3) O conjunto 3 contém os experimentos onde o gradiente de inclinação continental inicial $I = 1$ m/100 km (ver Tabela 3.6.1).

A contribuição da topografia dinâmica

Para cada conjunto de experimentos numéricos, os cenários foram divididos em dois subconjuntos, de forma que em cada subconjunto foi incorporada uma contribuição de topografia dinâmica diferente.

As contribuições de topografia dinâmica incorporadas em cada subconjunto foram extraídas de trabalhos que modelaram a dinâmica mantélica sob o continente Sul Americano usando diferentes abordagens (Shephard et al., 2010; Flament et al., 2015). Em Shephard et al. (2010) é usado um modelo numérico reverso no tempo para determinar o comportamento do manto em resposta à subducção da placa de Nazca sob a América do Sul nos últimos 40 M.a. Para determinar as condições atuais de densidade e temperatura do manto, Shephard et al. (2010) usam resultados de tomografia sísmica de ondas-S sob o continente. De acordo com Eakin et al. (2014), essa abordagem não é capaz de determinar corretamente as variações latitudinais no ângulo de subducção da Placa de Nazca e também superestima regiões de alta densidade no manto inferior. As diferenças entre as contribuições calculadas em Shephard et al. (2010) e Flament et al. (2015) são significativas no período entre 40 Ma e 20 Ma. Esse período corresponde aos primeiros 20 milhões de

anos das simulações numéricas realizadas no presente trabalho.

Na Figura 1.1b-e, são mostrados gráficos onde as curvas representam essas duas contribuições de topografia dinâmica sobre a linha do Equador, entre as longitudes 79°W e 63°W (Perfil AB representado como uma reta vermelha na Figura 1.1a): (1) as curvas vermelhas mostram a contribuição de topografia dinâmica calculada por Flament et al. (2015); as curvas azuis mostram a contribuição da topografia dinâmica calculada em Shephard et al. (2010).

Na Figura 1.1b, é possível observar que Shephard et al. (2010) calcula uma maior taxa de subsidência devido a topografia dinâmica no oeste amazônico em relação ao leste, enquanto que para Flament et al. (2015) esse padrão é invertido. A subsidência acumulada entre 40 e 30 Ma, calculada em Shephard et al. (2010), chega até a 300 m na região do *foredeep* das bacias de ante-pais, o que representa uma taxa de até 30 m/Ma. Já em Flament et al. (2015), as taxas chegam a 40 m/Ma no leste amazônico durante o mesmo período, com menores taxas para oeste.

Ao longo do período simulado, em Shephard et al. (2010) é mostrado que essa subsidência dinâmica se propaga para o leste amazônico, acompanhada de um soerguimento dinâmico que se propaga na região andina e sub-andina (curvas azuis na Figura 1.1b-e). Entre 10 Ma e o presente (Figura 1.1e), a subsidência dinâmica calculada em Shephard et al. (2010) tem maiores taxa no leste amazônico, enquanto que o *foredeep* passa por um soerguimento dinâmico. Já no trabalho de Flament et al. (2015) a subsidência dinâmica calculada tem sempre as maiores taxas no leste amazônico (curvas vermelho na Figura 1.1b-e). Para os últimos 10 Ma (Figura 1.1e), a contribuição de topografia dinâmica acumulada calculadas em Shephard et al. (2010) e Flament et al. (2015) tem forma semelhante sobre a linha do Equador, porém, Flament et al. (2015) calcula um soerguimento dinâmico em praticamente toda a Amazônia, com maiores taxas sobre a região dos Andes, diminuindo para leste.

Dois mapas de taxa de variação de topografia dinâmica $h_{dyn}(x, y, t)$ foram construídos para a malha de pontos utilizada. Para construir os mapas de variação de topografia dinâmica baseado nos valores calculados em Shephard et al. (2010), os valores de topografia dinâmica para a Linha do Equador (Figura 1.1b-e) foram transladados para outras latitudes com um deslocamento longitudinal no perfil. O deslocamento longitudinal é calculado de forma que o perfil acompanhe a parábola representada em cor rosa na Fi-

gura 3.4. O mapa de topografia dinâmica calculado em Flament et al. (2015) foi extraído da página da web “<https://www.earthbyte.org/influence-of-subduction-history-on-south-american-topography/>”.

Foram testadas diferentes amplitudes para essas contribuições da topografia dinâmica acima citadas. Para isso, em cada subconjunto de cenários, a amplitude da topografia dinâmica foi multiplicada por diferentes valores do parâmetro U_{dyn} . Conforme mostrado na Tabela 3.6.1, nos diferentes cenários, o parâmetro U_{dyn} pode assumir os seguintes valores: 150%, 100%, 50%, 20% e 0% (i.e. sem topografia dinâmica).

Pulso de soerguimento nos Andes

Em metade das simulações a taxa de espessamento crustal é constante durante toda a simulação, de forma que o parâmetro U é mantido em 100% desde o início dessas simulações.

Na outra metade dos experimentos, com o intuito de simular os efeitos de um pulso de soerguimento na cordilheira, incorporou-se um aumento de quatro vezes na amplitude da taxa de espessamento crustal da região andina.

Isso foi feito de seguinte forma: para cada experimento numérico, configurado com os parâmetros citados nas seções anteriores, foi criada uma cópia com exatamente os mesmos valores de parâmetros, porém, em que a taxa de espessamento crustal nos Andes U aumenta de $U_{Inicial} = 25\%$ para $U_{Final} = 100\%$, 10 milhões de anos após o início das simulações (aos 30 Ma). Após esse intervalo de tempo, o valor do parâmetro U é mantido em 100% durante toda a simulação.

Conjunto 4 de experimentos numéricos

O Conjunto 4 de experimentos foi publicado no trabalho de Bicudo et al. (2019), e teve como intuito observar as implicações da evolução da paisagem obtidas através das simulações numéricas na distribuição dos habitats de primeira ordem na Amazônia desde 30 M.a. até o presente. Três experimentos numéricos foram realizados nesse conjunto de experimentos, que no presente trabalho são chamados de Modelos 7, 8 e 9. O cenário inicial dessas simulações foi criado usando-se os procedimentos descritos na seção 3.6. Nessas simulações, o gradiente da topográfico inicial no continente é $I = 1 \text{ m}/60 \text{ m}$. Os valores

Tabela 3.1 - Parâmetros do modelo que foram mantidos fixos em todas as simulações.

Processo	Parâmetro	Descrição	Valor
Orogenia	k_{or}	Razão entre a taxa de espessamento crustal e a topografia moderna dos Andes	$0.18 [10^6 \text{anos}]^{-1}$
	T_e	Espessura elástica efetiva da litosfera	-continente: 70 km -oceano + oeste andino: 15 km
Flexura e Isostasia	ρ_m	Densidade das rochas do manto	3300 kg/m^3
	ρ_c	Densidade da crosta e dos sedimentos	2700 kg/m^3
	ρ_w	Densidade da água	1030 kg/m^3
	E	Módulo de Young	10^{11} N/m^2
	ν	Razão de Poisson	0.25
Processos superficiais e precipitação	k_m	Difusividade do transporte marinho	$1000 \text{ m}^2/\text{ano}$
	k_f	Coefficiente para o transporte	0.08
	$l_{shields}$	comprimento da escala de erosão dos escudos cristalinos (controla a erodibilidade na região dos escudos)	4000 km
	$l_{basement}$	Comprimento da escala de erosão do embasamento	800 km
	l_s	Comprimento da escala de erosão para os sedimentos	200 m
	v_R	Precipitação	2 m/ano

dos outros parâmetros utilizados nesse conjunto de experimentos são os mesmos dos três conjuntos de experimentos anteriores (Tabela 3.1), com exceção do parâmetro $l_{basement}$ para os Modelos 7 e 8, no quais esse parâmetro tem valor $l_{basement} = 600 \text{ km}$. Dessa forma, as rochas do embasamento são menos resistentes à erosão do que nos outros cenários simulados. No Modelo 9, o parâmetro $l_{basement} = 800 \text{ km}$ as rochas do embasamento são mais resistentes à erosão, o que significa que menos sedimento é produzido na cordilheira andina. O Modelo 7 não tem o processo de topografia dinâmica incorporado. O Modelo 8 tem os mesmos valores dos parâmetros do Modelo 7 mas com a contribuição de topografia dinâmica incorporada calculada por Flament et al. (2015), a partir de 30 Ma. O Modelo 9, tem uma maior taxa de erodibilidade das rochas do embasamento que os outros

Tabela 3.2 - Parâmetros que variaram entre os diferentes experimentos numéricos realizados. Cada conjunto de experimento contém 18 simulações numéricas. Os experimentos foram criados combinando-se os parâmetros de cada linha da seguinte tabela. Os Modelos de 1 a 6 mostrados nas Figura 4.1 e 4.2 pertencem ao Conjunto 2.

Inclinação inicial do Continente				
Conjunto 1: Sem inclinação continental		Conjunto 2: 1m/400km		Conjunto 3: 1m/100km
Topografia dinâmica				
Subconjunto 1: Flament et al. (2015)			Subconjunto 2: Shephard et al. (2010)	
Magnitude da topografia dinâmica (U_{dyn})				
150 %	100 %	50 %	20 %	0% (sem topografia dinâmica)
Magnitude do soerguimento andino				
U variando em 30 Ma: $U_{Inicial}=25\%$ $U_{Final}=100\%$			U constante: $U=100\%$	

modelos ($l_{basement} = 600$ km), e com exceção desse parâmetro, tem os mesmos valores dos parâmetros do Modelo 8.

Resultados

Esse capítulo foi dividido em três seções: (1) na seção 4.1 estão descritos os resultados de experimentos publicados em Bicudo et al. (2020), que têm como objetivo analisar a contribuição da topografia dinâmica na evolução da paisagem na Amazônia; (2) na seção 4.2 estão descritos os resultados de três simulações numéricas publicadas em Bicudo et al. (2019), em que foi explorada a relação entre a influência da evolução da paisagem e dos habitats na Amazônia; (3) na seção 4.3 encontra-se a discussão dos resultados apresentados nas seções anteriores.

4.1 O papel da topografia dinâmica na evolução da paisagem na Amazônia

O principal objetivo dos três conjuntos de experimentos numéricos descritos nessa seção é avaliar a influência da incorporação da topografia dinâmica na evolução da paisagem da região norte da América do Sul desde 40 Ma até o presente. As configurações iniciais desses três conjuntos de experimentos estão na seção 3.6.1. Os resultados de seis simulações (Modelos 1-6), pertencentes ao Conjunto 2, serão usados como representativos de todas as outras simulações e serão descritos nos próximos parágrafos. Essa escolha foi feita pois os principais processos e eventos relativos à evolução da paisagem que ocorrem nessas seis simulações, também ocorrem na maioria dos outros experimentos numéricos. Os instantes dos eventos descritos nos próximos parágrafos variam entre as diferentes simulações e dependem dos parâmetros escolhidos em cada cenário. Em algumas simulações a combinação de parâmetros gera eventos peculiares que serão devidamente apontados.

Na Figura 4.1 são mostrados os resultados das evoluções da topografia e do padrão

de drenagem para três cenários numéricos diferentes, denominados Modelo 1, Modelo 2 e Modelo 3. No Modelo 1 (Figura 4.1a) não foi incorporada a topografia dinâmica. Nos Modelos 2 e 3, as contribuições de topografia dinâmica consideradas foram extraídas de Flament et al. (2015) e Shephard et al. (2010), respectivamente. A fim de simular um pulso de soerguimento na cordilheira, nos Modelos 1 a 3 foi incorporado um aumento de quatro vezes na taxa de espessamento crustal da região andina aos 30 Ma ($U = 25\%$ para 100%). Já os Modelos 4 a 6 possuem taxa de espessamento crustal na região andina constante ($U = 100\%$). Com exceção da taxa de espessamento crustal, os Modelos 4, 5 e 6 têm as mesmas configurações dos Modelos 1, 2 e 3, respectivamente.

4.1.1 O início das simulações: da Amazônia para o Pacífico

Experimentos com inclinação inicial no continente

Nos experimentos numéricos pertencentes aos Conjuntos 2 e 3, nos quais foi incorporada uma inclinação inicial para oeste no continente Sul-Americano, observa-se no início das simulações um sistema de drenagem essencialmente fluvial na região da Amazônia Central e Ocidental. Os afluentes desse sistema de drenagem dendrítico têm origem nos escudos, nas planícies da Amazônia Central e na ombreira flexural em desenvolvimento. Nessa etapa inicial desses experimentos, os canais desse sistema de drenagem têm fluxo predominantemente de leste para oeste, levando águas e sedimentos de origem Amazônica até o Oceano Pacífico. Nas Figuras 4.1 e 4.2, nas imagens que mostram as simulações em 35 Ma, é possível visualizar esse padrão de drenagem com sentido contrário ao atual na Amazônia Central e Ocidental. Para desaguar no Oceano Pacífico, um canal atravessa a proto-cordilheira na região que corresponde à atual parte sul do Equador. Com o contínuo soerguimento da cordilheira, o canal para o Pacífico é bloqueado e esse sistema de drenagem passa a desaguar a norte, no Mar do Caribe (Figuras 4.1 e 4.2, aos 25 Ma).

Nos primeiros milhões de anos das simulações, o limite leste da bacia hidrográfica que ocupa a Amazônia Central e Ocidental é um divisor de drenagem que se forma na região onde os escudos das Guianas e do Brasil-Central estão mais próximos. A leste desse divisor de drenagem, os canais com origem no extremo leste do Escudo das Guianas e norte do Escudo do Brasil-Central compõem um sistema de drenagem fluvial com fluxo predominantemente para nordeste, menor em área, e que deságua no oceano Atlântico,

próximo à região da atual Foz do Rio Amazonas.

A partir de 35 Ma, os cenários com diferentes mapas e amplitudes de topografia dinâmica passam a ter diferenças significativas. Nos experimentos em que a topografia dinâmica foi incorporada, a subsidência dinâmica na Amazônia promove o aparecimento de uma zona alagada inicialmente na região do *foredeep* da bacia de antepaís, mas que logo passa ocupar parte da Amazônia Central, a leste da ombreira flexural. Nos Modelos 2 e 5 (Figuras 4.1b e 4.2b, respectivamente), que têm a contribuição de topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015), aos 35 Ma uma grande zona alagada ocupa a região do *foredeep* do Sul do Peru e Norte da Bolívia. Nos Modelos 3 e 6, no qual foi considerada a contribuição da topografia dinâmica extraída de Shephard et al. (2010), aos 35 Ma, a zona alagada estende-se por praticamente todo o *foredeep*, tendo conexão com o mar do Caribe. No Modelo 3, a subsidência dinâmica faz com que a ombreira flexural fique com praticamente toda sua área submersa (Figuras 4.1c aos 35 Ma). Já no Modelo 6, devido à maior taxa de espessamento crustal na região andina, a ombreira flexural sofre maior soerguimento nos primeiros milhões de anos de simulação, permanecendo emersa aos 35 Ma (Figuras 4.2c aos 35 Ma). Nos Modelos 1 e 4, que não têm a incorporação da topografia dinâmica, a zona alagada tem área menor e fica restrita à região do *foredeep* 4.1a e 4.2a, aos 35 Ma).

Experimentos com o continente inicialmente plano-horizontal

Nos experimentos pertencentes ao Conjunto 1, em que o continente é inicialmente plano-horizontal, quando consideramos a contribuição de topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015), a maior parte da região da Amazônia Central, a leste da ombreira flexural, é ocupada por uma zona alagada que drena para o Oceano Atlântico através de um canal que passa entre os Escudos das Guianas e do Brasil-Central (Figura 4.3, aos 38 Ma e 37 Ma). Nesses experimentos, a subsidência no *foredeep* e o soerguimento da ombreira flexural direcionam a drenagem dos rios com origem na região andina para o Caribe, evitando que sedimentos com origem andina cheguem ao Oceano Atlântico no início da simulação. Mesmo nesses experimentos, forma-se um divisor de drenagem entre os Escudo das Guianas e Escudo do Brasil-Central nos primeiros 5 milhões de anos das simulações. Na Figura 4.3, aos 36 Ma, esse divisor de drenagem é destacado por uma reta vermelha. Nesse momento, a drenagem na Amazônia Central passa a ser para sudoeste,

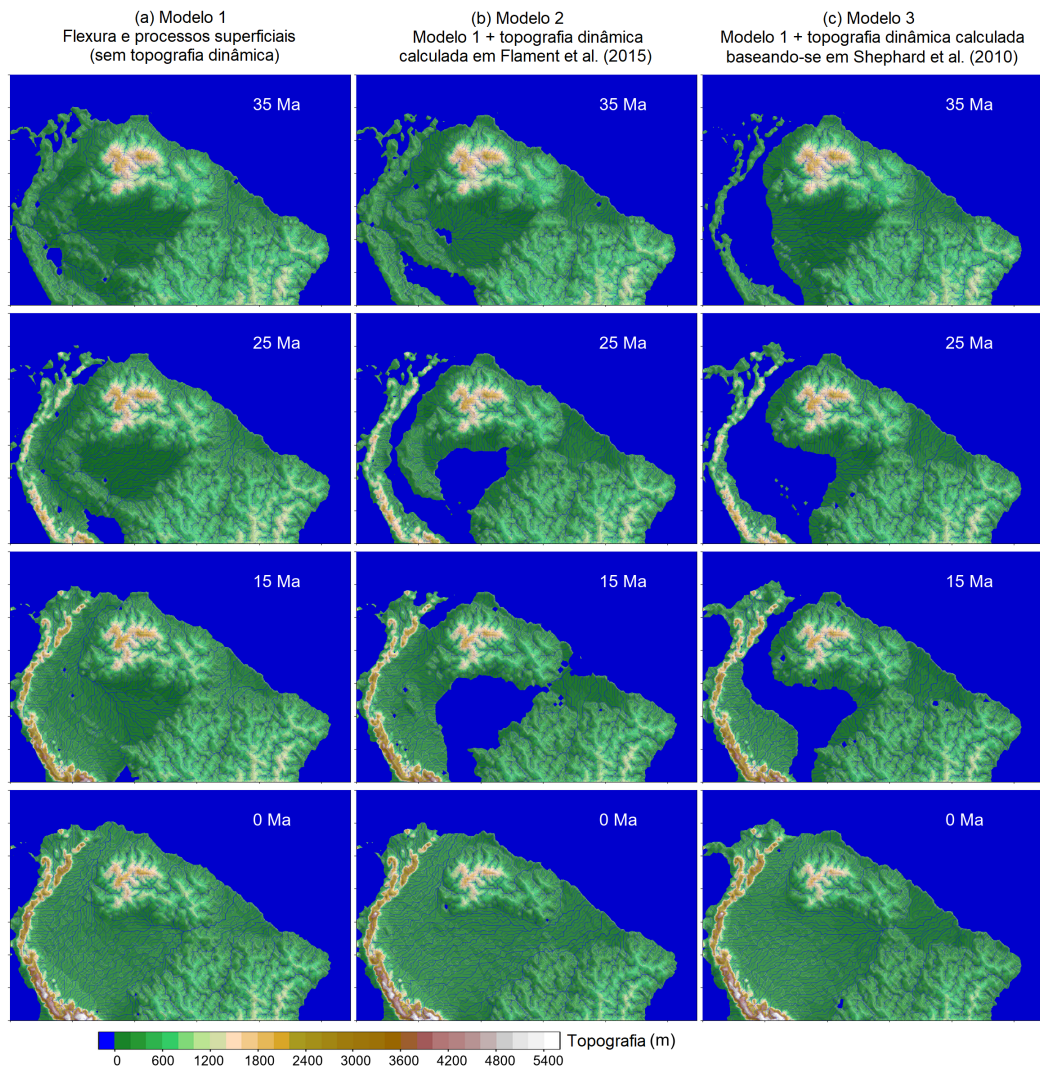


Figura 4.1: Topografia e padrão de drenagem para três diferentes simulações pertencentes ao Conjunto 2, em diferentes idades (35 Ma, 25 Ma, 15 Ma e o presente). A área representada nas figuras tem dimensão $5470 \times 3500 \text{ km}^2$. As três simulações mostradas têm as mesmas configurações de parâmetros do modelo, com exceção da contribuição de topografia dinâmica usada. No Modelo 1 (item a), o modelo controle do Conjunto 2, somente flexura e isostasia foram considerados. No Modelo 2 (item b), a contribuição de topografia dinâmica calculada em Flament et al. (2015) foi considerada. No Modelo 3 (item c), foi incorporada a contribuição de topografia dinâmica calculada com base em Shephard et al. (2010). Nesses modelos o início das simulações se dá a 40 Ma. A taxa de espessamento crustal nessas simulações sofre um aumento de 4 vezes em 30 Ma, passando de $U_{Inicial} = 25\%$ para $U_{Final} = 100\%$.

convergindo em um canal que atravessa a parte sul da ombreira flexural e deságua em uma zona alagada que ocorre no *foredeep*. Essa zona alagada drena para o Mar do Caribe através de um canal que percorre o *foredeep* (Figura 4.3, aos 36 Ma). A partir de então, os experimentos numéricos do Conjunto 1 passam a ter evolução semelhante aos experimentos numéricos pertencentes aos outros dois conjuntos.

