

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SOERGUMENTO DOS ANDES CENTRAIS, SUBSIDÊNCIA E FLUXOS SEDIMENTARES  
NO *FORELAND* DURANTE O CENOZOICO – BACIA MADRE DE DIOS - PERU**

Geovana Leite Geraldo

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Co-orientador: Ms. Cristiano Padalino Galeazzi

MONOGRAFIA

(TF – 19/13)


SÃO PAULO

2019

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SOERGUMENTO DOS ANDES CENTRAIS, SUBSIDÊNCIA E FLUXOS SEDIMENTARES  
NO *FORELAND* DURANTE O CENOZOICO – BACIA MADRE DE DIOS - PERU**

De acordo com 

Geovana Leite Geraldo



Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

SÃO PAULO

2019

## DEDICATÓRIA

Dedico este Trabalho de Formatura aos meus pais, Roseli e Vanderlei. Cada passo que eu dei nesses cinco anos reflete uma vida de amor e dedicação às suas duas filhas.

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente, agradeço à minha mãe e ao meu pai, por todo o suporte e apoio não só ao longo desses cinco anos, mas por estarem ao meu lado a minha vida toda. Obrigada pelas conversas, pelo incentivo e confiança que vocês sempre tiveram em mim. O gosto que eu desenvolvi pelos estudos e pelo ensino nasceu vendo o exemplo de vocês. Se vocês não puderam concluir a graduação na USP, hoje eu termino por vocês, que estão presentes em todas as minhas conquistas. Agradeço também à minha irmã e amiga, Amanda, que esteve comigo todos esses anos. Tenha certeza que quando você menos esperar, vai ser sua vez de escrever seus agradecimentos.

Agradeço aos professores que tive ao longo da vida, vocês foram essenciais e a base de tudo que eu sei hoje. Agradeço especialmente aos professores Zeca, Cíntia, Cecília, Glória e Michel. Agradeço também aos amigos que fiz nesse tempo e que ainda fazem parte da minha vida: Fernanda Moreno, Lucas Rossitto, Yasmin, Camila, Natália e Bianca. Agradeço à Pâmela, pelo seu carinho e amizade tão importantes pra mim.

Pelos conhecimentos que adquiri ao longo desses cinco anos, quero agradecer aos professores do Instituto de Geociências. Obrigada pelos ensinamentos e momentos divididos em campo. Agradeço especialmente aos professores André Negrão, Adriana (Bisteca), Boggiani, Eliane, Fábio Ramos, Fred, Frutinha, Gergely, Giannini, Marcelo, Marcos Egydio, Maria Helena, Mário Campos, Renato de Moraes, Sônia, Veridiana e Victor Sacek (IAG). Agradeço também aos funcionários do IGc, especialmente ao Samuca, Bira, Adriano e Marciano, os campos não seriam os mesmos sem vocês.

Gostaria de agradecer aos meus colegas e amigos da turma 58, com quem eu convivi ao longo desses cinco anos, com quem eu aprendi e tive ótimos momentos. Agradeço especialmente à Ana Paula, Ana Porto, Beatriz Nunes, Thaizão, Lina, Durval, Kibe, Cocrete, Rico, Porca, Paulo Henrique, Sacolé e Raquel Gomide.

Agradeço à Daniella Baroni, por ser sempre a pessoa para quem eu posso contar tudo, por estar ali sempre ao meu lado, torcendo por mim, acreditando em mim e dando broncas quando necessário. Você tem um caminho incrível pela frente!

Quero agradecer especialmente ao meu eterno grupo de Mapeamento Geológico, Ana Magalhães e Arthur, que me acompanharam ao longo de quase todos os trabalhos da graduação, que dividiram momentos de alegria e de raiva, que surtaram comigo, brigaram comigo, levaram bronca comigo, riram comigo, dançaram comigo, mas principalmente, me enxergaram e me entenderam no momento que eu precisei, me ouviram e não saíram do meu

lado mesmo quando me afastei de vocês. Se eu sou essa pessoa hoje, concluindo esse TF e começando o caminho que eu escolhi e que me faz feliz, é em parte graças a vocês.