A evolução da paisagem na Amazônia foi dividida em três fases, com base no padrão

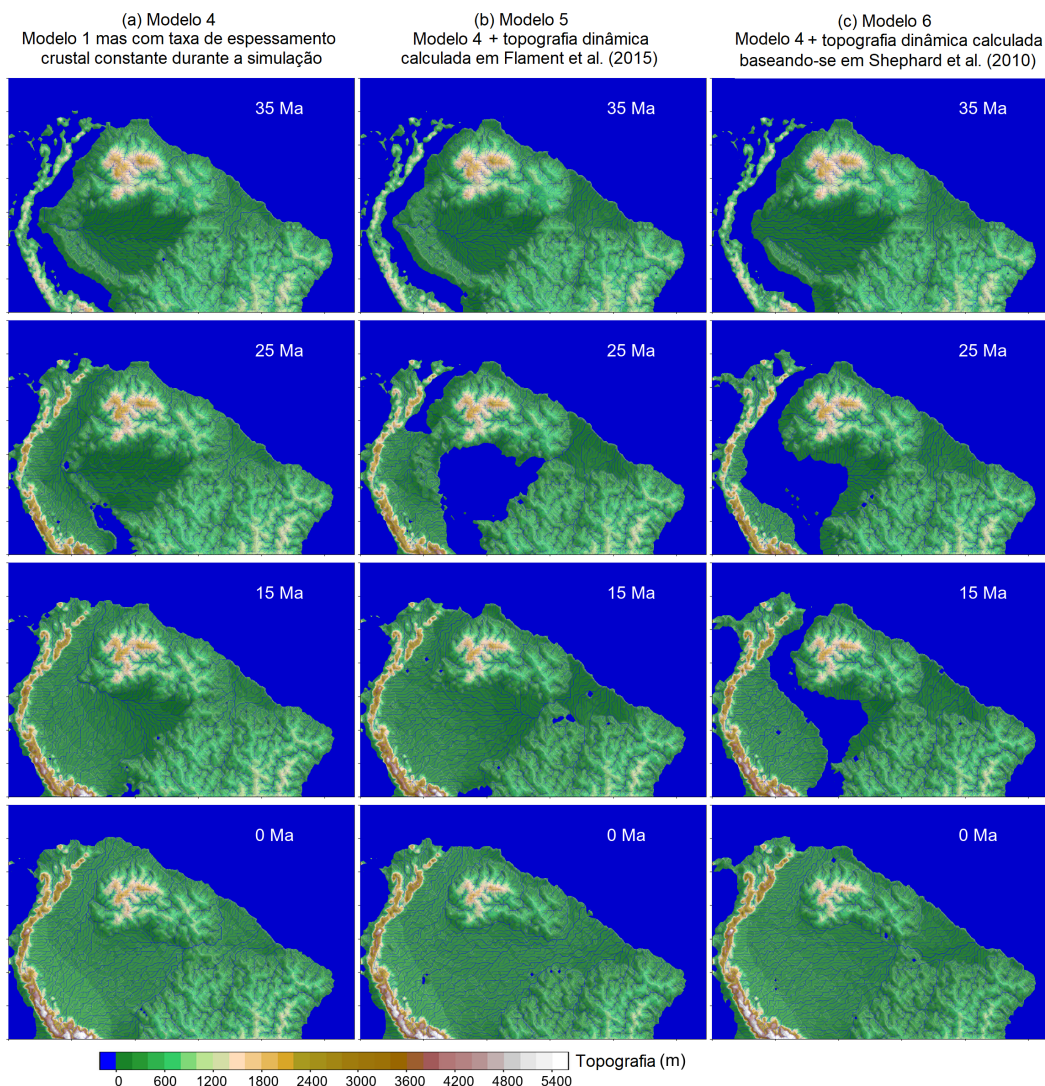


Figura 4.2: O mesmo da Figura 4.1 para os Modelos 4 (item a), 5 (item b) e 6 (item c), que têm os mesmos parâmetros dos Modelos 1, 2 e 3, respectivamente, com exceção do fator de escalada da taxa de espessamento crustal U , que é mantido constante em 100% durante as simulações.

de drenagem e deposição sedimentar observado nos resultados das simulações numéricas. Em Bicudo (2017) essa divisão já tinha sido estabelecida. Nas próximas subseções serão descritas essas três fases das simulações.

4.1.2 Fase 1: preenchimento da bacia de antepaís

A partir do início das simulações numérica, inicia-se também o espessamento crustal na região andina e a consequente subsidência flexural no *foredeep* da bacia de antepaís adjacente. Nas Figuras 4.5 e 4.6 são apresentadas as taxas de sedimentação média nos Modelos de 1 a 6, em toneladas por ano, para as diferentes bacias sedimentares da região

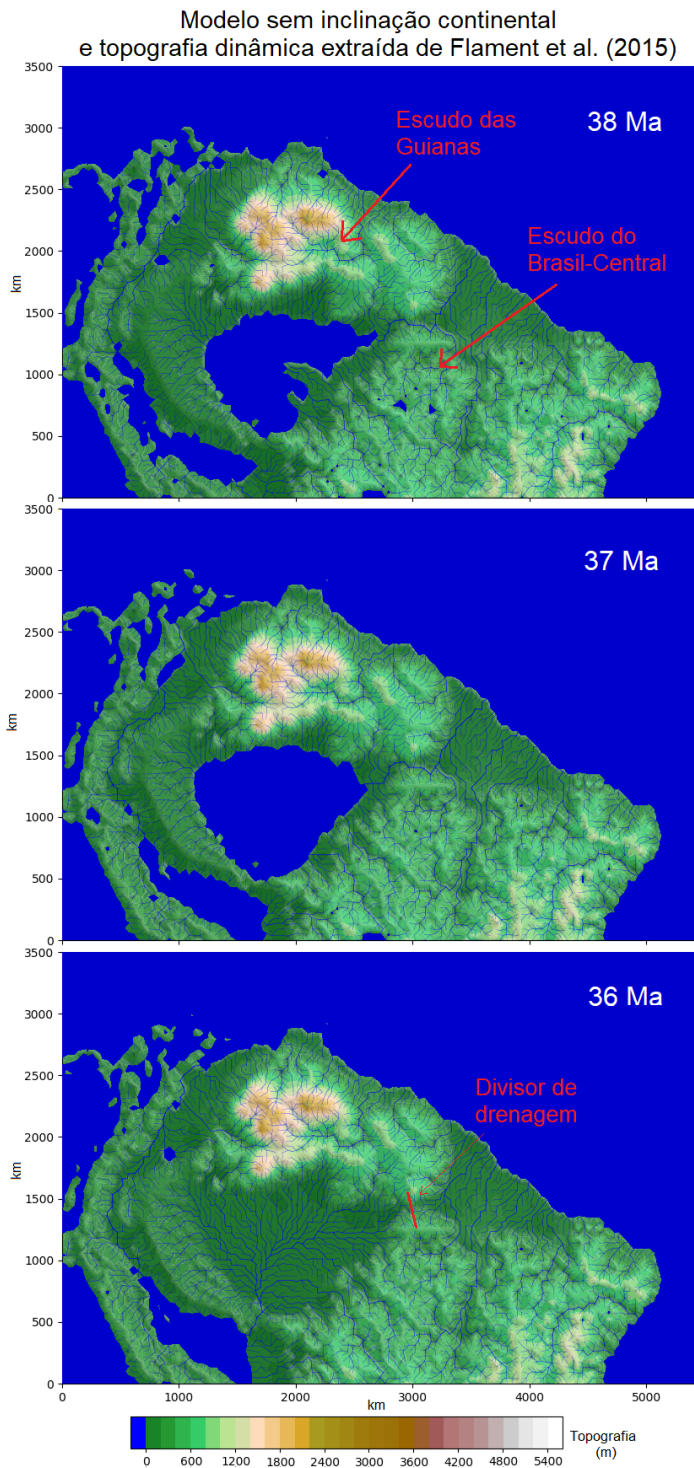


Figura 4.3: Topografia e padrão de drenagem para o modelo pertencente ao Conjunto 1 (sem inclinação continental), com topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015) e taxa de soerguimento variável em 30 Ma. A reta vermelha na imagem de 36 Ma mostra a região entre os escudos em que forma-se o divisor de drenagem que separa os sistemas de drenagem da Amazônia Central e Amazônia Oriental.

modelada. Observa-se que nos Modelos 4, 5 e 6 (Figura 4.6), que têm maior taxa de espessamento crustal na região andina no início das simulações, também apresentam maiores

taxas de sedimentação na bacia de antepaís durante os 5 primeiros milhões de anos de simulação, quando comparadas com os Modelos 1, 2 e 3. Adicionalmente, a área alagada na região do *foredeep* durante esse período também é maior nos Modelos 4, 5 e 6 (Figura 4.7). Nos Modelos 1, 2 e 3, aos 30 Ma, momento em que a taxa de espessamento crustal é quadruplicada e passa a ter o mesmo valor da taxa adotada nos Modelos 4 a 6, observa-se um aumento na taxa de sedimentação na bacia de antepaís (Figura 4.5), e na área da zona alagada na região do *foredeep* (Figura 4.7a-c).

Outro efeito flexural possível de ser visualizado nas simulações é o soerguimento da ombreira flexural, resultado da carga da cordilheira adjacente. Nos primeiros 15 milhões de anos de simulação, esse alto no embasamento limita os canais com origem andina à região do *foredeep*. Os rios com origem andina, ficando restritos à região oeste da ombreira flexural, depositam os sedimentos andinos na bacia de antepaís. No Modelo 1, sem topografia dinâmica, os rios com origem andina deságuam em um canal axial que corre na região do *foredeep*, paralelamente à cordilheira e com fluxo no sentido norte, em direção ao Mar do Caribe (Figura 4.1a, 25 Ma). Nos Modelos 2, 3, 5 e 6 esse canal axial dá lugar a uma grande zona alagada que ocupa praticamente todo o *foredeep*. A depender da contribuição da topografia dinâmica considerada, essa zona alagada é limitada pela ombreira flexural (Figuras 4.1b-c e 4.2a-c, aos 25 Ma). Em alguns cenários, a subsidência acumulada é capaz de deixar a ombreira flexural praticamente submersa (Figuras 4.1c e 4.2c, aos 25 Ma). O aumento da topografia e do relevo andino durante esse período faz com que o aporte sedimentar proveniente da cordilheira na bacia de antepaís aumente até aproximadamente 25 Ma. Entre 35 e 25 Ma, à medida em que a deposição ocorre no *foredeep*, a cunha sedimentar com origem andina se propaga de oeste para leste nessa região, dando fim à zona alagada que existia ali até então. A carga sedimentar no *foredeep* desloca a ombreira flexural para leste, como é possível observar nas Figuras 4.4a-d, para o Modelo 2. Na Figura 4.4 é apresentada a evolução estratigráfica para o Modelo 2 ao longo de um perfil que atravessa o continente de oeste para leste, desde a região da bacia de antepaís até a Foz do Amazonas. Com o contínuo aporte sedimentar andino no *foredeep*, a ombreira flexural é soterrada. No Modelo 2, esse evento ocorre entre 20 Ma e 15 Ma (Figura 4.4d-e). Na Figura 4.10a-f é apresentada a evolução estratigráfica para o Modelo 4, no qual o preenchimento da bacia de antepaís ocorre entre 25 Ma e 20 Ma (Figura 4.10c-d). Após o preenchimento da bacia de antepaís, a cunha sedimentar avança no sentido do continente,

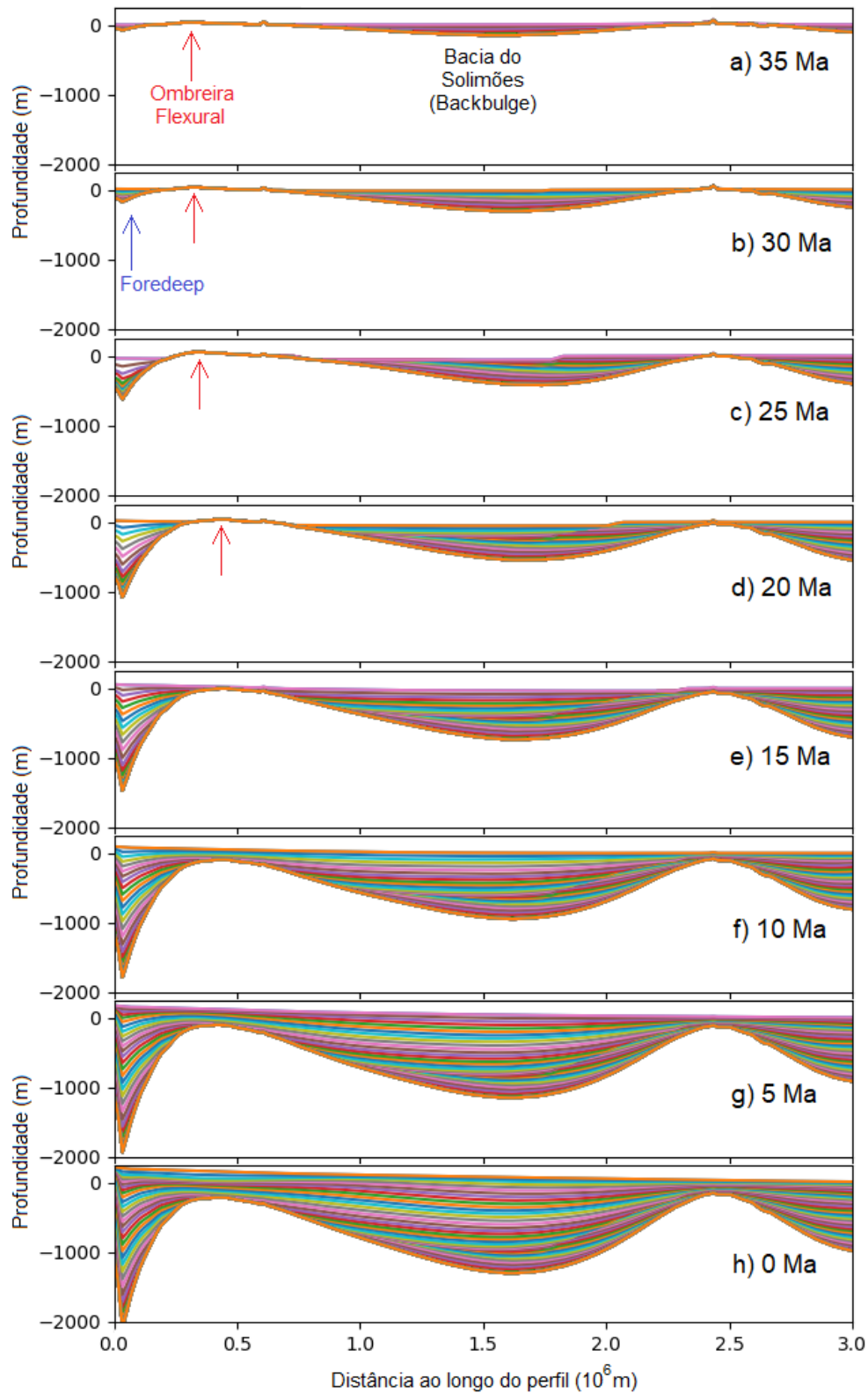


Figura 4.4: Perfil estratigráfico ao longo da direção X-X' (reta tracejada da Figura 3.4

chegando à região da Amazônia Central. Dessa forma, os sedimentos andinos começam a ser depositados também na região da Bacia do Solimões.

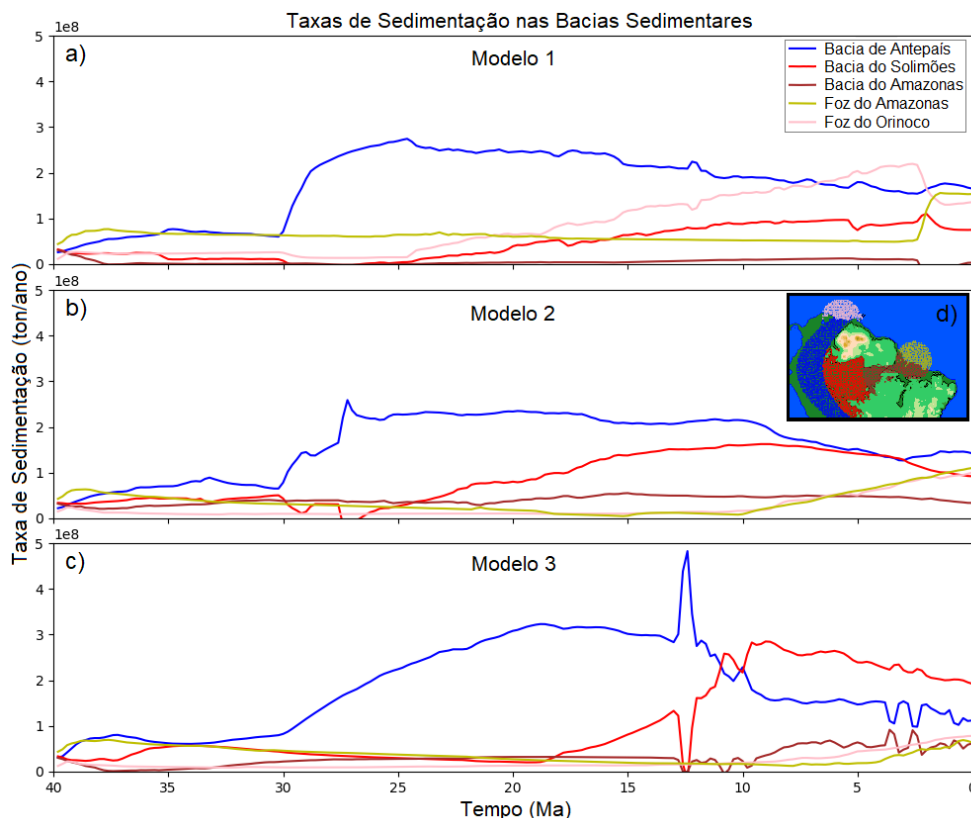


Figura 4.5: Taxas de sedimentação média, em 10^8 ton/ano, nas diferentes bacias sedimentares da região para os Modelos 1 (a), 2 (b) e 3 (c). O item (d) mostra a região do modelo que foi considerada para cada Bacia. A região azul representa a bacia de antepaís andina, a região vermelha a Bacia do Solimões, a região marrom a Bacia do Amazonas, a região amarela a Foz do Amazonas e a região rosa a Foz do Orinoco.

4.1.3 Fase 2: preenchimento das bacias intra-cratônicas

Nas simulações, com o preenchimento da bacia de antepaís, os canais originários na cordilheira passam a atravessar a região do *foredeep* quase que perpendicularmente à cordilheira, levando água e sedimentos até as planícies da Amazônia Central. Essa configuração nos experimentos pode ser visualizada nas Figuras 4.1 e 4.2 aos 15 Ma. Nos Modelos 1 e 4 (Figuras 4.1a e 4.2a), aos 15 Ma, observa-se um sistema de drenagem fluvial na Amazônia Central, composto por um canal axial que trunca os rios com origem andina e cratônica, direcionando as águas e sedimentos para noroeste, contornando a parte oeste do Escudo das Guianas e desaguando no Mar do Caribe. Já nos modelos com topografia dinâmica, esse canal axial dá lugar a uma zona alagada que ocupa grande parte da Amazônia Central (Figuras 4.1b-c e 4.2b-c, aos 15 Ma). A área e a posição geográfica da região alagada na Amazônia Ocidental e Central varia entre as diferentes simulações. No entanto, de maneira

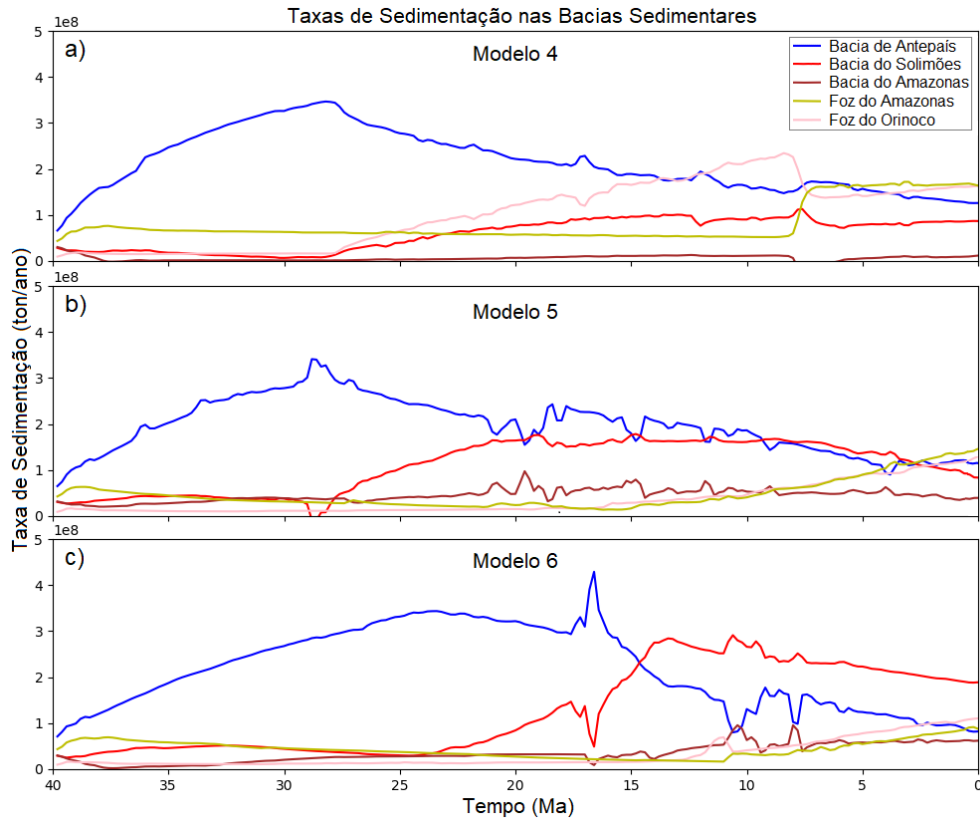


Figura 4.6: O mesmo da Figura 4.5 para os Modelos 4 (a), 5 (b) e 6 (c). As regiões das bacias sedimentares consideradas para o cálculo da taxa de sedimentação estão na Figura 4.5d

geral, a zona alagada migra de oeste para leste à medida em que a cunha sedimentar andina avança sobre o continente. Na maioria das simulações a zona alagada não se estende a leste do divisor de drenagem entre os escudos.

Quando os rios com origem andina atingem a região da Baía do Solimões, observa-se um aumento gradativo da taxa de sedimentação nessa bacia sedimentar, acompanhado de uma diminuição na taxa de sedimentação na bacia de antepaís (Figuras 4.5 e 4.6). Para os Modelos 4 e 5, por exemplo, esse evento ocorre aproximadamente aos 27 Ma (Figura 4.6)a-b). Já para o Modelo 3, esse evento ocorre aproximadamente aos 17 Ma (Figura 4.5c).

À medida que a topografia na Amazônia central vai aumentando devido ao crescente aporte sedimentar proveniente principalmente da cordilheira andina, a área alagada na Baía do Solimões diminui (Figura 4.7). Em certo ponto das simulações, a topografia na Amazônia Central supera a topografia do divisor de drenagem entre os escudos, e dessa forma, os sistemas de drenagem com origem andina e o sistema de drenagem que deságua na Foz do Amazonas se conectam, formando um sistema de drenagem transcontinental

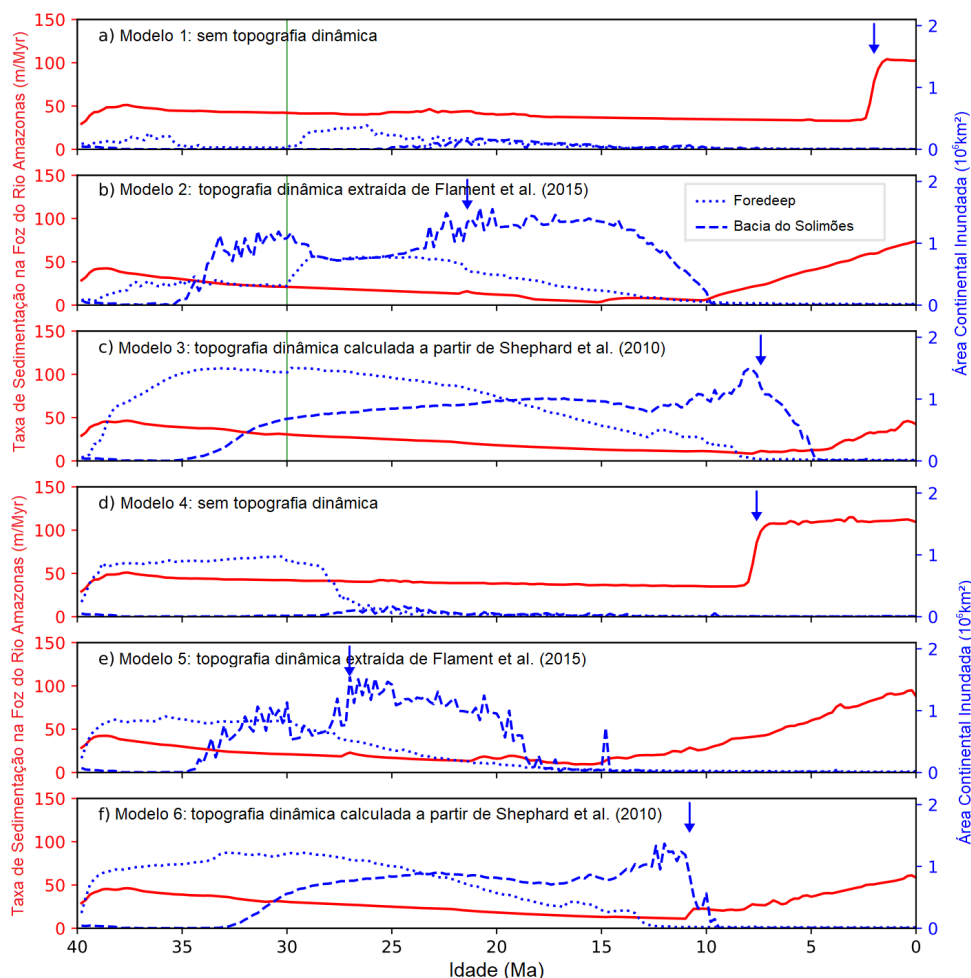


Figura 4.7: Taxa de sedimentação média na região da Foz do Rio Amazonas (curva vermelha), área continental inundada na região do foredeep da Bacia de antepaís (linha azul pontilhada) e da Bacia do Solimões (linha azul tracejada), ao longo do tempo para os Modelos 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) e 6 (f). A seta azul marca a idade em que ocorre a conexão entre o sistema de drenagem com origem andina, que atravessa toda a Amazônia, e o Oceano Atlântico equatorial. A linha vermelha vertical nos itens de a, b e c, mostram a data do aumento na taxa de espessamento crustal, que simula um pico de tectonismo.

com fluxo de oeste para leste.

4.1.4 Fase 3: estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental

O momento da formação do sistema de drenagem transcontinental varia entre os diferentes experimentos numéricos realizados. A Figura 4.9a apresenta gráficos em que são plotadas as magnitudes da topografia dinâmica versus a idade da formação do sistema de drenagem transcontinental para todas as simulações dos Conjuntos 1, 2 e 3. Observa-se nesses gráficos que nos experimentos em que a contribuição da topografia dinâmica utilizada foi extraída de Flament et al. (2015) (pontos de cor vermelha nos gráficos), a formação

do sistema de drenagem transcontinental leva menos tempo para ocorrer que nos modelos em que a topografia dinâmica utilizada foi extraída de Shephard et al. (2010) (pontos azuis nos gráficos). Para comparar a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental entre os experimentos com topografia dinâmica e o correspondente experimento controle, isto é, sem topografia dinâmica, na Figura 4.9b foi plotada a magnitude da topografia dinâmica em função da diferença de tempo decorrido até a formação do sistema de drenagem transcontinental entre os experimentos com topografia dinâmica e o correspondente experimento controle. Por exemplo, para o Conjunto 2, foi plotada na Figura 4.9b a magnitude da topografia dinâmica utilizada no Modelo 2 (100%) versus a diferença de tempo para a formação da drenagem transcontinental entre o Modelo 2 e o Modelo 1, que é aproximadamente menos de 20 milhões de anos (cruz vermelha na Figura 4.9b, para o Conjunto 2). Isso significa que no Modelo 2, a formação da drenagem transcontinental ocorre 20 milhões de anos antes que no Modelo 1. Através dessa figura percebe-se que a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental acontece sistematicamente antes nos modelos em que é considerada a contribuição de topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015) (pontos vermelhos na Figura 4.9b). Adicionalmente, a tendência é que quanto maior a magnitude de topografia dinâmica incorporada, menor é o tempo decorrido para a formação do sistema de drenagem transcontinental (Figura 4.9b). Nota-se também na Figura 4.9b que a diferença de tempo para formação do sistema de drenagem transcontinental é menos significativa entre os modelos em que a topografia dinâmica incorporada foi extraída de Shephard et al. (2010) e os experimentos controle. Por exemplo, a magnitude da topografia dinâmica utilizada no Modelo 3 foi de 100% e a diferença de tempo para a formação da drenagem transcontinental entre o Modelo 3 e o Modelo 1 é menor do que 5 milhões de anos (cruz azul na Figura 4.9b, para o Conjunto 2).

Outro parâmetro que altera a idade da formação do sistema transcontinental nos modelos é a inclinação topográfica continental no início das simulações. Nota-se que para os cenários pertencentes ao Conjunto 3, que são os com maior gradiente topográfico continental inicial, o tempo decorrido desde o início da simulação até a formação do sistema de drenagem transcontinental tende a ser maior (Figura 4.9a). Essa diferença de tempo tende a ser mais significativa nos modelos em que a topografia dinâmica não é considerada ou que tem baixa magnitude.

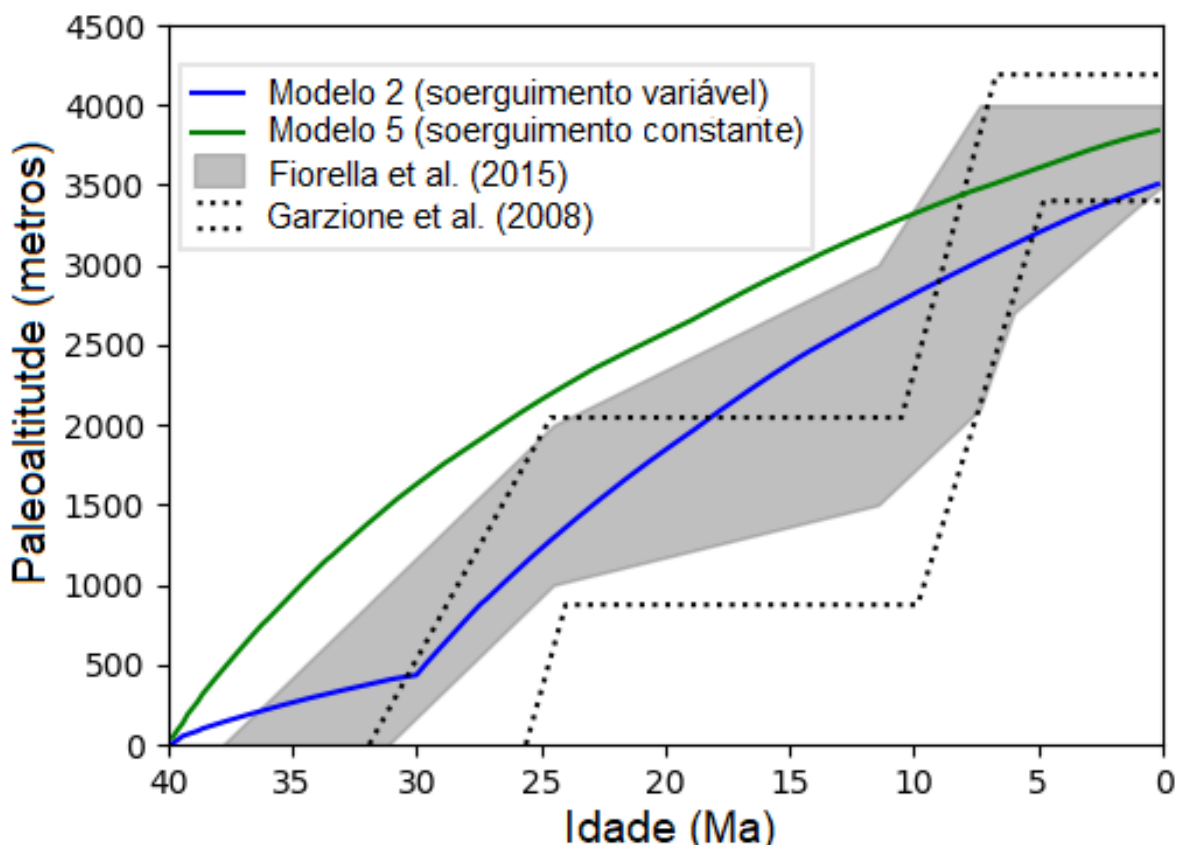


Figura 4.8: Paleoaltitude andina ao longo do tempo extraídas de Garziona et al. (2008) (entre as linhas tracejadas) e Fiorella et al. (2015) (área sombreada), e média de altitude no Platô da Bolívia calculadas para duas simulações: uma com taxa de espessamento crustal constante, curva verde; e outra com taxa de espessamento crustal variável, curva azul. A região usada para o cálculo da média de espessamento crustal nas simulações é mostrada na Figura 3.4.

4.2 Evolução dos habitats na Amazônia inferidos a partir das simulações tectono-sedimentares

A presente seção descreve os resultados de três experimentos numéricos publicados em Bicudo et al. (2019), que no presente trabalho são denominados Modelos 7, 8 e 9. Nesses experimentos a idade inicial das simulações é 30 Ma, momento em que é registrado um pulso de tectonismo no norte dos Andes Centrais e Andes Setentrionais (Roddaz et al., 2005; Garziona et al., 2008; Roddaz et al., 2010, 2011; Saylor et al., 2012; Anderson et al., 2016). A evolução topográfica e do padrão de drenagem obtidos para esses três experimentos está representada na Figura 4.11.

Mesmo nos Modelos 7 a 9 é possível identificar as três fases da evolução do padrão

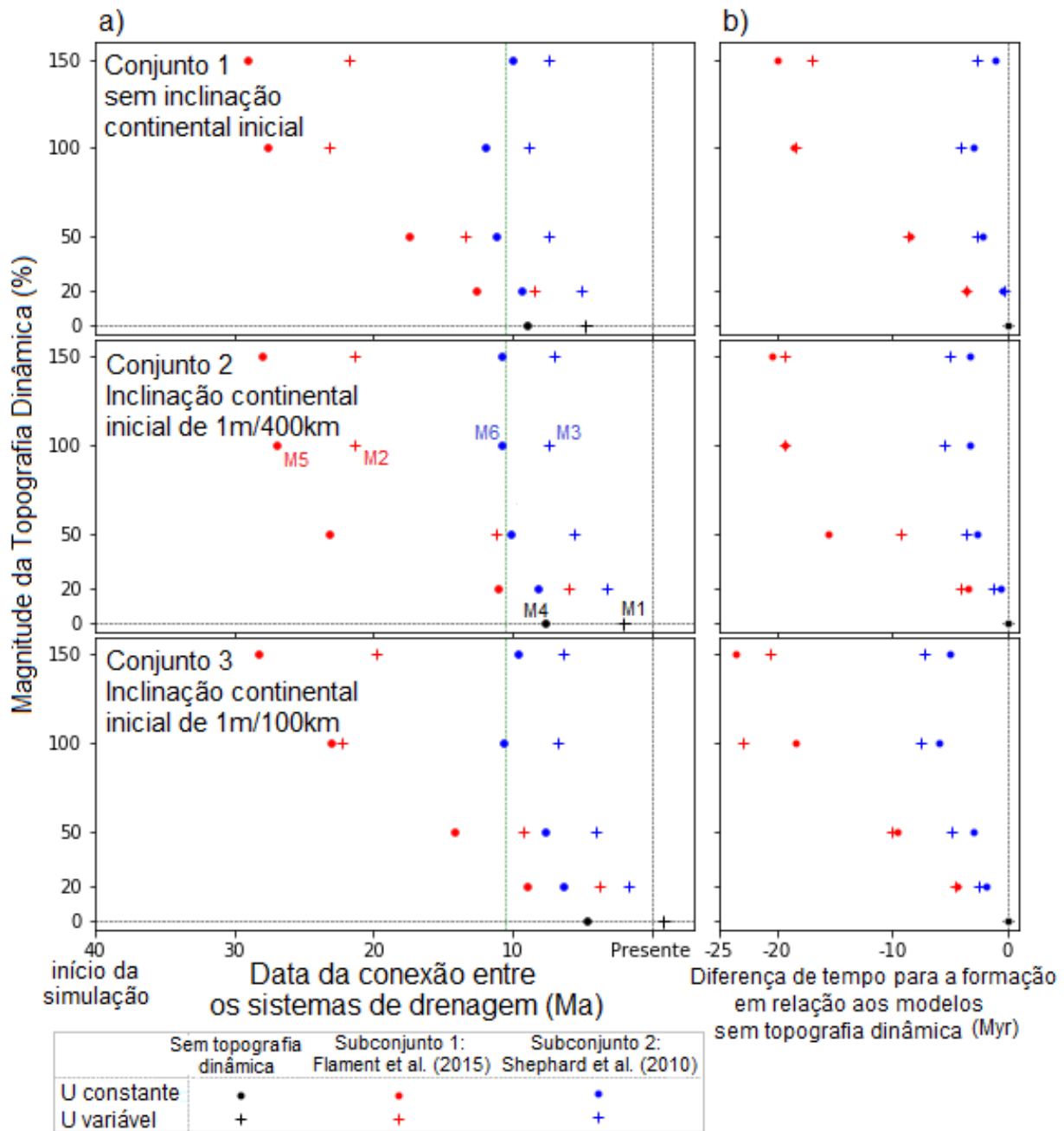


Figura 4.9: a) Gráficos mostrando a magnitude da topografia dinâmica usadas nas simulações pela idade da conexão entre o sistema de drenagem da Amazônia ocidental, com origem andina, e o sistema de drenagem que deságua no atlântico equatorial. A linha verde vertical mostra a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental de acordo com Figueiredo et al. (2010). b) Gráficos com a magnitude da topografia dinâmica pela diferença de tempo para a formação do sistema de drenagem transcontinental, em relação ao cenário controle (sem topografia dinâmica).

de drenagem na Amazônia descritas na seção 4.3.1 em que os experimentos tem início em 40 Ma. Na Figura 4.11 foram identificadas importantes feições que surgem nas diferentes simulações devido à combinação dos diferentes processos incorporados no modelo numérico:

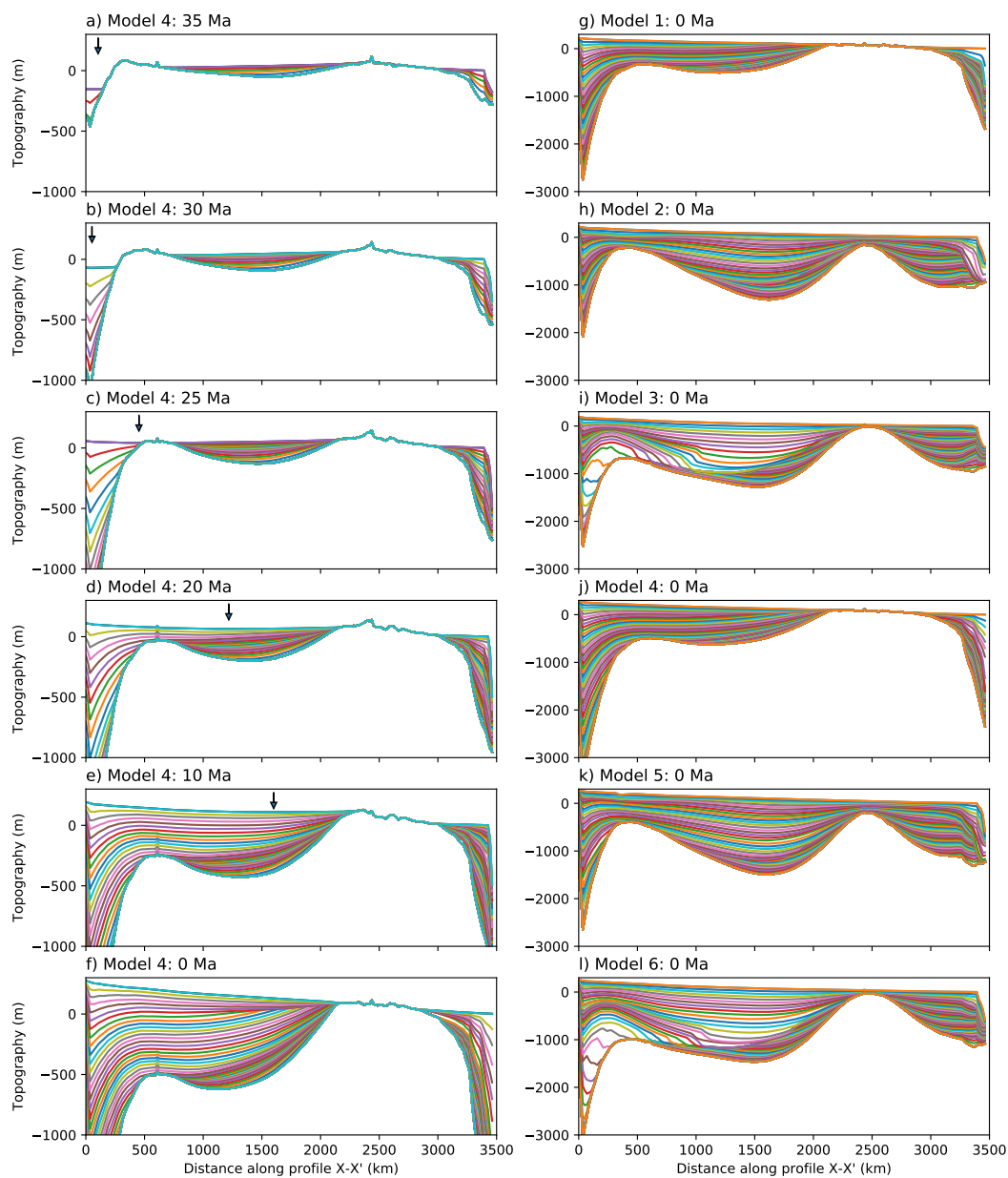


Figura 4.10: Perfil estratigráfico e embasamento sobre o perfil X-X' mostrado na Figura 3.4 para diferentes momentos do Modelo 4 (coluna da esquerda) e ao final das simulações para os Modelos de 1 a 6 (coluna da esquerda). As linhas coloridas separam interfaces sedimentares depositadas em intervalos de tempo de 1 milhão de anos.