Ao pessoal do Mocó, obrigada por me acolherem e me ajudarem ao longo desse ano. Obrigada Lari, Lucas (Bagô), Sueca, Carlos e Lili. Em especial, agradeço ao Cris (Tigresa) e ao Ariel, que me acompanharam e participaram de muitas etapas desse Trabalho ao longo do ano, obrigada por discutirem ideias e revisarem o texto inúmeras vezes. Esse Trabalho não teria saído sem vocês!

Agradeço especialmente ao meu orientador, Renato Paes de Almeida (Nínguém). Obrigada por acreditar em mim desde o começo, por me incentivar e sempre esperar o melhor do meu trabalho, mesmo em momentos em que nem eu acreditei. Seu apoio e confiança foram essenciais, sou muito grata pela oportunidade que tive de aprender e crescer sendo orientada por você.

Por fim, agradeço à agência de fomento FAPESP, por financiar o meu Projeto de Iniciação Científica (processo 2018/25975-8) que deu origem a esse Trabalho de Formatura.

*“Acima de tudo, não tema os momentos difíceis.*

*O melhor vem deles.”*

*Rita Levi – Montalcini.*

## RESUMO

Os Andes são o segundo maior sistema orogênico ativo da Terra em área, com uma história de soerguimento iniciada na transição do Neocretáceo para o Paleoceno. A carga topográfica do orógeno resultou em um extenso sistema de bacias de *foreland*, cujo registro sedimentar reflete a história de crescimento do orógeno. Além disso, mais de 90% do fluxo de sedimentos em suspensão que chega na foz do Rio Amazonas possui origem andina. Tais fatores trazem uma relevância global para a região, já que constitui um grande sistema geodinâmico ativo no qual é possível estudar e relacionar efeitos tectônicos, de relevo, climáticos e de processos superficiais para explicar a evolução de sistemas tectono-sedimentares ao longo do tempo. Contudo, diferentes aspectos dessa evolução têm sido abordados de forma independente, sem integração ou reconhecimento de incongruências entre os modelos. Para compor cenários integrados para a evolução tectono-sedimentar da região, o presente Trabalho de Formatura apresenta extensiva compilação bibliográfica de dados e modelos de estratigrafia, encurtamento tectônico, clima e produção sedimentar para a região dos Andes Centrais e da Bacia Madre de Dios (Peru) no Cenozoico. Essas informações foram utilizadas como entrada para modelos numéricos computacionais simplificados de tectônica, isostasia, flexura, subsidência e denudação, que tiveram como resultados curvas de subsidência na bacia desde o Neocretáceo e de paleotopografia e produção sedimentar nos Andes Centrais desde o Eoceno Médio. Essas curvas foram utilizadas para avaliar, do ponto de vista quantitativo, a coerência entre os modelos baseados no encurtamento tectônico na região e o registro estratigráfico na bacia de *foreland*. O intervalo entre 30 e 15 Ma apresenta maior coerência entre os modelos, sendo o período com dados mais robustos. Já os intervalos entre 15-7 Ma e de 7 Ma até o Recente exigem a abordagem de outros fatores para a influência na evolução tectono-sedimentar da região, como por exemplo mudanças no clima. As taxas de denudação médias obtidas pelo modelo condizem com os valores encontrados na bibliografia, o que valida o modelo de paleotopografia simulado nesse trabalho.