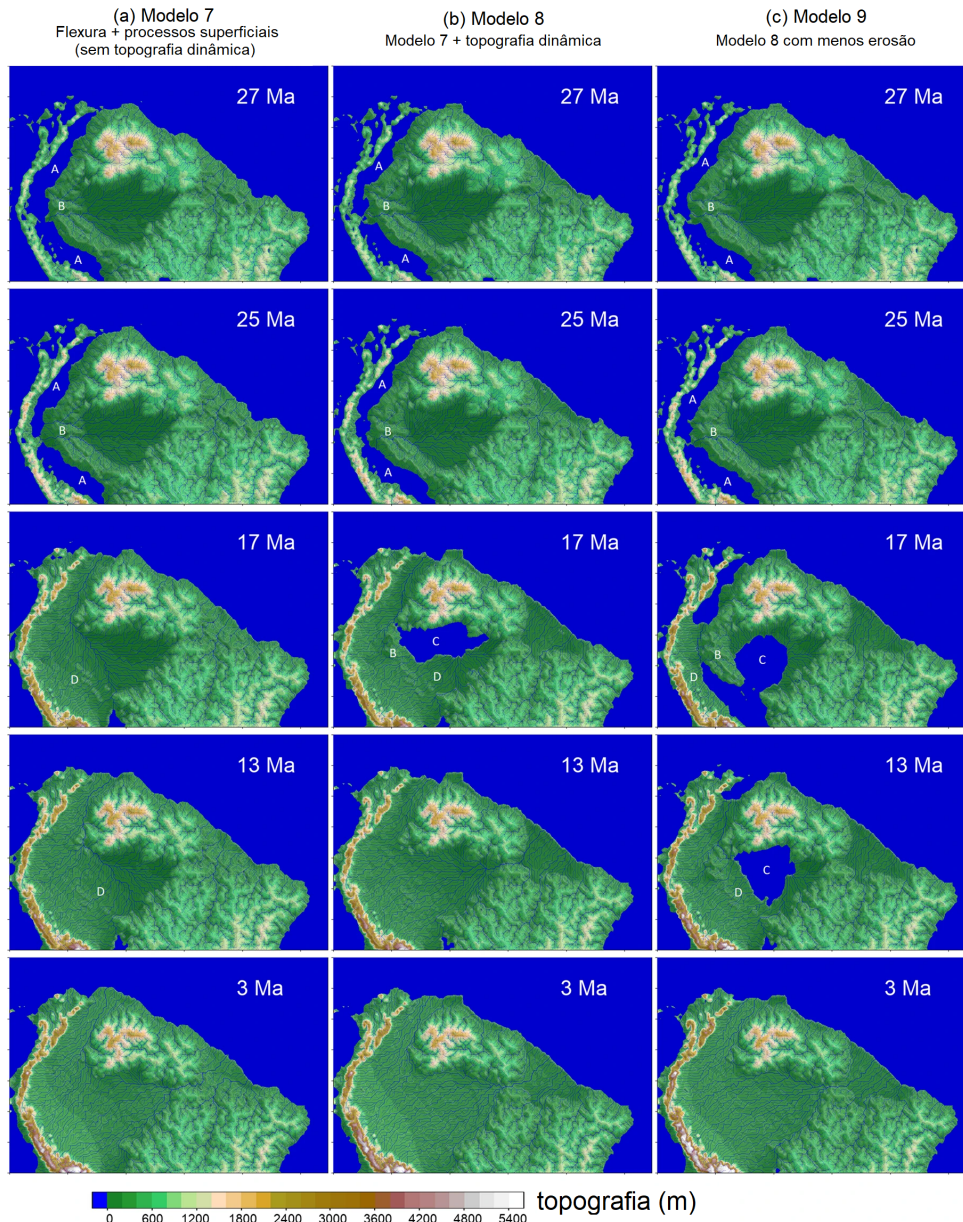


Figura 4.11: Padrão de drenagem e topografia em diferentes instantes de tempo para os Modelos 7, 8 e 9, itens “a”, “b” e “c”, respectivamente. As dimensões do domínio são 5450 km \times 3500 km. (a) A primeira coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 7, sem a influência da topografia dinâmica. (b) A segunda coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 8, que tem os mesmos parâmetros do Modelo 7, mas com a contribuição da topografia dinâmica incorporada. (c) A terceira coluna mostra a evolução da paisagem para o Modelo 9, que tem os mesmos parâmetros do Modelo 8, mas com menor taxa de erosão do embasamento (com maior valor do parâmetro $L_{basement}$, ver Tabela 3.1). No Modelo 9, menos sedimento é gerado ao longo da simulação na Cordilheira dos Andes, e conseqüentemente, as bacias sedimentares levam mais tempo para serem preenchidas em comparação aos Modelo 8. As letras maiúsculas de cor branca indicam as regiões das principais feições que aparecem ao longo das diferentes simulações numéricas: A - Depressão de origem flexural (*foredeep*); B - Ombreira flexural; C - Lagos rasos interiores, originados devido à contribuição da topografia dinâmica; D - Cunha sedimentar andina. Mais detalhes sobre essas feições estão presentes no texto.

1. a letra A identifica a zona alagada adjacente à cordilheira, que ocupa a região do *fore-deep* durante o início do pulso de soerguimento andino. O mecanismo de subsidência no *foredeep* é essencialmente flexural, sendo assim, a largura dessa componente de subsidência, variando de 300 a 500 km, é controlada pela espessura elástica efetiva da litosfera (T_e). Os ambientes aquáticos nessa região existem até o preenchimento dessa zona de deposição, e por sua vez, o tempo de preenchimento depende do aporte sedimentar na bacia e da taxa de geração de espaço de acomodação na mesma. Nos Modelos 7 e 8 o *foredeep* é preenchido mais rapidamente que no Modelo 9, devido à maiores taxas de aporte sedimentar nessas simulações. Nos Modelos 7 e 8, leva por volta de 13 milhões de anos para o preenchimento do *foredeep* nas simulações (Figura 4.11a-b, aos 17 M.a.);
2. a letra B marca a região da ombreira flexural, um alto topográfico a leste do *foredeep*, adjacente e paralelo ao mesmo, que sofre soerguimento também de origem flexural. Nas simulações a ombreira flexural tem altitude de 100 a 200 m. Essa feição é importante pois limita a região de deposição dos sedimentos andinos ao *foredeep* durante os primeiros milhões de anos de simulação, direcionando os rios com origem andina para norte, e evitando que esses canais atinjam a região da Amazônia Central até o preenchimento do *foredeep*;
3. a letra C identifica a região alagada da Amazônia central, a leste da ombreira flexural e entre os escudos. Essa zona alagada, de baixa profundidade, aparece apenas nas simulações com topografia dinâmica incorporada (Modelos 8 e 9, Figura 4.11b-c, aos 17 M.a.), devido justamente à componente de subsidência dinâmica na Amazônia Central, que é da ordem de dezenas de metros por milhão de anos e comprimento de onda da ordem de milhares de quilômetros. Adicionalmente, essa subsidência dinâmica reduz a altitude da ombreira flexural, conectando as planícies a leste e a oeste desse alto topográfico. É importante destacar que no Modelo 7, sem a contribuição da topografia dinâmica, essa zona alagada é substituída por uma planície aluvial, onde um canal axial que contorna o Escudo das Guianas, desaguando no Caribe, trunca os rios com origem nos Andes, nos escudos e nas planícies amazônicas (Figura 4.11a, aos 17 M.a.);
4. a letra D aponta a região da cunha sedimentar andina, que inicialmente se restringe

as regiões do *foredeep* mais próximas da cordilheira, e que avança no sentido do interior do continente. O avanço acontece à medida que as regiões proximais das bacias são preenchidas por sedimentos andinos, levando cerca de 10 milhões de anos para preencher o *foredeep* nos Modelos 7 e 8, e aproximadamente 15 milhões de anos no Modelo 9.

4.2.1 Tradução dos resultados numéricos em habitats de primeira ordem para a Amazônia

Em Bicudo et al. (2019), os resultados dos experimentos numéricos apresentados na presente seção foram traduzidos para habitats de primeira ordem, levando em conta o regime de inundações, as zonas permanentemente alagadas e a disponibilidade de nutrientes devido à proveniência dos sedimentos nos rios da região. Através da observação dos diferentes ambientes atuais na Amazônia e processos associados à formação dos mesmos, foram adotadas seis premissas para a interpretação dos resultados:

1. Regiões das planícies protegidas de inundações devido à topografia relativamente alta são capazes de desenvolver florestas não-inundáveis, possuindo assim habitats de floresta de terra-firme.
2. As depressões no continente ainda não preenchidas por sedimentos, que surgem devido a diferentes componentes de subsidência, permitem o aparecimento de grandes zonas alagadas nas planícies, nas quais se desenvolvem ambientes aquáticos. Nos modelos, a interação do padrão de subsidência e aporte sedimentar nas planícies determina a área e localização dos ambientes aquáticos.
3. Regiões das planícies aluviais não protegidas de inundações, devido à baixa topografia, desenvolvem um mosaico de ambientes de florestas inundáveis periodicamente e ambientes de vegetação aberta.
4. Planícies de inundações de rios com origem andina, as chamadas várzeas, possuem habitats diferentes das planícies inundáveis por rios com origem nos escudos, que por sua vez, possuem as chamadas florestas de igapó. Isso ocorre pois os sedimentos provenientes da cordilheira andina, depositados nas várzeas, possuem mais nutrientes do que os com proveniência nos escudos.

5. Áreas das planícies aluvias longe das planícies de inundações dos rios, porém, sujeitas a inundações periódicas, normalmente devido às chuvas, desenvolvem vegetação aberta, como as campinas e campinaranas que se desenvolvem sobre solos de areia branca.
6. Florestas de terra-firme podem substituir as florestas periodicamente alagadas devido ao rebaixamento do nível de base do rio ou oscilações do nível do mar.

Levando em conta as premissas acima citadas, foi criado o algoritmo descrito no Apêndice A, que utiliza os resultados extraídos dos modelos numéricos, para classificar cada região do modelo em 5 diferentes tipos de habitats: (1) florestas de terra firme, (2) várzeas, (3) florestas de igapó, (4) florestas periodicamente alagadas e (5) regiões montanhosas (definidos aqui como regiões acima de 1 500 m de altitude). Dessa maneira, foi obtida a Figura 4.12, que apresenta a evolução dos habitats de primeira ordem para a Amazônia, desde 30 Ma.

4.2.2 Distribuição histórica dos habitats

Entre 30 e 25 Ma, a Amazônia central é ocupada por uma planície aluvial dominada por rios com origem nos escudos, em que ocorrem florestas periodicamente inundadas e florestas de igapó. Florestas de terra firme ocupam inicialmente a região dos escudos e se desenvolvem na ombreira flexural e na cordilheira andina, assim que se inicia o soerguimento (Figura 4.12a-c, 27 e 25 Ma). Durante essa fase inicial, a região do *foredeep* é ocupada por uma zona alagada (feição A) em que deságuam os rios com origem nos escudos, na ombreira flexural e na cordilheira em desenvolvimento (Figuras 4.11a-c e 4.12a-c, 27 e 25 Ma).

O crescente aporte sedimentar andino no *foredeep* leva ao preenchimento sedimentar dessa região de deposição e soterramento da zona alagada adjacente aos Andes. Esse processo acontece de oeste para leste, à medida em que a cunha sedimentar andina (feição D) avança sobre essa depressão de origem flexural. Nos Modelos 7 e 8, aos 17 Ma, a zona alagada na região do *foredeep* já não existe (Figura 4.11a-b, aos 17 Ma). Porém, no Modelo 9, com menor erosão do embasamento, devido ao menor aporte sedimentar nas bacias interiores, aos 17 Ma ainda há uma zona alagada no *foredeep* (Figura 4.11c, aos 17 Ma). O processo de progradação da cunha sedimentar andina sobre o continente

eleva gradativamente a topografia, inicialmente na Amazônia Ocidental, e posteriormente na Amazônia Central, permitindo o estabelecimento de novas florestas de terra firme e ambientes de várzeas, nas planícies de inundações dos rios andinos (Figura 4.12a-c, 17 e 13 Ma). Após o preenchimento da bacia de antepaís, a cunha sedimentar andina passa a avançar mais rapidamente sobre as planícies amazônicas devido ao menor espaço de acomodação para sedimentos nessas áreas.

Nos Modelos 8 e 9, a subsidência dinâmica permite o aparecimento de uma zona alagada nas planícies da Amazônia central (feição C) a partir de aproximadamente 20 Ma (Figura 4.11c e 4.12c, aos 17 Ma). Essa região alagada recebe rios com origem nos escudos e na cordilheira andina, sendo que seu preenchimento ocorre de oeste para leste devido ao maior aporte de sedimentos andinos, que são depositados nas porções oeste dessa zona alagada. No Modelo 7, a zona alagada que ocupa a Amazônia central (feição C) dá lugar a uma planície aluvial onde um canal de direção aproximada SE-NO, trunca os rios andinos e cratônicos, separando a planície amazônica em duas regiões distintas: (1) a oeste desse canal, onde ambientes de terra-firme recém consolidados substituem ambientes de vegetação periodicamente alagada, e ambos se intercalam com ambientes de várzeas; e (2) a leste do canal, onde ambientes periodicamente alagados e florestas de igapó dominam a região (Figura 4.11a e 4.12a, aos 17 Ma).

Com o contínuo aporte sedimentar e aumento da topografia na Amazônia central, o ambiente alagado que ali existia dá lugar a um mosaico de florestas de terra firme, várzeas e ambientes periodicamente inundáveis (Figura 4.12a-c, aos 3 Ma). As florestas de terra firme que ocupam a Amazônia central no final das simulações se expandem a partir da cordilheira andina, juntamente com a cunha sedimentar andina (feição D). Em certo momento nas simulações, a topografia na região da Amazônia central supera a topografia do divisor de drenagem que existe entre os escudos, conectando o sistema de drenagem com origem andina ao Oceano Atlântico. Essa evolução leva mais tempo no Modelo 9, pois nesse modelo menos sedimento é gerado, atrasando o preenchimento das bacias sedimentares da região. Enquanto que no Modelo 8, aos 13 Ma já havia se estabelecido um sistema de drenagem fluvial transcontinental (Figura 4.12b, aos 13 Ma), no Modelo 9, nesse mesmo instante, ainda havia uma zona alagada na Amazônia central (Figura 4.12c, aos 13 Ma).

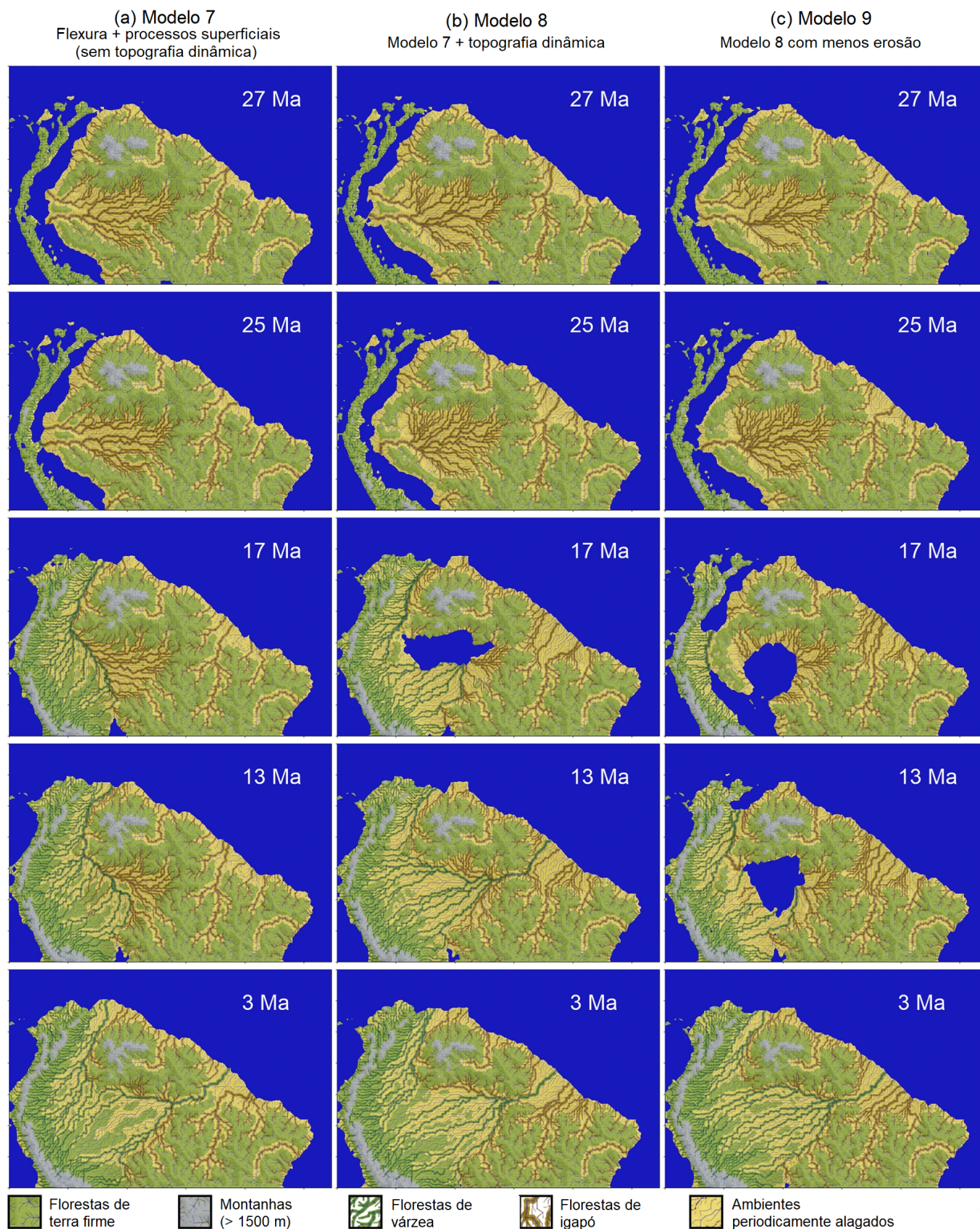


Figura 4.12: Habitats de primeira ordem transcritos a partir dos resultados das simulações numéricas para os Modelo 7, 8 e 9, itens a, b e c, respectivamente.

4.3 *Discussão dos Resultados*

4.3.1 *Mecanismo de formação do sistema de drenagem transcontinental.*

Em todos os experimentos numéricos realizados no presente trabalho, até mesmo nas simulações em que não foi considerada a contribuição da topografia dinâmica, observou-se, em certo ponto das simulações, a formação de um sistema de drenagem fluvial transcontinental, com origem na Cordilheira dos Andes e nos Escudos das Guianas e do Brasil-Central, e que deságua no Oceano Atlântico, padrão que se assemelha ao observado atualmente na Amazônia. Nesses experimentos, a combinação dos processos superficiais de erosão e sedimentação, orogenia, isostasia e flexura da litosfera, proporcionou a formação desse sistema de drenagem transcontinental, que representa o sistema de drenagem do Rio Amazonas. O evento de formação do sistema de drenagem transcontinental do Rio Amazonas acontece após a inversão gradativa do gradiente topográfico no continente, que por sua vez, é resultado do avanço da cunha sedimentar andina sobre as planícies amazônicas de baixo relevo. Esses resultados contrariam a hipótese levantada em Shephard et al. (2010) de que a topografia dinâmica teria sido o processo que guiou a inversão do gradiente topográfico no continente e formação do sistema de drenagem do Rio Amazonas. Nos resultados dos experimentos é observado que o crescente aporte sedimentar andino no interior do continente produz uma assimetria na geração e deposição de sedimentos no modelo, aspecto que proporciona o avanço da cunha sedimentar andina de oeste para leste, à medida em que as bacias sedimentares mais próximas ao orógeno são preenchidas e o sedimento andino passa a ser transportado e depositado em regiões mais distais. Maiores taxas de geração de sedimentos andinos relativamente aos cratônicos são resultado do contínuo soerguimento e aumento do relevo na região andina e também diferentes erodibilidades das rochas do embasamento no modelo, que é maior na região andina do que nos escudos.

Nas simulações, a idade em que acontece a formação do sistema de drenagem transcontinental varia de acordo com os parâmetros escolhidos no modelo, inclusive o mapa e magnitude da topografia dinâmica, como mostra a Figura 4.9. Isso ocorre devido ao fato de que a topografia dinâmica altera o espaço de acomodação de sedimentos nas bacias sedimentares da região, modulando o padrão de deposição sedimentar no continente. Os resultados mostram que, como a conexão fluvial entre a Cordilheira dos Andes e o Oce-

ano Atlântico é consequência do preenchimento das bacias sedimentares de antepaís e do Solimões, quanto maior o tempo de preenchimento dessas bacias interiores, mais tarde acontece essa conexão fluvial. Dessa maneira, a subsidência dinâmica na região da bacia de antepaís ou na Bacia do Solimões gera mais espaço de acomodação nessas bacias, o que atrasa a formação do sistema de drenagem fluvial transcontinental. O contrário também é válido, ou seja, um soerguimento dinâmico nessas bacias sedimentares interiores anteciparia a formação desse sistema de drenagem.

Diferentes fatores, controlados pelos parâmetros do modelo, podem alterar o tempo de preenchimento das bacias interiores, e conseqüentemente, a idade de formação do sistema de drenagem transcontinental. Por exemplo, a taxa de geração de sedimentos no modelo, que depende da precipitação, gradiente topográfico e da erodibilidade das rochas do embasamento, é um fator que altera a formação do sistema de drenagem do Rio Amazonas. Observa-se esse efeito comparando os resultados para os Modelos 8 e 9, nos quais foram consideradas diferentes erodibilidades das rochas do embasamento na região andina. No modelo 8, aos 13 Ma, o sistema de drenagem fluvial transcontinental já está estabelecido (Figura 4.11b, aos 13 Ma). Já no Modelo 9, que tem menor erodibilidade das rochas do embasamento na região andina, aos 13 Ma ainda há espaço para deposição de sedimentos na Bacia do Solimões e o sistema de drenagem transcontinental não está formado (Figura 4.11c, aos 13 Ma). Utilizando um modelo numérico similar, Bicudo (2017) mostra em seus resultados que quanto maior a taxa de precipitação sobre o modelo, mais rápido ocorre o preenchimento das bacias interiores e a formação do sistema de drenagem transcontinental.

Trabalhos anteriores que modelaram numericamente a evolução da paisagem na Amazônia utilizando um modelo semelhante, porém, sem a incorporação da topografia dinâmica e com cenários iniciais diferentes (Sacek, 2014; Bicudo, 2017), também obtiveram resultados nos quais ocorre a formação da drenagem transcontinental, corroborando a hipótese de que esse evento foi guiado pela interação dos (1) processos superficiais de erosão e sedimentação, (2) orogenia, (3) flexura e isostasia da litosfera.

4.3.2 *Influência da topografia dinâmica na evolução paleogeográfica da Amazônia*

Nos experimentos numéricos realizados no presente trabalho, foram testados dois mapas de topografia dinâmica: (1) mapa extraído de Flament et al. (2015); (2) mapa construído com base em Shephard et al. (2010). Para cada um dos mapas, diferentes magnitudes

de topografia dinâmica foram testadas. Na Figura 1.1b-e, são mostrados gráficos com as curvas de topografia dinâmica acumulada em períodos de 10 milhões de anos sobre o perfil A-B (Figura 1.1a). É possível notar que as curvas de topografia dinâmica extraídas de diferentes trabalhos (Shephard et al., 2010; Flament et al., 2015), apresentam diferenças significativas para os intervalos de tempo entre 40 a 30 Ma (1.1b) e de 30 a 20 Ma (1.1b). Nas curvas extraídas de Shephard et al. (2010) entre 40 e 20 Ma (Figura 1.1b-c, curvas azuis) observa-se uma maior subsidência dinâmica no oeste Amazônico do que no leste. Durante os primeiros 20 milhões de anos das simulações, a subsidência dinâmica adicional nas bacias de antepaís e do Solimões gera maior espaço de acomodação para os sedimentos com origem andina nessas bacias, o que contribui para atrasar o preenchimento dessas bacias sedimentares. Por outro lado, nas curvas extraídas de Flament et al. (2015) (Figura 1.1b-c, curvas vermelhas), a subsidência dinâmica é maior no leste Amazônico do que no oeste para todo o período simulado. Esse fato explica o motivo da conexão entre o sistema de drenagem andino e o Oceano Atlântico acontecer sistematicamente antes nos experimentos em que foi utilizado o mapa de topografia dinâmica extraído de Flament et al. (2015), quando comparados com os experimentos em que o mapa de topografia dinâmica foi construído com base em Shephard et al. (2010).

É possível notar nas Figuras 4.7b e 4.7e que nos Modelos 2 e 5 a conexão entre os sistema de drenagem com origem andina e o Oceano Atlântico nessas simulações acontece enquanto ainda existe uma zona alagada na região da Bacia do Solimões (setas azuis nas figuras), ou seja, enquanto ainda há espaço de acomodação nessa bacia intra-cratônica. No entanto, nessas simulações, os sedimentos com origem andina acabam sendo depositados exclusivamente no interior do continente até o preenchimento sedimentar das bacias interiores e soterramento dessa zona alagada. No Modelo 2, por exemplo, esse evento acontece em 10 Ma, momento em que a zona alagada é soterrada e os sedimentos andinos começam a chegar na Bacia da Foz do Rio Amazonas, aumentando gradativamente a taxa de sedimentação nessa região a partir de então (Figura 4.7b). Isso pode ser explicado pelo fato de que a topografia dinâmica também altera a altitude dos divisores de drenagem continentais, como o divisor de drenagem que se forma entre os escudos e a ombreira flexural. Nos Modelos 1 e 4, sem topografia dinâmica, observa-se nas Figuras 4.7a,d que a formação do sistema de drenagem transcontinental é marcada por aumento abrupto na taxa de sedimentação na Foz do Amazonas, juntamente com uma queda abrupta na taxa

de sedimentação na Foz do Orinoco (Figuras 4.5a e 4.6a).

Através de estudos bioestratigráficos e de proveniência em dados de dois poços na região do Leque do Amazonas, Figueiredo et al. (2009) interpreta que os primeiros sedimentos com proveniência andina preservados nessa bacia foram depositados por volta de 10 Ma (Figueiredo et al., 2010, idade marcada com uma linha vertical verde nos gráficos da Figura 4.9). De acordo com Figueiredo et al. (2009), o registro sedimentar nos poços mostra uma mudança de proveniência dos sedimentos de cratônica para andina, adicionalmente, as taxas de sedimentação inferidas mostram um aumento gradativo após a mudança de proveniência, e o aumento do aporte sedimentar de sedimentos clásticos encerra a deposição de carbonatos na região. Em seu trabalho, Figueiredo et al. (2009) argumenta que essas evidências marcam o estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental do Rio Amazonas, momento em que há um aumento no aporte sedimentar e inclusão de uma nova fonte de sedimentos na Foz do Amazonas. Entre os experimentos numéricos realizados no presente trabalho, são os modelos com topografia dinâmica que melhor reproduzem o aumento gradativo na taxa de sedimentação na Foz do Amazonas após a formação da drenagem transcontinental e a idade de formação do Rio Amazonas de acordo com o inferido em Figueiredo et al. (2009).

A incorporação da topografia dinâmica nos experimentos numéricos altera significativamente o padrão de drenagem e o ambiente na Amazônia antes da conexão fluvial entre os Andes e o Oceano Atlântico, proporcionando o aparecimento de uma grande zona alagada na Amazônia Central que perdura até o preenchimento das bacias sedimentares presentes nessa região. Isso pois a área e a região alagada nos experimentos dependem do aporte sedimentar e padrão de subsidência no modelo, e nos mapas de topografia dinâmica utilizados nas simulações é prevista uma subsidência dinâmica na região da Amazônia Central entre 40 e 10 Ma. Nas Figuras 1.1b-d, entre as longitudes -70° e -60° , observa-se nos gráficos uma subsidência dinâmica que pode chegar a taxas de 40 metros por milhão de ano. Essa região alagada que aparece nos experimentos numéricos com a incorporação da topografia dinâmica é semelhante em extensão e duração ao Sistema Pebas proposto em Hoorn et al. (2010), que teria existido na Amazônia entre 23 e 10 Ma, antes da formação do sistema de drenagem transcontinental. Para maiores amplitudes de topografia dinâmica consideradas nos experimentos, como a subsidência dinâmica nas planícies amazônicas também é maior, a área alagada durante a simulação é maior e persiste por mais tempo. Nas simulações

sem topografia dinâmica, a zona alagada fica restrita à região do *foredeep* da bacia de antepaís, que é a região onde atua a subsidência flexural devido à carga da cordilheira sobre a litosfera (Figura 4.7).

Shephard et al. (2010) propõe que a subsidência dinâmica na região da Amazônia teria sido o mecanismo que proporcionou o aparecimento do Sistema Pebas e deposição da Formação Solimões, na Bacia do Solimões. Em seu trabalho, Sacek (2014) simula a evolução da paisagem na Amazônia sem a contribuição da topografia dinâmica, e em seus resultados, não consegue simular facilmente o aparecimento de uma zona alagada a leste da ombreira flexural. No entanto, Sacek (2014) propõe a hipótese de que a incorporação da topografia dinâmica no modelo numérico seria capaz de gerar uma região alagada na Amazônia Central, semelhante ao Sistema Pebas. Os resultados do presente trabalho reforçam os resultados de Shephard et al. (2010) e constata a hipótese de Sacek (2014).

O padrão de sedimentação na Amazônia também é alterado pela topografia dinâmica. Nas Figuras 4.10g-l, é possível visualizar o perfil estratigráfico sobre o segmento X-X' (reta preta tracejada da Figura 3.4, para os Modelos 1 a 6, ao final das simulações). Observe-se que a profundidade das bacias sedimentares ao final das simulações é diferente nos experimentos. Nos Modelos 2, 3, 5 e 6, nos quais a topografia dinâmica foi incorporada, a profundidade máxima da Bacia do Solimões ao final das simulações é de aproximadamente 1500 m, enquanto que nos Modelos 1 e 4 (sem topografia dinâmica), a profundidade máxima não chega a 1000 m. Em relação à posição do depocentro da Bacia do Solimões, nos cenários com topografia dinâmica essa posição é deslocada aproximadamente 300 km para leste, em relação aos cenários sem topografia dinâmica. Adicionalmente, ao final das simulações, praticamente todo o sedimento depositado na região da Bacia do Amazonas, região entre os 2000 e 3000 km de distância ao longo do perfil mostrado nas Figuras 4.10g-l, é devido à topografia dinâmica. As espessuras sedimentares obtidas na Bacia do Solimões ao final dos experimentos com topografia dinâmica concordam com os valores apresentados em Filho et al. (2007), que baseado em dados estratigráficos, estima que a espessura da Bacia do Solimões a leste do Arco de Iquitos pode chegar a 1800 m. No trabalho de Latrubesse et al. (2010), em que são mostradas as isópacas dos sedimentos de idade miocênica preservados na Bacia do Solimões, pertencentes à Formação Solimões (Figura 1 em Latrubesse et al., 2010), os valores podem passar de 1100 m de espessura a oeste do Alto de Iquitos. No trabalho de Caputo e Soares (2016) são apresentadas

colunas estratigráficas que mostram 300 m de sedimentos Cenozoicos preservados na Bacia do Amazonas, que é próximo à espessura sedimentar encontrada nessa região ao final das simulações para os Modelos 2 e 5, que têm contribuição de topografia dinâmica extraída de Flament et al. (2015). Na região sobre a ombreira flexural, que tem posição coincidente com a do Alto de Iquitos (Latrubesse et al., 2010), a espessura sedimentar ao final das simulações pode chegar a 750 m.

4.3.3 Sensibilidade do modelo à configuração topográfica inicial

No início das simulações, mesmo sem a inclinação inicial para oeste no continente, o padrão de subsidência na Amazônia faz com que os rios com origem andina sejam drenados inicialmente para o Oceano Pacífico ou para o Mar do Caribe. Nessa etapa inicial dos experimentos, a subsidência flexural no *foredeep* associada ao soerguimento da ombreira flexural, têm papel fundamental direcionando a drenagem dos rios no *foredeep* paralelamente à cordilheira em desenvolvimento. É importante ressaltar que o padrão de drenagem paralelo à cordilheira na região do *foredeep*, assim como o observado nos resultados, é esperado em bacias de antepaís famintas (Roddaz et al., 2010). A configuração dos sistemas de drenagem na Amazônia que é obtida nos primeiros milhões de anos das simulações assemelha-se ao padrão proposto em Hoorn et al. (2010) para o intervalo de tempo entre 65 e 33 Ma.

Mesmo nas simulações onde o continente é plano-horizontal, um padrão de drenagem com sentido contrário ao atual se estabelece na Amazônia Central quando um divisor de drenagem é formado entre os escudos (Figura 4.3, aos 36 Ma). Nos experimentos aqui apresentados, são processos sedimentares e flexurais que fazem com que um divisor de drenagem seja formado nessa região. A erosão dos escudos causa o soerguimento flexural nas regiões adjacentes devido ao alívio de carga, e pequenos altos topográficos no interior de um continente inicialmente plano são suficientes para criar um divisor de drenagem. Na região da planície amazônica que se afunila entre os escudos, temos a contribuição de soerguimento flexural devido ao alívio de carga nos dois escudos. Esse resultado é importante pois até então, nos trabalhos em que foi simulada a evolução da paisagem na Amazônia com modelos numéricos semelhantes (Sacek, 2014; Bicudo, 2017), o divisor de drenagem que separava a região em duas bacias hidrográficas distintas era imposto nos cenários iniciais através da criação de um alto topográfico na Amazônia Central utilizado

para representar o Alto de Purus.

A incorporação da topografia dinâmica nos experimentos torna-os menos sensíveis ao gradiente topográfico inicial do continente, já que não é possível observar uma relação clara entre a inclinação continental inicial e o tempo para a formação da drenagem transcontinental nos experimentos para os modelos com topografia dinâmica incorporada com magnitude superior a 50% (Figura 4.9).

4.3.4 A Biogeografia da Amazônia

A Floresta Amazônica é a maior floresta tropical e indiscutivelmente o bioma mais diverso da Terra (Da Silva e Garda, 2010). A origem e os mecanismos que levaram à essa elevada taxa de biodiversidade, e aos padrões biogeográficos atuais, são estudados a décadas (Wallace, 1854; Haffer, 1969; Cracraft, 1985; Ribas et al., 2012; Smith et al., 2014; Rangel et al., 2018; Silva et al., 2019). No entanto, a complexidade da interação entre os processos que geram especiação, perpetuação e extinção da biota (Rangel et al., 2018), associados ao desconhecimento da evolução biogeográfica e até mesmo dos padrões atuais de distribuição de diferentes grupos de organismos, ainda há muita divergência na comunidade científica a respeito dos mecanismos que guiaram a origem dos padrões biogeográficos atuais na Amazônia (Haffer et al., 1997; Da Silva e Garda, 2010; Haseyama e de Carvalho, 2011).

O modelo mais popular proposto para origem e distribuição das espécies na Amazônia, conhecido como *Refugia* (Haffer, 1969), propõe que variações climáticas na região amazônica durante o Pleistoceno, associadas aos ciclos de períodos glaciais e inter-glaciais, teriam alterado a proporção e distribuição de ambientes de florestas e savanas na Amazônia. Durante períodos glaciais, as áreas florestadas se retraem e se isolam, gerando os refúgios de floresta entre corredores de savana, causando vicariância e especiação alopátrica. No entanto, ao longo do tempo essa hipótese não se mostrou suficiente para explicar os padrões observados e, posteriormente, diferentes modelos foram propostos (Haffer et al., 1997; Da Silva e Garda, 2010; Ribas et al., 2012; Smith et al., 2014).

Considerando que o sistema de drenagem transcontinental tenha se estabelecido no Miceno (Hoorn et al., 2010), e que esse evento representa a última grande mudança na paisagem na Amazônia até o presente, e que a maior parte da diversificação nos diferentes grupos de aves aconteceu durante o Plio-Pleistoceno, alguns modelos propõem que a espe-

ciação aconteceu em uma paisagem estável durante o Quaternário, guiada por condições climáticas favoráveis ao surgimento e acúmulo de espécies (Smith et al., 2014; Rangel et al., 2018).

Atualmente, é aceito pela maioria dos pesquisadores que as aves de florestas de terra-firme são distribuídas em regiões de endemismo que correspondem aos interflúvios dos grandes rios amazônicos, como mostradas na (Cracraft, 1985; Ribas et al., 2012; Oliveira et al., 2017; Silva et al., 2019, Figura 4.13). Ainda que haja questionamentos quanto as regiões de endemismo na Amazônia (Oliveira et al., 2017), é fato que grandes rios amazônicos representam barreiras para a dispersão de alguns grupos de organismo da região. No entanto, o papel dos rios na origem da biodiversidade na Amazônia é discutido, uma vez que o estabelecimento de um rio pode separar populações e gerar especiação alopátrica, ao mesmo tempo em que um canal estável também atua mantendo a biodiversidade pois impede o fluxo gênico entre espécies que se formaram separadas em ambos os lados do rio (Naka e Brumfield, 2018).

Na última década, análises filogenéticas em diferentes grupos de aves de florestas de terra-firme permitiram estabelecer um padrão temporal de diversificação nas diferentes zonas de endemismo propostas para a Amazônia. Em um estudo biogeográfico e filogenético realizado em aves pertencentes ao gênero *Psophia*, aves popularmente conhecidas como Jacamins, mostrou-se que, a diversificação entre as diferentes regiões de endemismo ocorreu em idades diferentes ao longo do Plio-Pleistoceno (Ribas et al., 2012). Os resultados apresentados em Ribas et al. (2012), mostram que a diversificação entre esses pássaros acontece primeiro em 2.7 Ma, entre as regiões norte e sul do Rio Amazonas, separando as espécies que ocorrem nas zonas de endemismo das Guianas, Negro e Napo, das espécies que ocorrem nas zonas de endemismo Inambari, Rondônia, Tapajós, Xingu e Belém. A segunda diversificação teria acontecido entre as regiões de endemismo de Inambari e Rondônia em 1.8 Ma. Posteriormente, houve a separação entre as regiões de endemismo de Rondônia e Tapajós, e entre Napo e as Guianas, em aproximadamente 1,2 Ma. Esse padrão temporal para o estabelecimento das diferentes regiões de endemismo e diversificação na Amazônia foi usado para se propor um modelo paleográfico para o estabelecimento dos grandes rios amazônicos, que funcionam como barreiras para o fluxo gênico, separando populações e causando especiação alopátrica durante os últimos 3 Ma (Ribas et al., 2012).

Para aves que vivem em ambientes de florestas sazonalmente alagáveis, como as várzeas

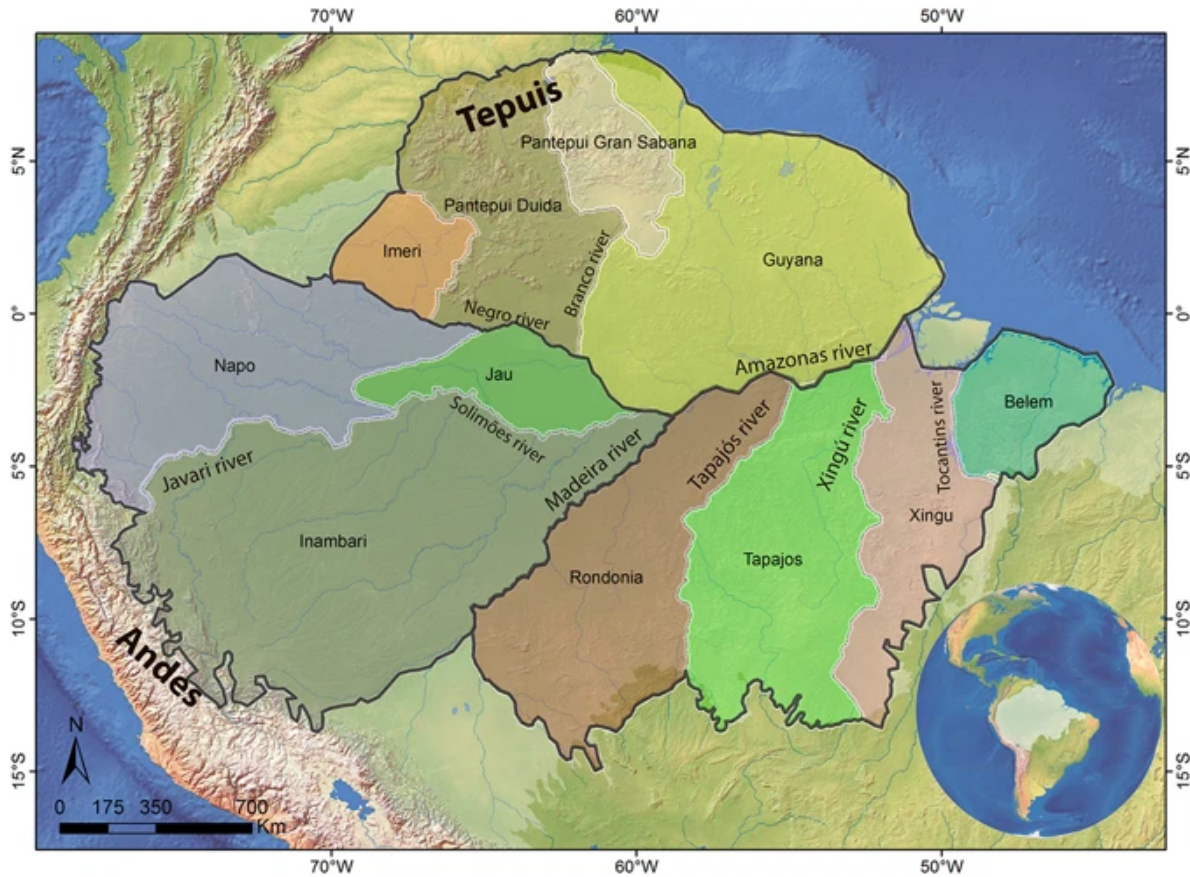


Figura 4.13: Regiões de endemismo para aves de Terra-Firme na Amazônia propostas inicialmente por (Cracraft, 1985) e posteriormente refinadas (Borges e Da Silva, 2012). As linhas pretas delimitam os distritos estabelecidos em Wallace (1854) com base na distribuição de primatas na Amazônia. Figura extraída de Oliveira et al. (2017).

e os igapós, os padrões de distribuição são distintos das aves de terra-firme, de forma que diferentes sub-espécies ocorrem nas planícies de inundação de diferentes rios amazônicos (Thom et al., 2018, 2020). Para esses grupos de aves, os ambientes de florestas de terra-firme devem representar uma barreira para o fluxo gênico (Pupim et al., 2019). Em Thom et al. (2020) é proposto que a expansão dos ambientes alagáveis em resposta a ciclos de mudanças climáticas podem conectar e permitir o fluxo gênico entre as planícies de inundação de diferentes rios. Datações de terraços de idade quaternária da formação Içá, que é depositada sobre a Formação Solimões na Amazônia Central, fornecem idade mais recentes que 200 mil anos para a maior parte desses sedimentos na Amazônia Central (Pupim et al., 2019). Dessa forma, as florestas de terra-firme que se desenvolveram sobre esses sedimentos se estabeleceram em idades mais recentes que os eventos de diversificação entre as diferentes zonas de endemismo (Ribas et al., 2012). Em Pupim et al. (2019), os

autores propõem que ciclos de variações climáticas atuando em conjunto com a dinâmica fluvial mudam a disponibilidade de ambientes alagáveis ao longo do tempo. Em períodos onde os rios são capazes de carregar mais sedimentos, causando maior incisão dos vales, as antigas planícies de inundação se tornam regiões mais elevadas em relação ao novo nível do canal, permitindo a expansão da floresta de terra-firme. Pupim et al. (2019) propõem que durante os últimos 45 mil anos uma variação na descarga da drenagem na Amazônia Central gerou a expansão das florestas de terra-firme sobre os ambientes inundáveis que até então dominavam as extensas áreas das planícies de inundação dos rios (Pupim et al., 2019). Outro processo da dinâmica fluvial que muda a posição dos diferentes tipos de habitats disponíveis na Amazônia é a avulsão dos rios, que acontece na escala de milhares de anos, sendo especialmente importante durante períodos em que o há domínio de ambientes alagáveis na Amazônia, uma vez que em períodos de incisão do vale os canais tendem a ser mais estáveis (Pupim et al., 2019). Nas simulações numéricas apresentadas em Bicudo et al. (2019), mostrou-se que os habitats que ocupam as planícies Amazônicas estão em constante mudança, mesmo após o estabelecimento do Rio Amazonas, devido às consequências da dinâmica fluvial, que por sua vez, responde a diferentes processos geodinâmicos e climáticos, que atuam em diferentes escalas de tempo e espaço.