## ABSTRACT

The Andean mountains are the second largest orogenic active system in area on Earth, with an uplift history initiated at the Late Cretaceous to Paleocene transition. The topographic orogenic load originated an extensive foreland basins system, whose sedimentary record reflects the orogenic growth history. Furthermore, more than 90% of the suspended sedimentary flux arriving at the Amazon River mouth has Andean source. Such factors bring global importance to the region, as this great geodynamic active system enables the investigation and correlation of the effects of tectonic, relief, climatic and Earth surface processes on the evolution of tectonic-sedimentary systems through the time. Nevertheless, different aspects of that evolution have been considered independently, with no integration or recognition of discrepancies among the models. To compose integrated tectono-sedimentary evolutive scenarios for the region, this Undergraduate Thesis presents extensive bibliographic compilation of data and models of stratigraphy, tectonic shortening, climate and sedimentary yield for the Central Andes and the Madre de Dios Basin (Peru) in the Cenozoic. These pieces of information were used to feed simplified computational numerical models of tectonics, isostasy, flexure, subsidence and denudation, that resulted in curves of basin subsidence since the Late Cretaceous and a curve of paleotopography and sedimentary yield on Central Andes since the Medium Eocene. These curves were used to evaluate, from a quantitative perspective, the coherence among the models based on tectonic shortening of the region and the foreland basin stratigraphic record. The interval between 30 and 15 Ma presents the greater coherence between the models, being the period with the most robust data. The intervals between 15-7 Ma and since 7 Ma until the Recent time require consideration of other factors to the influence on tectonic-sedimentary evolution of the region, for example climate change. The average denudation rates obtained by the model agree with the values found in bibliography, validating the paleotopography model simulated in this work.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: A- Mapa altimétrico da parte oeste da América do Sul. B- Mapa mostrando a divisão latitudinal dos Andes em Andes do Norte, Andes Centrais e Andes do Sul. A região de bacias de *foreland* andinas encontra-se destacada. Notar que na região dos Andes Centrais, a cadeia de montanhas apresenta maior largura em relação ao norte e ao sul. Fonte: Horton, 2017. 18
- Figura 2: Contextualização dos Andes Centrais, WC: Cordilheira Oeste; MA: Arco Magmático; EC: Cordilheiras Leste; AS: Zona Subandina; BMD: Bacia Madre de Dios; SBS: Sistema Santa Bárbara; SP: Sierras Pampeanas. Em destaque, encontra-se a porção que abrange a Bacia Madre de Dios. Fonte: Oncken et al., 2006. .... 24
- Figura 3: Bacias Amazônicas de *Foreland* com destaque para o Sistema Amazônico Sul, no qual encontram-se as bacias Madre de Dios e Beni. SANF: Sistema Amazônico Norte de Bacias de *Foreland*; SASF: Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland*. Fonte: Roddaz, 2005. .... 25
- Figura 4: Tipos de bacias de *Foreland* e suas posições em relação ao orógeno. SAZ: Zona Subandina. Fonte: Roddaz et al., 2010. .... 25
- Figura 5: Mapa da Bacia Madre de Dios, onde é possível observar sua orientação WNW-ESSE, com a presença de sedimentos do Neógeno depositados já na Zona Subandina, representados em amarelo. A seção apresentada na Figura 6 está representada pelo pontilhado em azul. Fonte: Gil, 2001. .... 27
- Figura 6: Seção geológica da Bacia *Madre de Dios* no sul do Peru. Notar que parte da bacia encontra-se sobre o *fold and thrust belt* e parte no *foredeep*, com grande parte do preenchimento no Neógeno. Fonte: Hermoza, 2004. .... 29
- Figura 7: Estratigrafia da Bacia Madre de Dios no Neocretáceo e Cenozoico. Fonte: Modificado de Hermoza, 2004. .... 32
- Figura 8: \*\* A Formação Bala também recebe o nome de Formação Chambira (Gil, 2001). Posição do ambiente de deposição das formações da Bacia Madre de Dios em relação ao orógeno. Essa estratigrafia refere-se à encontrada atualmente na Zona Subandina. Notar que inicialmente a região tratava-se do *backbulge* e *foredeep* distal do sistema de *foreland*, mudando gradativamente para depósitos de *foredeep* proximal, até que por fim, a partir da Formação Charqui, teve início a deposição no *wedge-top*, chamado atualmente de Zona Subandina. Essa variação na posição dos depósitos ao longo do tempo indica a migração do sistema de *foreland* e do próprio orógeno para leste ao longo do Cenozoico. Modificado de: Gil, 2001. Informações de Hermoza, 2004; Roddaz et al. 2010. .... 33
- Figura 9: Taxas de encurtamento nos Andes Centrais na latitude 21°S nos últimos 50 Ma em diferentes segmentações da região. Notar que a Cordilheira Leste e a Zona Subandina possuem taxas de encurtamento maiores. Pode-se também destacar que o início da deformação da Zona Subandina deu-se nos últimos 10 Ma, onde se concentra a deformação