A influência da geodinâmica na evolução dos habitats da Amazônia

Através da interpretação dos resultados dos experimentos numéricos realizados no presente trabalho, após traduzidos para habitats de primeira ordem na Amazônia (ver Apêndice A), obteve-se informações relevantes a respeito da evolução desses habitats na Amazônia durante os últimos 30 Ma.

Diferentes trabalhos propõem a existência de um ambiente alagado com influência marinha durante o Mioceno no oeste da Amazônia. Evidências desse sistema estariam distribuídas desde a Bacia de Llanos na Colômbia até a Bacia do Solimões (Hoorn et al., 2010; Boonstra et al., 2015; Jaramillo et al., 2017). Essa zona alagada representou uma barreira entre as floresta de terra-firme e várzea que se desenvolviam no flanco leste dos Andes, e o oeste dos Escudo das Guianas e do Escudo do Brasil-Central. Ao mesmo tempo, proporcionou a diversificação de répteis, anfíbios e peixes, na Amazônia e a adaptação de taxas marinhas a ambientes alagados com menos salinidades, uma vez que aumentou a disponibilidade de habitats para esses organismos Hoorn et al. (2010, 2021). As simulações

numéricas mostram que os ambientes aquáticos miocênicos da Amazônia tem seu desaparecimento a partir do oeste, sendo substituídos por habitats de florestas de terra-firme e várzeas, que tem sua expansão a partir da cordilheira andina.

Nas simulações, o contínuo aporte sedimentar andino nas planícies amazônicas soterra a zona alagada que persiste durante o Mioceno, gerando um sistema de rios avulsivos na planície aluvial, onde as florestas de terra-firme que ocupam os interflúvios dos rios, juntamente com os ambientes alagáveis que ocupam as planícies de inundação, estão em constante mudança de posição ao longo do tempo, na escala de 10^4 - 10^5 anos. Por outro lado, na região dos escudos observa-se que há estabilidade nos habitats há mais de 4 milhões de anos, uma vez que, essas regiões permanecem elevadas desde o início das simulações, permitindo a estabilidade dos habitats de florestas de terra firme que se desenvolveram a milhões de anos (Figura 4.12).

Os resultados dos experimentos numéricos também mostram que as florestas de várzea e as florestas de terra-firme, que atualmente ocupam a planície amazônica, se originam no oeste amazônico e se expandem para leste, substituindo gradualmente ambientes aquáticos, periodicamente inundáveis e florestas de igapós, que até então dominavam a Amazônia Ocidental e Central. A região das bacias de ante-país torna-se rapidamente elevada devido ao avanço da cunha sedimentar de origem andina, portando ambientes de floresta de terra-firme que também se estabeleceram a mais de 4 Ma. Esse padrão temporal de estabelecimento dos habitats e estabilidade dos mesmos ajudam a explicar os padrões biogeográficos observados em diferente grupos de organismos da Amazônia (Ribas et al., 2012; Honorio Coronado et al., 2015; Crouch et al., 2019; Thom et al., 2020), em que linhagens relativamente mais antigas teriam surgido na região dos Escudos das Guianas e no oeste amazônico.

Esse padrão na evolução dos habitats pode ser constatado na Figura 4.14a, onde foi plotado o período de existência contínua do habitat (período de estabilidade do habitat) considerado em cada região ao final da simulação, para o Modelo 8. É possível observar que as planícies da Amazônia portam habitats que são relativamente instáveis, ou seja, que se estabeleceram em até 1 Ma. Já as regiões dos escudos e as regiões de piemonte dos Andes, que permanecem elevadas e protegidas de inundações a mais de 4 Ma, portam florestas de terra firme durante esse período, sendo relativamente estáveis quando comparadas as planícies.

A partir de dados filogenéticos que incluem mais de 1 700 espécies de passeriformes do norte da América do Sul, em Crouch et al. (2019), através da relação entre as espécies que ocorrem nas comunidades de cada região, foi possível dividi-las em dois tipos: *overdispersed*, onde as comunidades possuem linhagens mais antigas e menos relacionadas que o esperado ao acaso, ou *underdispersed*, onde as linhagens são mais recentes e também mais próximas que o esperado. Na Figura 4.14b, é mostrado o mapa criado a partir dos dados de Crouch et al. (2019). Nesse mapa, as regiões classificadas como *overdispersed* se ajustam à região dos escudos, do flanco oriental dos Andes, e ambos os flancos dos Andes para latitudes ao norte de -7° (cor laranja na Figura 4.14b). Por sua vez, nas planícies da Amazônia as comunidades são classificadas como *underdispersed* (cor azul na Figura 4.14). Padrão que se assemelha ao obtido também para árvores e serpentes na Amazônia Lynch Alfaro et al. (2012); Honorio Coronado et al. (2015).

Comparando os mapas apresentados nas Figuras 4.14a e 4.14b, nota-se que as regiões classificadas como *overdispersed* coincidem espacialmente com as regiões onde os habitats de floresta de terra-firme estão estáveis a mais de 3 milhões de anos (regiões de cor amarela na 4.14a), enquanto que grande parte das regiões classificadas como *underdispersed*, se ajustam às áreas das planícies amazônicas, onde a dinâmica fluvial cria uma alternância entre habitats de florestas de terra firme e florestas periodicamente alagadas da ordem de milhares de anos (regiões de cor roxa na 4.14a).

A distribuição atual de peixes na Amazônia também indica um estabelecimento recente das bacias de drenagem da região (Oberdorff et al., 2019), uma vez que não é observado um padrão de maior riqueza de espécies à jusante. Esse padrão é esperado quando a dispersão leva a uma situação de equilíbrio na distribuição desses organismos dentro da bacia de drenagem (Oberdorff et al., 2019).

De acordo com Bicudo et al. (2019), a concordância entre o padrão observado nos resultados dos modelos numéricos com relação à dinâmica de variações de habitats e o padrão de diversidade filogenética para as comunidades de aves no norte da América do Sul, sugere uma relação entre a evolução da paisagem e a diversificação biótica na Amazônia. Bicudo et al. (2019) argumentam que ao invés de eventos específicos na mudança da paisagem se relacionarem com eventos de especiação, os modelos suportam a hipótese de que a dinâmica de alternância de habitats de alta frequência teve papel primordial no tipo de diversificação biótica na Amazônia.

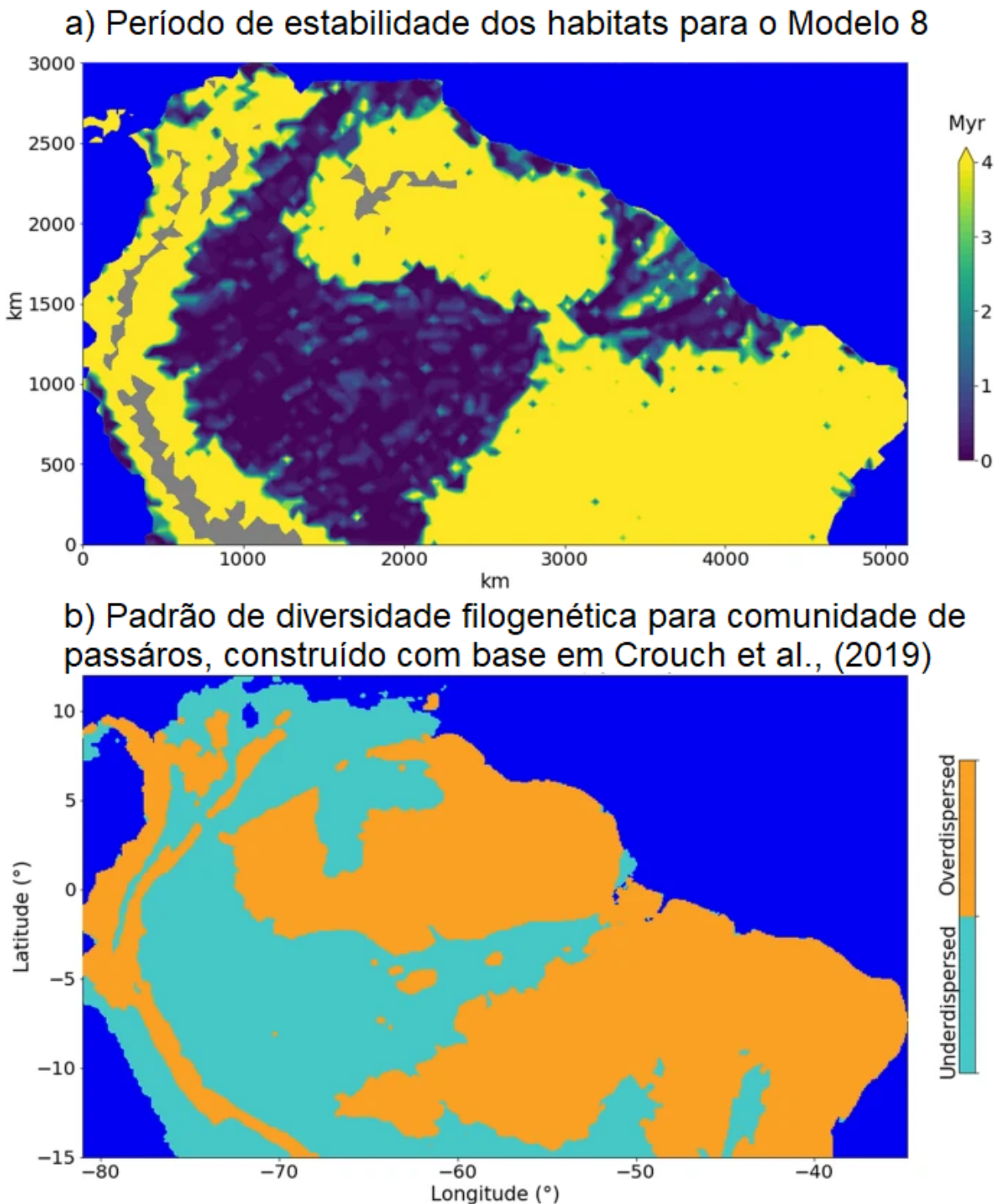


Figura 4.14: a) Período contínuo de existência do habitat ao final da simulação para cada região do modelo b) Padrão de diversidade filogenética para diferentes comunidades de pássaros na região da Amazônia. As comunidades são classificadas como *overdispersed* ou *underdispersed*. Figura extraída e adaptada de Bicudo et al. (2019)

Conclusões

No presente trabalho, a evolução da paisagem da região norte da América do Sul foi simulada através de experimentos numéricos usando-se um modelo que considera a contribuição conjunta dos processos de orogenia, isostasia flexural, processos superficiais de erosão e sedimentação e topografia dinâmica. Com base nos resultados das simulações do presente estudo, associados a vínculos preservados no registro sedimentar da região, chegou-se às seguintes conclusões:

1. Em todos os experimentos numéricos realizados foi possível reproduzir a conexão fluvial entre os Andes e o Oceano Atlântico equatorial, que corresponde à formação do sistema de drenagem transcontinental do Rio Amazonas. Esse evento foi reproduzido mesmo nas simulações em que a topografia dinâmica não foi incorporada, aspecto que já tinha sido observado em trabalhos anteriores (Sacek, 2014; Bicudo, 2017). Nas simulações numéricas, a formação do sistema de drenagem transcontinental é guiada principalmente pelo soerguimento dos Andes, que passa a ser a principal fonte de sedimentos para a Amazônia, associado à dinâmica fluvial, que distribui os sedimentos com origem andina pelas planícies aluviais amazônicas, invertendo gradativamente o gradiente topográfico nas planícies de baixo relevo do continente.
2. O tempo de formação do sistema de drenagem transcontinental nas simulações está associado com o tempo de preenchimento das bacias interiores da Amazônia, mais especificamente as bacias de ante-país e a bacia do Solimões. Esse aspecto da evolução da paisagem na Amazônia já havia sido observado em simulações numéricas anteriores, em que foram explorados a influência de variações na rigidez da placa litosférica, da taxa de espessamento crustal nos Andes, da erodibilidade dos sedimentos e da

- taxa de precipitação sobre o modelo, na data de formação do sistema de drenagem transcontinental nas simulações (Bicudo, 2017). Os resultados aqui apresentados mostram que fatores que atrasam o preenchimento dessas bacias também atrasam a formação da drenagem transcontinental.
3. A incorporação da contribuição da topografia dinâmica é capaz de adiantar significativamente a data de formação do sistema de drenagem transcontinental, caso ocorra subsidência dinâmica na região do divisor de drenagem entre o oeste e leste da Amazônia que, nas simulações, se localiza na região em que os escudos mais se aproximam. No entanto, uma subsidência dinâmica no oeste amazônico atrasa a formação do sistema de drenagem transcontinental. A contribuição de topografia dinâmica calculada com base em Flament et al. (2015), com amplitude $U_{din} = 100\%$, foi capaz de adiantar em até 20 milhões de anos a data de formação do sistema de drenagem transcontinental. Já a contribuição de topografia dinâmica extraída de Shephard et al. (2010), quando combinada com os outros processos incorporados no modelo, adiantou esse evento em até 5 Ma, nas simulações onde $U_{dyn} = 100\%$.
 4. De acordo com os resultado dos experimentos, a principal influência da topografia dinâmica na evolução da paisagem do norte da América do Sul é sobre o espaço de acomodação gerado nas bacias intra-cratônicas. Uma vez que a subsidência flexural devido a carga andina não é capaz de gerar espaço de acomodação na região das Bacia do Solimões e do Amazonas, a subsidência dinâmica acaba contribuindo significativamente com a geração de espaço de acomodação para sedimentos nessas bacias intra-cratônicas. É possível que esse processo seja responsável pela deposição de cerca de 1 km de sedimentos no depocentro da Bacia do Solimões desde o Oligoceno. Na região da Bacia do Amazonas e do Marajó, praticamente todo o sedimento depositado durante o período simulado é devido ao espaço gerado pela subsidência dinâmica na região, uma vez que nos modelos sem topografia dinâmica não é preservado sedimentos nessas bacias sedimentares.
 5. As simulações mostram que a subsidência dinâmica no oeste Amazônico possibilitou a formação de uma zona alagada que se estende sobre a região da Amazônia Central, a leste da ombreira flexural, durante o Mioceno (Figura 4.7). Essa zona alagada se conecta com o mar do Caribe em alguns momentos das simulações e ocupa uma

região similar ao Sistema Pebas, proposto em Hoorn et al. (2010), podendo existir até mesmo após o surgimento da drenagem transcontinental na Amazônia. Nesse caso, a maior parte dos sedimentos com origem andina é depositada na Bacia do Solimões até o desaparecimento desse sistema e estabelecimento de um sistema fluvial transcontinental. Esses resultados estão de acordo com o proposto em Shephard et al. (2010) de que surgimento desse sistema é devido à componente de subsidência dinâmica de longo comprimento de onda no oeste amazônico. A área da zona alagada durante as simulações é controlada pela componente de subsidência que atua na região e também pelo aporte sedimentar andino que preenche as depressões geradas na superfície. Quando a topografia dinâmica não é incorporada nas simulações, a região alagada fica restrita ao *foredeep* das bacias de ante-país, região em que atua a subsidência flexural em resposta da carga andina (Figura 4.7a,d).

6. A inclusão da topografia dinâmica nas simulações numéricas reproduz melhor o aumento gradativo da taxa de sedimentação na Foz do Amazonas observada em poços na região do Leque do Amazonas após a formação do sistema de drenagem transcontinental (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2017). Quando a subsidência dinâmica é incorporada nas simulações, esse mecanismo de subsidência atua gerando espaço nas bacias interiores. Esse efeito amortece grandes variações nas taxas de sedimentação de bacias mais distais, como a Foz do Amazonas, quando há uma grande mudança na área das bacias de drenagem, uma vez que, parte do sedimento que seria redirecionado acaba sendo depositado no interior do continente. Nas simulações numéricas em que a topografia dinâmica não é incorporada, ocorre um aumento abrupto na taxa de sedimentação na região da Foz do Amazonas no momento da formação do Rio Amazonas, acompanhado de uma redução na taxa de sedimentação da Foz do Orinoco (Figuras 4.5 e 4.6), o que já era observado e em experimentos numéricos com modelos similares realizados em trabalhos anteriores (Sacek, 2014; Bicudo, 2017).
7. A inclusão das variações topográficas de longo comprimento de onda, devido à topografia dinâmica, nas simulações numéricas, torna a evolução da paisagem menos sensível aos baixos gradientes topográficos iniciais testados nos diferentes cenários.
8. Através das simulações numérica da paisagem usando-se um cenário inicial baseado na topografia atual da Amazônia, que reproduz melhor a posição dos escudos em

relação a trabalhos anteriores anteriores (Sacek, 2014; Bicudo, 2017), não foi preciso a incorporação de um alto topográfica no cenário inicial para que dois sistemas de drenagem distintos existissem no leste e oeste amazônico ao início das simulações. Na região em que os escudos se aproximam e a planície amazônica se afunila, a deposição sedimentar entre os escudos, associada a um alívio isostático flexural devido à erosão dos mesmos, proporcionou a formação de um divisor de drenagem na região nos primeiros milhares de anos das simulações.

9. Os resultado mostram que a evolução da paisagem na amazônia foi dinâmica mesmo após o estabelecimento do sistema de drenagem transcontinental, de forma que a posição atual dos rios e dos habitats relacionados é recente, sendo constantemente alterada devido à dinâmica fluvial na escala de dezenas de milhares de anos.
10. Através dos resultados das simulações numéricas, após traduzidos para habitats de primeira ordem para a Amazônia, foi possível a obtenção da distribuição histórica desses habitats ao longo do período simulado (Bicudo et al., 2019). A evolução dos habitats obtida a partir das simulações, quando comparadas com padrões de distribuição de comunidades de passeriformes, obtidos a partir de dados filogenéticos para a região da Amazônia, permitiu estabelecer hipóteses para os mecanismos que guiaram a especiação em diferentes partes da Amazônia. As regiões do flanco oriental dos Andes, dos Escudos das Guianas e do Brasil-Central, portam habitats de terra-firme que permanecem estáveis ao longo dos últimos 4 Ma nas simulações numéricas, sendo consideradas regiões em que a relativa estabilidade dos habitats permitiu a perpetuação de comunidades compostas por linhagens mais antigas e mais distantes que o esperado ao acaso. Por outro lado, nas planícies da Amazônia central e ocidental, os habitats de florestas de terra-firme e florestas alagáveis mudam constantemente de posição devido à dinâmica fluvial, em uma escala de tempo de dezenas de milhares de anos, tornando essa região instável em relação à perpetuação desses habitats no tempo geológico. Na região das planícies aluviais, a instabilidade desses habitats, pelo menos durante o Plio-Pleistoceno, gerou vicariância e conexão de populações distintas, promovendo elevadas taxas de extinção e especiação in-situ e, como resultado, linhagens de espécies mais recentes e também mais próximas que o esperado ao acaso.

Referências Bibliográficas

- Aalto R., Dunne T., Guyot J. L., Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates, *The Journal of Geology*, 2006, vol. 114, p. 85
- Albert J. S., Val P., Hoorn C., The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification, *Neotropical Ichthyology*, 2018, vol. 16
- Allmendinger R., Jordan T., Kay S., Isacks B., The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1997, vol. 25, p. 139
- Allmendinger R. W., Smalley Robert J., Bevis M., Caprio H., Brooks B., Bending the Bolivian orocline in real time, *Geology*, 2005, vol. 33, p. 905
- Amante C., Eakins B., , 2009 ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis
- Anderson V., Horton B., Saylor J., Mora A., Tesón E., Breecker D., Ketcham R., Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems, *Geosphere*, 2016, vol. 12, p. 1235
- Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J., , 1992 Erosional control of active compressional orogens. Springer Netherlands Dordrecht pp 1–18
- Bicudo T., Estudo da formação da bacia hidrográfica do rio Amazonas através da modelagem numérica de processos tectônicos e sedimentares (Dissertação de Mestrado), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo, 2017, Dissertação de Mestrado, 78

- Bicudo T., Sacek V., Renato P., Bates J., Ribas C., Andean Tectonics and Mantle Dynamics as a Pervasive Influence on Amazonian Ecosystem., *Scientific Reports*, 2019, vol. 9, p. 16879
- Bicudo T. C., Sacek V., Paes de Almeida R., Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, vol. 546, p. 116423
- Bird P., Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain Foreland and Great Plains, *Tectonics*, 1984, vol. 3, p. 741
- Bird P., Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A Continuum Computer Model, *Science*, 1988, vol. 239, p. 1501
- Bishop B. T., Beck S. L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S. K., Kumar A., Tavera H., Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru, *Geosphere*, 2017, vol. 13, p. 1392
- Bishop B. T., Beck S. L., Zandt G., Wagner L. S., Long M. D., Tavera H., Foreland uplift during flat subduction: Insights from the Peruvian Andes and Fitzcarrald Arch, *Tectonophysics*, 2018, vol. 731-732, p. 73
- Boonstra M., Ramos M., Lammertsma E., Antoine P.-O., Hoorn C., Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015, vol. 417, p. 176
- Borges S. H., Da Silva J. M., A new area of endemism for Amazonian birds in the Rio Negro Basin, *The Wilson Journal of Ornithology*, 2012, vol. 124, p. 15
- Braun J., Beek P. v. d., Batt G., *Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge University Press, 2006
- Braun J., Sambridge M., Modelling landscape evolution on geological time scale: a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 1997, vol. 9, p. 27

- Campbell K., Frailey D., Romero-Pittman L., The Pan-Amazonian Ucayali Penneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, vol. 239, p. 166
- Caputo M. V., Soares E. A. A., Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system, *Brazilian Journal of Geology*, 2016, vol. 46, p. 301
- Cediel F., Shaw R. P., Cáceres C., , 2003 in , *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists
- Clift P. D., Ruiz G. M., How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: COMMENT and REPLY: COMMENT, *Geology*, 2007, vol. 35, p. e162
- Cracraft J., Historical biogeography and patterns of differentiation within the South American avifauna: areas of endemism, *Ornithological monographs*, 1985, pp 49–84
- Crouch N. M. A., Capurucho J. M. G., Hackett S. J., Bates J. M., Evaluating the contribution of dispersal to community structure in Neotropical passerine birds, *Ecography*, 2019, vol. 42, p. 390
- Cunha P. d. C., et al., Bacia do Acre, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2007, vol. 15, p. 207
- Da Silva J. M., Garda A., , 2010 *Padrões e processos biogeográficos na Amazônia*. Biogeografia da América do Sul: padrões e processos. São Paulo, Editora Roca pp 189–197
- de Brito Neves B. B., Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents, *Gondwana Research*, 2002, vol. 5, p. 175
- do Brasil C.-S. G., *Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores*, *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003

- Eakin C. M., Lithgow-Bertelloni C., Dávila F. M., Influence of Peruvian flat-subduction dynamics on the evolution of western Amazonia, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 404, p. 250
- Ehlers T. a., Poulsen C. J., Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates, *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, vol. 281, p. 238
- Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W., Barbarand J., , 2009 The Nazca Ridge and Uplift of the Fitzcarrald Arch: Implications for Regional Geology in Northern South America. John Wiley & Sons, Ltd pp 89–100
- Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W., Regard V., Antoine P.-O., Salas-Gismondi R., Bolanos R., How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: COMMENT and REPLY: REPLY, *Geology*, 2007, vol. 35
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E., Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin, *Geology*, 2009, vol. 37, p. 619
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E., Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: Reply, *Geology*, 2010, vol. 38, p. e213
- Filho J. R. W., Eiras J. F., Vaz P. T., Bacia do Solimões, *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 2007, vol. 15, p. 217
- Filizola N., Guyot J.-L., Wittmann H., Martinez J.-M., de Oliveira E., The significance of suspended sediment transport determination on the Amazonian hydrological scenario, *Sediment transport in aquatic environments*, 2011, pp 45–64
- Filizola, Naziano & Guyot J. L., Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessmeent using the Brazilian national data set., *Hydrological Processes*, 2009, vol. 23, p. 3207
- Fiorella R. P., Poulsen C. J., Zolá R. S. P., Jeffery M. L., Ehlers T. A., Modern and long-term evaporation of central Andes surface waters suggests paleo archives underestimate Neogene elevations, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, vol. 432, p. 59

- Flament N., Gurnis M., Müller D., J Bower D., Husson L., Influence of subduction history on South American topography, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, vol. 430, p. 9
- Fournier S., Chapron B., Salisbury J., Vandemark D., Reul N., Comparison of spaceborne measurements of sea surface salinity and colored detrital matter in the Amazon plume, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, vol. 120, p. 3177
- Frutos J., , 1990 in , *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer pp 3–35
- Garziona C. N., Hoke G. D., Libarkin J. C., Withers S., MacFadden B., Eiler J., Ghosh P., Mulch A., Rise of the Andes., *Science (New York, N.Y.)*, 2008, vol. 320, p. 1304
- Garziona C. N., Molnar P., Libarkin J. C., MacFadden B. J., Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, vol. 241, p. 543
- Gorini C., Haq B. U., dos Reis A. T., Silva C. G., Cruz A., Soares E., Grangeon D., Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil, *Terra Nova*, 2014, vol. 26, p. 179
- Gupta A., *Large rivers: geomorphology and management*. John Wiley & Sons, 2008
- Gómez E., Jordan T., Allmendinger R., Cardozo N., Development of the Colombian fore-land basin as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes, *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 2005, vol. 117
- Haffer J., Speciation in Amazonian Forest Birds, *Science*, 1969, vol. 165, p. 131
- Haffer J., et al., Alternative models of vertebrate speciation in Amazonia: an overview, *Biodiversity & Conservation*, 1997, vol. 6, p. 451
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 1987, vol. 235, p. 1156
- Haseyama K. L. F., de Carvalho C. J. B., Distributional patterns of amazon biodiversity: an evolutionary point of view, *Revista da Biologia*, 2011, vol. 7, p. 35

- Hess L. L., Melack J. M., Affonso A. G., Barbosa C., Gastil-Buhl M., Novo E. M., Wetlands of the lowland Amazon basin: Extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar, *Wetlands*, 2015, vol. 35, p. 745
- Honorio Coronado E. N., Dexter K. G., Pennington R. T., Chave J., Lewis S. L., Alexiades M. N., Alvarez E., Alves de Oliveira A., Amaral I. L., Araujo-Murakami A., et al., Phylogenetic diversity of Amazonian tree communities, *Diversity and Distributions*, 2015, vol. 21, p. 1295
- Horn C., Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 1993, vol. 105, p. 267
- Horn C., Bogotá-A R., Romero-Baez M., I. Lammertsma E., Flantua S., Dantas E., Dino R., Do Carmo D., Chemale Junior F., The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record in the Foz do Amazonas Basin (Brazilian Equatorial Margin), with special reference to vegetation turnover in the Plio-Pleistocene, *Global and Planetary Change*, 2017, vol. 153
- Horn C., Boschman L. M., Kukla T., Sciumbata M., Val P., The Miocene wetland of western Amazonia and its role in Neotropical biogeography, *Botanical Journal of the Linnean Society*, 2021
- Horn C., Guerrero J., Sarmiento G. a., Lorente M. a., Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America, *Geology*, 1995, vol. 23, p. 237
- Horn C., Roddaz M., Dino R., Soares E., Uba C., Ochoa-Lozano D., Mapes R., , 2011 The Amazonian Craton and its Influence on Past Fluvial Systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). John Wiley & Sons, Ltd pp 101–122
- Horn C., Wesselingh F. P., Amazonia: Landscape and Species Evolution, *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, 2009a, pp 223–241
- Horn C., Wesselingh F. P., eds., 2009b Colour Plates. John Wiley & Sons, Ltd pp c1–c16

- Hoorn C., Wesselingh F. P., ter Steege H., Bermudez M. A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C. L., Figueiredo J. P., Jaramillo C., Riff D., Negri F. R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A., Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity, *Science*, 2010, vol. 330, p. 927
- Horton B. K., Sedimentary record of Andean mountain building, *Earth-Science Reviews*, 2018, vol. 178, p. 279
- Horton B. K., Parra M., Saylor J. E., Nie J., Mora A., Torres V., Stockli D. F., Strecker M. R., Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures, *GSA Today*, 2010, vol. 20, p. 4
- Insel N., Poulsen C. J., Ehlers T. A., Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation, *Climate Dynamics*, 2010, vol. 35, p. 1477
- Jaramillo C., Hoorn C., Silva S. A. F., Leite F., Herrera F., Quiroz L., Dino R., Antonioli L., , 2009 The Origin of the Modern Amazon Rainforest: Implications of the Palynological and Palaeobotanical Record. John Wiley & Sons, Ltd pp 317–334
- Jaramillo C., Romero I., D'Apolito C., Bayona G., Duarte E., Louwye S., Escobar J., Luque J., Carrillo-Briceño J. D., Zapata V., et al., Miocene flooding events of western Amazonia, *Science advances*, 2017, vol. 3, p. e1601693
- Kearey P., Klepeis K., Vine F., *Global Tectonics*. Wiley-Blackwell, 2010, 496
- Kroonenberg S. B., de Roever E. W. F., , 2009 Geological Evolution of the Amazonian Craton. John Wiley & Sons, Ltd pp 7–28
- Lammertsma E., Troelstra S., Flores J.-A., Sangiorgi F., Chemale Jr F., do Carmo D., Hoorn C., Primary productivity in the western tropical Atlantic follows Neogene Amazon River evolution, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2018, vol. 506, p. 12
- Latrubesse E., Restrepo J., Sediment yield along the Andes: Continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts, *Geomorphology*, 2014a, vol. 216, p. 225–233

- Latrubesse E. M., Cozzuol M., da Silva-Caminha S. A., Rigsby C. A., Absy M. L., Jaramillo C., The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system, *Earth-Science Reviews*, 2010, vol. 99, p. 99
- Latrubesse E. M., Restrepo J. D., Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts, *Geomorphology*, 2014b, vol. 216, p. 225
- Lynch Alfaro J. W., Boubli J. P., Olson L. E., Di Fiore A., Wilson B., Gutiérrez-Espeleta G. A., Chiou K. L., Schulte M., Neitzel S., Ross V., et al., Explosive Pleistocene range expansion leads to widespread Amazonian sympatry between robust and gracile capuchin monkeys, *Journal of biogeography*, 2012, vol. 39, p. 272
- McQuarrie N., The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau, *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 2002, vol. 114, p. 950
- Martini P., Duarte V., Arai E., Moraes J., Metodologia de Medição das Extensões dos Rios Amazonas e Nilo utilizando imagens MODIS E GEOCOVER. In *Proceedings of the XIII Latin American Remote Sensing Symposium*, Havana, Cuba , 2008
- Meade R. H., Transcontinental moving and storage: The Orinoco and Amazon Rivers transfer the Andes to the Atlantic, *Large Rivers: geomorphology and management*, 2007, pp 45–64
- Meade R. H., , 2008 *Transcontinental Moving and Storage: the Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic*. John Wiley & Sons, Ltd pp 45–63
- Milani E., Rangel H., Bueno G., Stica J., Winter W., Caixeta J., Neto O., *Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigraficas*, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2007, vol. 15, p. 183
- MODIS Land Rapid Response Team N. G., , 2020 August 7, 2020 - Amazon River Delta https://modis.gsfc.nasa.gov/gallery/individual.php?db_date=2020-08-07
- Mora A., Baby P., Roddaz M., Parra M., Brusset S., Hermoza W., Espurt N., , 2010 *Tectonic history of the Andes and Subandean zones: Implications for the development of the Amazon drainage basin*. John Wiley & Sons, Ltd pp 38–60

- Naka L. N., Brumfield R. T., The dual role of Amazonian rivers in the generation and maintenance of avian diversity, *Science Advances*, 2018, vol. 4, p. eaar8575
- NASA E. O., , 2004 Solimoes-Negro River Confluence at Manaus, Amazonia https://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/5000/5254/ISS009-E-15488_color_lrg.jpg
- Oberdorff T., Dias M. S., Jézéquel C., Albert J. S., Arantes C. C., Bigorne R., Carvajal-Valleros F. M., De Wever A., Frederico R., Hidalgo M., et al., Unexpected fish diversity gradients in the Amazon basin, *Science advances*, 2019, vol. 5, p. eaav8681
- Oliveira U., Vasconcelos M. F., Santos A. J., Biogeography of Amazon birds: rivers limit species composition, but not areas of endemism, *Scientific Reports*, 2017, vol. 7, p. 1
- Parra M., Mora A. V., Jaramillo C. J., Strecker M. R., Sobel E. R., Quiroz L. I., Rueda M. D. T., Torres V., Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia, *GSA Bulletin*, 2009, vol. 121, p. 880
- Pupim F., Sawakuchi A., Almeida R., Ribas C., Kern A., Hartmann G., Chiessi C., Tamura L., Mineli T., Savian J., Grohmann C., Bertassoli D., Stern A., Cruz F., Cracraft J., Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape, *Quaternary Science Reviews*, 2019, vol. 210, p. 154
- Pérez-Escobar O. A., Zizka A., Bermúdez M. A., Meseguer A. S., Condamine F. L., Hoorn C., Hooghiemstra H., Pu Y., Bogarín D., Boschman L. M., Pennington R. T., Antonelli A., Chomicki G., The Andes through time: evolution and distribution of Andean floras, *Trends in Plant Science*, 2022
- Ramos V. A., Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*, 2009, vol. 204, p. 31
- Rangel T. F., Edwards N. R., Holden P. B., Diniz-Filho J. A. F., Gosling W. D., Coelho M. T. P., Cassemiro F. A. S., Rahbek C., Colwell R. K., Modeling the ecology and evolution of biodiversity: Biogeographical cradles, museums, and graves, *Science*, 2018, vol. 361, p. eaar5452

- Ribas C. C., Aleixo A., Nogueira A. C. R., Miyaki C. Y., Cracraft J., A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years, *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 2012, vol. 279, p. 681
- Riff D., Romano P. S., Oliveira G. R., Aguilera O. A., , 2009 Neogene Crocodile and Turtle Fauna in Northern South America. *John Wiley & Sons, Ltd* pp 259–280
- Roddaz M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M., Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics*, 2005, vol. 399, p. 87
- Roddaz M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N., , 2010 Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System. *John Wiley & Sons, Ltd* pp 61–88
- Roddaz M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N., Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, 2011, pp 61–88
- Rossetti D. F., Cohen M. C. L., Tatumi S. H., Sawakuchi A. O., Cremon É. H., Mit-tani J. C. R., Bertani T. C., Munita C. J. A. S., Tudela D. R. G., Yee M., Moya G., Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway, *Sedimentary Geology*, 2015, vol. 330, p. 1
- Sacek V., Modelagem numérica conjunta de processos sedimentares e tectônicos em bacias sedimentares, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2011, Tese de Doutorado, 186
- Sacek V., Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 401, p. 301
- 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
- Sacek V., Ussami N., Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints, *Geophysical Journal International*, 2009, vol. 179, p. 778

- Saylor J., Stockli D., Horton B., Nie J., Mora A., Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia, *Geological Society of America Bulletin*, 2012, vol. 124, p. 762
- Sepulchre P., Sloan L., Fluteau F., Modelling the response of Amazonian climate to the uplift of the Andean mountain range, Amazonia–landscape and species evolution: a look into the past, 2009a, p. 211
- Sepulchre P., Sloan L. C., Fluteau F., , 2009b Modelling the Response of Amazonian Climate to the Uplift of the Andean Mountain Range. John Wiley & Sons, Ltd pp 211–222
- Shephard G., Müller D., Liu L., Gurnis M., Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction, *Nature Geoscience*, 2010, vol. 3, p. 870
- Silva S. M., Peterson A. T., Carneiro L., Burlamaqui T. C. T., Ribas C. C., Sousa-Neves T., Miranda L. S., Fernandes A. M., d’Horta F. M., Araújo-Silva L. E., et al., A dynamic continental moisture gradient drove Amazonian bird diversification, *Science Advances*, 2019, vol. 5, p. eaat5752
- Smith B. T., McCormack J. E., Cuervo A. M., Hickerson M., Aleixo A., Cadena C. D., Perez-Eman J., Burney C. W., Xie X., Harvey M. G., et al., The drivers of tropical speciation, *Nature*, 2014, vol. 515, p. 406
- Sobolev S., Babeyko A., What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 2005, vol. 33, p. 617
- Stewart J., Watts A. B., Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, vol. 102, p. 5327
- Tassara A., Swain C., Hackney R., Kirby J., Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data, *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, vol. 253, p. 17
- Thom G., Amaral F. R. D., Hickerson M. J., Aleixo A., Araujo-Silva L. E., Ribas C. C., Choueri E., Miyaki C. Y., Phenotypic and Genetic Structure Support Gene Flow Genera-

- ting Gene Tree Discordances in an Amazonian Floodplain Endemic Species, *Systematic Biology*, 2018, vol. 67, p. 700
- Thom G., Xue A. T., Sawakuchi A. O., Ribas C. C., Hickerson M. J., Aleixo A., Miyaki C., Quaternary climate changes as speciation drivers in the Amazon floodplains, *Science Advances*, 2020, vol. 6, p. eaax4718
- van Balen R. T., van der Beek P. a., Cloetingh S. a. P. L., The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy, *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, vol. 134, p. 527
- Vonhof H. B., Kaandorp R. J. G., Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary, *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 2010, p. 482
- Wallace A. R., On the monkeys of the Amazon, *Annals and Magazine of Natural History*, 1854, vol. 14, p. 451
- Wanderley Filho J. R., Eiras J. F., da Cruz Cunha P. R., van der Ven P. H., , 2011 *The Paleozoic Solimões and Amazonas Basins and the Acre Foreland Basin of Brazil*. John Wiley & Sons, Ltd pp 29–37
- Wanderley-Filho J. R., Eiras J. F., Da Cruz Cunha P. R., Van Der Ven P. H., *The Paleozoic Solimões and Amazonas Basins and the Acre Foreland Basin of Brazil, Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, 2011, pp 29–37
- Watts a. B., Rodger M., Peirce C., Greenroyd C. J., Hobbs R. W., Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the amazon continental margin, NE Brazil, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, vol. 114, p. 1
- Wesselingh F. P., Hoorn C., Kroonenberg S. B., Antonelli A., Lundberg J. G., Vonhof H. B., Hooghiemstra H., On the origin of Amazonian landscapes and biodiversity: a synthesis, *Amazonia: landscape and species evolution*, 2010, pp 421–431
- Woods M. T., Okal E. A., The structure of the Nazca ridge and Sala y Gomez seamount chain from the dispersion of Rayleigh waves, *Geophysical Journal International*, 1994, vol. 117, p. 205

Yáñez G., Cembrano J., Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, vol. 109

Apêndice

Algoritmo para a obtenção dos mapas de habitats a partir dos resultados

Utilizando os resultados das simulações numéricas e levando em conta as limitações do modelo, principalmente no que diz respeito à discretização espacial e temporal e as premissas estabelecidas na seção 3.6, o domínio modelado foi dividido em regiões suscetíveis a inundações sazonais, as áreas não alagadas que contém florestas de terra firme, e regiões de montanhas. Para isso, foi utilizado um método empírico que leva em consideração a topografia local e o fluxo de água regional nas regiões do modelo. Para configurar os parâmetros das equações empíricas usadas no algoritmo de delimitação dos diferentes habitats de primeira ordem na Amazônia, foram usados estimativas atuais para a fração de área de ambiente sazonalmente alagáveis e florestas de terra-firme na região Hess et al. (2015).

O algoritmo de delimitação dos habitats segue os seguintes passos:

1. Primeiramente, foram delimitadas as áreas de florestas de terra firme do modelo, que são as regiões onde a célula de Voronoi satisfaz as seguintes condições adotadas: (i) para cada célula, a soma do fluxo de água de todas as células vizinhas deve ser inferior a Q_{max} (ver Tabela A); (ii) a topografia da célula h deve ser maior que o valor $h_{min} = h_0 + (Q_r k_0)$. Se uma dessas duas condições anteriores não for satisfeita, a célula é considerada suscetível a inundações sazonais (regiões amarelas da Figura 4.12)
2. Para delinear os domínios de florestas de várzea (habitats representados pelas linhas de cor verde escuras na Figura 4.12), foram selecionadas todas as células em que a drenagem tem como região de cabeceira a Cordilheira dos Andes. O mesmo foi feito

para delinear as regiões de igapó (habitats representados pelas linhas de cor laranja na Figura 4.12), no entanto, foram selecionadas as células em que a drenagem se origina na região dos escudos. Se uma célula tem cabeceiras tanto nos Andes quanto nos escudos, essa célula foi classificada como várzea. Este procedimento é utilizado para diferenciar os rios com origem andina dos rios com origem cratônica. Dessa forma, cores diferentes nas margens dos rios, representam regiões com diferentes proveniência sedimentar, que se refletem em diferentes disponibilidades de nutrientes para os organismos que compõem a região.

3. As células com topografia superior a 1 500 m são consideradas regiões montanhosas.

O algoritmo descrito acima foi aplicado nos resultados das simulações numéricas do Conjunto 4 (Modelos 7 a 9), permitindo a obtenção da história de evolução dos habitats de primeira ordem na Amazônia para esses experimentos numéricos (Figura 4.12).

Tabela A.1 - Parâmetros usados no algoritmo de delimitação de habitats de primeira ordem na Amazônia.

Parâmetro	Descrição	Valor
Q_{max}	Fluxo máximo através da região da célula para que a mesma seja considerada terra-firme	$5.0 \times 10^{11} \text{ m}^3/\text{ano}$
k	Constante empírica	$1.25 \times 10^{-9} \text{ ano}/\text{m}^2$
h	Altitude mínima para considerar a célula terra-firme	40 m

Incorporação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês no modelo numérico

O Alto de Fitzcarrald é uma importante feição topográfica situada na região da bacia de ante-país andina do sul do Peru e nordeste da Bolívia, que tem seu soerguimento associado com a subducção de uma cordilheira submarina, a chamada Nazca Ridge, sob a placa Sul-Americana Espurt et al. (2007); Bishop et al. (2018). Na região em que Nazca Ridge é subductada, a Placa de Nazca tem um ângulo de subducção relativamente pequeno, uma vez que a crosta oceânica nessa região da placa oceânica tem maior fluutuabilidade (Eakin et al., 2014). Diferentes mecanismos foram propostos para relacionar o soerguimento do alto de Fitzcarrald com a subducção de baixo ângulo, que passa a acontecer sob a região do Peru após a chegada de Nazca Ridge na zona de subducção. É proposto que um soerguimento devido à dinâmica mantélica, que por sua vez é alterada devido a horizontalização no ângulo de subducção da Placa de Nazca possa ter gerado essa feição topográfica a partir do Plioceno Espurt et al. (2007). No entanto, Eakin et al. (2014) calcula a variação na topografia dinâmica devido à horizontalização no ângulo de subducção e concluiu que, ao contrário, uma subsidência dinâmica é esperada nessa região.

Em Bishop et al. (2018), testou-se duas hipóteses para a origem do Alto de Fitzcarrald: (1) soerguimento isostático devido à diminuição de densidade do manto litosférico continental devido à hidratação (serpentinização) dessas rochas; ou (2) o espessamento da crosta continental inferior na região sob o Alto de Fitzcarrald, que também pode gerar soerguimento por compensação isostática. Como não há evidências geofísicas de serpentinização das rochas mantélicas sob a região, a primeira hipótese é descartada, e Bishop et al. (2018) calculam que em torno de 5 km de espessamento na base da crosta seria o

suficiente para promover aproximadamente 800 m de soerguimento de rocha e gerar o alto topográfico em questão.

Na Figura B.1a, é mostrado o resultado de uma simulação numérica que usa um modelo mecânico para simular a interação entre a litosfera em subducção e a litosfera continental, em um cenário adimensional (Bird, 1984), ou seja, em que as equações diferenciais são resolvidas sem levar em consideração as dimensões reais do problema, permitindo fazer a comparação dos resultados em diferentes escalas. Os esforços cisalhantes transmitidos através da interface das placas litosféricas para a placa continental são capazes de gerar compressão na placa, que por sua vez, gera espessamento crustal. Em (Bishop et al., 2018) os resultados do modelo de Bird (1984) são adaptados ao caso da subducção de baixo ângulo sob a região do Peru (Figura B.1b). As curvas são reescaladas para que a região de contato modelada em Bird (1984) coincida com a região entre as curvas de 80 km de profundidade da Moho para a Placa de Nazca (Bishop et al., 2017) e de 90 km de profundidade da placa de Nazca a partir de tomografia de onda de superfície, respectivamente as curvas laranja e vermelha da Figura B.1b. Nota-se na Figura B.1b, que quando é feito esse ajuste, as curvas de mesma magnitude de espessamento crustal calculadas no modelo de Bird (1984), após reescaladas (curvas roxas na Figura B.1b), localizam-se na mesma posição da feição topográfica correspondente ao Alto de Fitzcarrald.

O Alto de Vaupês (*Vaupês Swell*) é um arco no embasamento que se reflete em um alto topográfico de baixa elevação que atualmente separa as bacias de drenagem do Rio Orinoco da Bacia de drenagem do Rio Amazonas. Nessa região o Escudo das Guianas pode até mesmo aflorar, como na montanhas de Macarena, Chiribiquete e Araracuara, no leste da Colômbia. Poucos trabalhos exploraram a origem do Alto de Vaupês e até hoje a origem dessa feição permanece desconhecida. No entanto, evidências apontam que tenha se originado a partir final do Mioceno, e também é possível que seu soerguimento esteja associado com a subducção de uma cordilheira submarina (Mora et al., 2010), possivelmente *Carnegie Ridge*.

De acordo com Espurt et al. (2007), devido ao soerguimento do Alto de Fitzcarrald, entre 450 e 760 m de sedimentos foram removidos sobre essa feição. Para o Alto de Vaupês, esse valor pode chegar a 2 000 m (Mora et al., 2010).

Para a incorporação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês nas simulações de evolução da paisagem, foram necessárias alterações no modelo numérico para

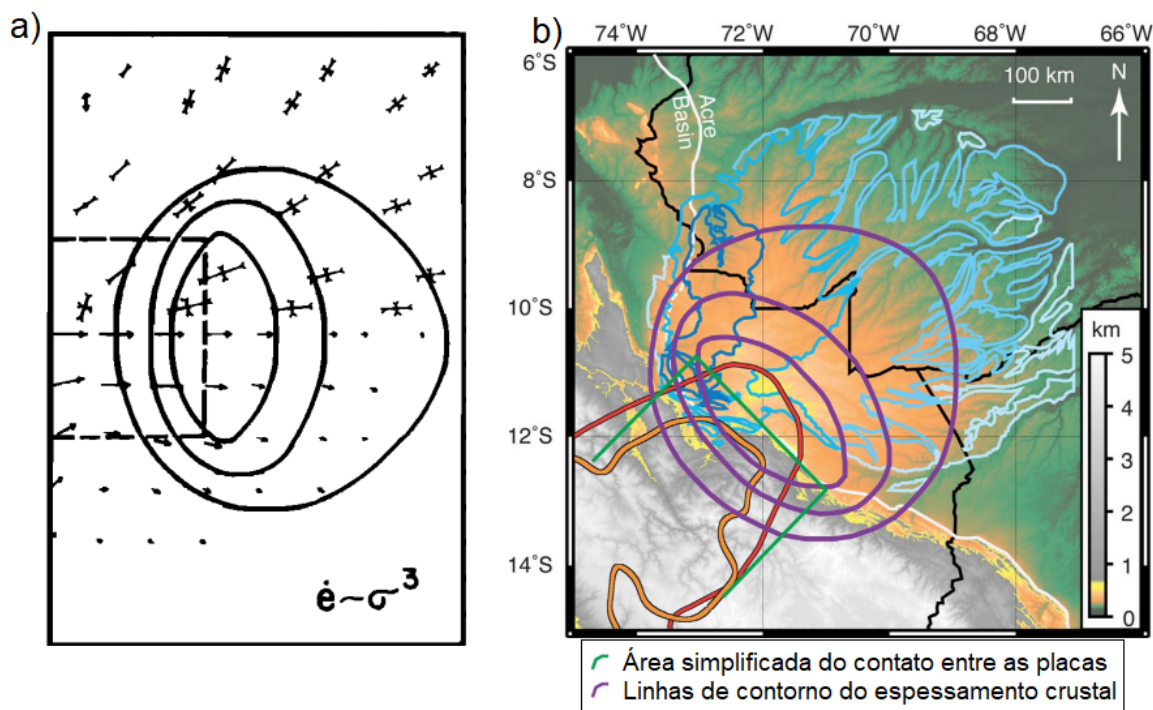


Figura B.1: a) Resultados de simulações numéricas realizadas em Bird (1984), em que são calculados os esforços e o espessamento crustal esperados em cenários que representam subducções de baixo ângulo. O retângulo preto tracejado mostra a região que representa o contato horizontal entre placas, onde é aplicado um esforço cisalhante uniforme para a direita. Na metade superior da figura é mostrados os esforços calculados na placa cavalgante. As curvas de nível mostram as regiões com mesma magnitude de espessamento crustal, que são proporcionais à velocidade de convergência. Nessa figura, todas as magnitudes são relativas, e dependem dos parâmetros escolhidos no modelo numérico. Figura extraída de Bird (1984); Modelo de (Bird, 1984), reescalado para o caso da subducção de baixo ângulo sob o Peru. Figura extraída de Bishop et al. (2018).

que fosse possível simular os processos associados ao desenvolvimento dessas feições topográficas no norte da América do Sul. Para isso, incluiu-se no modelo um novo processo, que simula um espessamento na base da crosta (Seção B.1), gerando um soerguimento isostático e flexural na placa litosférica, que por sua vez, altera os processos superficiais. Adicionalmente, uma segunda alteração no modelo numérico foi necessária para que essas feições topográficas fossem preservadas, que é o aumento da resistência à erosão de camadas sedimentares que atingiram uma profundidade mínima h_{lit} . Essa última alteração nos processos superficiais, descrita no Apêndice B.2, permitiu a simulação do processo de litificação e endurecimento de camadas sedimentares que foram soterradas e posteriormente expostas devido ao soerguimento seguido de erosão.

B.1 Incorporação do processo de espessamento da crosta inferior nas simulações

Para a incorporação de um soerguimento isostático em resposta a um espessamento na crosta inferior no modelo numérico, modificou-se as equações do processo de flexura para que fossem consideradas as variações na profundidade da crosta em resposta ao espessamento em sua base. Dessa maneira, a Equação 3.20 passa a incorporar mais uma parcela, calculada de acordo com a Equação B.1:

$$F_{up} = \Delta h_{up} g (\rho_m - \rho_c), \quad (\text{B.1})$$

onde g é a aceleração da gravidade, ρ_m é a densidade do manto e ρ_c é a densidade da crosta. O espessamento na base da crosta Δh_{up} , em certo intervalo de tempo Δt , é calculado de acordo com a seguinte equação:

$$\Delta h_{up} = U_{arch}(x, y, t) h_{up} \Delta t, \quad (\text{B.2})$$

onde o mapa de magnitudes da taxa de espessamento na base da crosta $h_{up}(x, y)$, assume valores entre 0 e 100%, e o valor do parâmetro $U_{arch}(x, y, t)$ determina a amplitude máxima da taxa de espessamento crustal imposta na região dos arcos em cada período. Esse espessamento crustal é diferente do considerado no processo de orogenia, uma vez que a carga do orógeno gera uma carga vertical negativa na litosfera (Equação 3.2) e no caso de um espessamento na crosta inferior, a diferença de densidade causaria uma força com sinal positivo na litosfera, ou seja, com sentido contrário ao do processo de orogenia. Adicionalmente, o valor do espessamento crustal não altera diretamente a topografia, que é alterada devido à atuação do processo de flexura e isostasia compensando o alívio de carga.

B.2 Variação da erodibilidade dos sedimentos com a profundidade

Camadas de sedimentos passam a sofrer os processos diagenéticos assim que são soterradas, e quando atingem certa profundidade, processos associados com a litificação dos sedimentos, como a compactação e cimentação, gradualmente transformam-os em rocha. O processo de litificação foi simulado no modelo numérico através de uma modificação nos processos superficiais, em que foi incorporado um algoritmo que permite um aumento

no valor do parâmetro l_{sp} em regiões onde as superfícies sedimentares expostas estiveram previamente soterradas a profundidades superiores a um valor mínimo h_{lit} . O algoritmo desenvolvido mapeia a profundidade em que as camadas atingiram um valor de profundidade mínima para o processo de litificação. Adicionalmente a implementação que permite a variação do parâmetro l_{sp} múltiplas vezes, para camadas que atingiram diferentes profundidades. No entanto, a necessidade de se mapear todas as interfaces onde há mudança de resistência à erosão das camadas sedimentares, o algoritmo acaba se tornando o gargalo temporal do modelo numérico.

B.3 Modelo 10: cenário com a incorporação do soerguimento dos Altos de Vaupês e de Fitzcarrald

Cenário inicial e parâmetros iniciais

Na Figura B.2, é apresentada a evolução da paisagem para uma simulação denominada Modelo 10. Nessa simulação, o cenário inicial e todos os parâmetros iniciais são exatamente iguais aos do Modelo 9, mas com a incorporação dos processos descritos nas Seções B.1 e B.2, que se mostraram necessários para a simulação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês.

O mapa de espessamento crustal imposto na região do Alto de Fitzcarrald e o valor das amplitudes do espessamento crustal foram baseados do trabalho de Bishop et al. (2018). Para a região do Alto de Vaupês, nenhum trabalho ainda estimou o espessamento crustal necessário para o soerguimento dessa feição. Para criar o mapa de espessamento crustal dessa região, por simplicidade, as curvas de magnitude de espessamento crustal mostradas em Bishop et al. (2018), foram transladadas para que a máxima amplitude do mapa de espessamento crustal coincida com o valor de elevação máxima desse alto topográfico. Para o Modelo 10, o mapa de espessamento crustal $h_{up}(x, y)$ utilizado está representado na Figura B.2, para 4 Ma, onde as curvas brancas, amarelas e vermelhas, marcam as regiões onde h_{up} assume os valores 0, 40% e 80%, respectivamente.

No Modelo 10, um espessamento crustal na região do Alto de Fitzcarrald é imposto a partir de 5 Ma, com taxa constante no tempo e de amplitude máxima $U_{fitz} = 1000$ m/Ma. Enquanto que na região do Alto de Vaupês, o espessamento crustal é imposto a partir de 15 Ma, também a uma taxa constante e com valor de amplitude máxima igual a

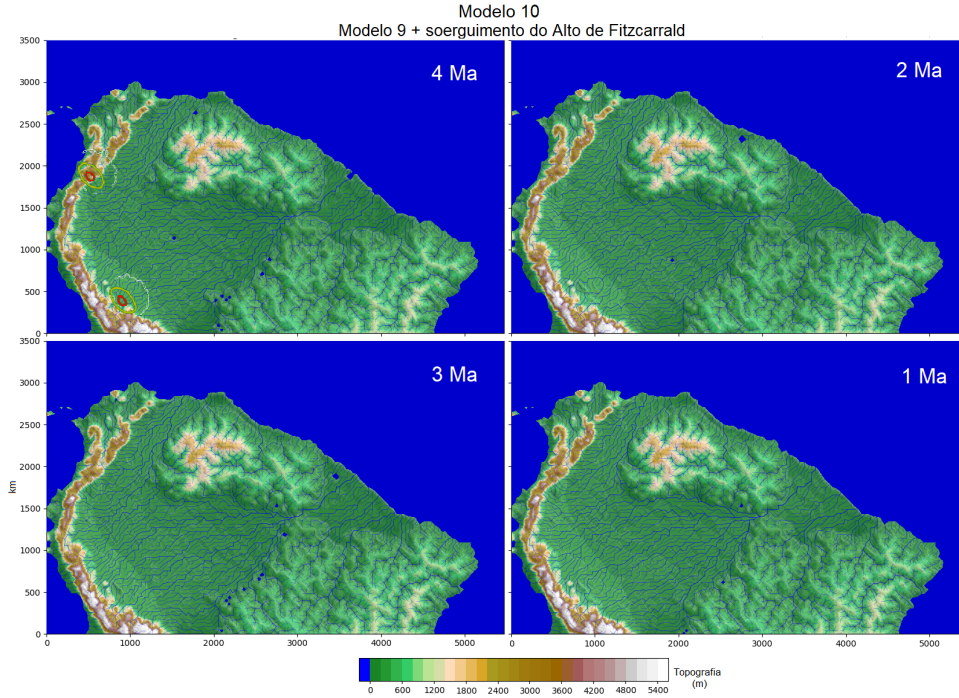


Figura B.2: Evolução da topográfica e do padrão de drenagem para o Modelo 10, onde foram incorporados, para a simulação do soerguimento dos Altos de Fitzcarrald, a partir de 5 Ma, e de Vaupês, a partir de 15 Ma. Na imagem em que a idade 4 Ma é representada, as curvas brancas, amarelas e vermelhas, marcam as regiões em que o mapa de espessamento na base da crosta $h_{up}(x, y)$ assume os valores 0, 40% e 80%, respectivamente.

$$U_{vaupes} = 500 \text{ m/Ma.}$$

No Modelo 10, o processo que simula a litificação dos sedimentos acontece para camadas sedimentares que atingiram a uma profundidade de $h_{lit} = 100 \text{ m}$. Essas camadas passam a ter um valor do parâmetro $l_{sp} = 10\,000 \text{ m}$, que representa um aumento de 100 vezes no valor desse parâmetro em relação aos sedimentos considerados inconsolidados.

Resultados

Resultados de simulações preliminares que acoplam o espessamento na base da crosta a fim de simular o soerguimento dos Altos de Fitzcarrald e de Vaupês, mostram que, sem a incorporação do processo de litificação no modelo numérico, apesar de elevadas taxas de espessamento na base da crosta impostas nas simulações, maiores que 1 km/Ma , os altos topográficos não foram preservados.

Isso porque, nas simulações, as camadas sedimentares são facilmente erodidas quando passam por soerguimento e se mantêm acima do perfil de equilíbrio. Para essas camadas, o valor estabelecido para o parâmetro l_{sp} é relativamente baixo, pois só assim é possível

reproduzir, ao final das simulações, o baixo gradiente topográfico que se observa atualmente na Amazônia (Sacek, 2014).

Na Figura B.2, a partir de 3 Ma, é possível observar sutis feições topográficas correspondentes a ambos os arcos. Mesmo que incipiente, o alto topográfico que se desenvolve na região sub-andina do Peru, e que representa o Alto de Fitzcarrald, é capaz de desviar os rios com origem andina, fazendo-os contornar essa feição topográfica recém criada. No entanto, nas Figuras B.2 para as idades 1 e 2 Ma, nota-se que um canal com origem nos Andes Centrais é capaz de cortar esse alto topográfico, dividindo-o em duas feições topográficas menores, situadas a noroeste e sudeste do canal. Esse resultado não representa a situação atual na Amazônia, uma vez que o Alto de Fitzcarrald é capaz de desviar grandes rios Andinos, como o Rio Ucayaly e o Rio Madeira.

Na região em que foi modelado o soerguimento do Alto de Vaupês, apesar de elevados valores de espessamento crustal acumulados na região durante 15 Ma em que se simulou esse processo, ainda não foi possível simular o soerguimento de um alto topográfico que represente um divisor de drenagem entre os sistemas de drenagem do Rio Orinoco e do Rio Amazonas, como o Alto de Vaupês. No entanto, é possível que com a imposição de diferentes mapas de espessamento crustal \dot{h}_{up} nas simulações numéricas, na região do Alto de Vaupês, e também concentrando o espessamento crustal em um período de tempo menor, seja possível criar um divisor de drenagem na região do alto de Vaupês em que o embasamento seja exposto.

Dessa maneira, com a combinação dos processos de espessamento da base da crosta, isostasia e flexura da litosfera, e processos superficiais que levam em conta o aumento na resistência à erosão de sedimentos soterrados, foi possível simular o soerguimento de altos topográficos na região subandina. No entanto, novas simulações devem ser realizadas a fim de se testar diferentes valores nas taxas de espessamento crustal e nas profundidades de litificação dos sedimentos, para que esses altos topográficos, incorporados nas simulações numéricas, reproduzam as feições topográficas que hoje são observadas na Amazônia, e são capazes de redirecionar o fluxo de grandes rios andinos, reconfigurando as áreas das bacias de drenagem da região.