atualmente. Fonte: Elger *et al.*, 2005 com informações da Pré-Cordilheira de Victor *et al.*, 2004 e Haschke e Guenther, 2003, e informações da Cordilheira Leste de Müller *et al.*, 2002..... 37

Figura 10: A- Correlação entre a produção sedimentar e a inclinação média de 47 bacias nos Andes Bolivianos para diferentes litologias. Na equação ajustada das retas, L significa litologia e S inclinação média (Slope). As melhores retas ajustadas para as três litologias apresentam valores do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,72; 0,67 e 0,55 para rochas ígneas, metassedimentares e sedimentares, respectivamente. B- Correlação entre a produção sedimentar e o relevo médio local para as mesmas bacias. As melhores retas ajustadas apresentam valores de  $R^2$  de 0,56; 0,49 e 0,49, respectivamente para as rochas ígneas, metassedimentares e sedimentares. Notar que a produção sedimentar apresenta melhor correlação com a inclinação para as três litologias. Fonte: Aalto *et al.*, 2006. .... 41

Figura 11: A - Perfis de elevação máxima (branco) e média (cinza) nos Andes na direção norte-sul. Notar que as maiores altitudes máximas e médias encontram-se nos Andes Centrais, entre as latitudes de 10° e 30°. Os pontos em vermelho representam as altitudes da linha de gelo perene atual e os pontos em azul no Pleistoceno (Schwertfelder, 1976). B- Topografia da América do Sul. C – Média de precipitação anual, notar que no retângulo vermelho, onde localiza-se a Bacia Madre de Dios, ocorrem altas taxas de precipitação Zona Subandina. D – Imagem com os locais de maiores inclinações representados em amarelo e maiores precipitações representados em azul. Os pontos em vermelhos são os pixels que apresentam 10% dos maiores índices de erosão do mapa. Notar que a Zona Subandina encontra-se entre esses pontos. E – Proporção das drenagens que correm para oeste. Notar que na Bacia Madre de Dios, a maior parte do fluxo é drenado para leste. Fonte: Montgomery *et al.*, 2001..... 43

Figura 12: A- Relação entre o *runoff* e produção sedimentar para as 47 bacias nos Andes Bolivianos estudadas por Aalto *et al.* 2006. Os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) para as litologias ígnea, metassedimentar e sedimentar são respectivamente 0,31; 0,32; 0,13, mostrando que é difícil assumir uma correlação direta entre os dois parâmetros. B- Relação entre *runoff* e inclinação média, com um  $R^2$  de 0,50, o que mostra que esses fatores possuem melhor correlação do que a SY e o *runoff*. Imagem: Aalto *et al.* 2006..... 44

Figura 13: Bacia Hidrográfica Madre de Dios, localizada no Peru e na Bolívia. Fonte: Thieme *et al.*, 2007..... 46

Figura 14: a- Elevação da Bacia Madre de Dios (dados SRTM). b- Proporção do quanto de sedimento é captado nos Andes em cada rio da Bacia Madre de Dios. Notar que é considerado como Andes apenas a porção da Cordilheira Leste. A Zona Subandina, onde também ocorrem declividades relativamente altas, não foi considerada pelo autor, de modo que a proporção de sedimentos com origem andina encontra-se subestimada na imagem. Fonte: Thieme *et al.* 2007. .... 46

Figura 15: Fluxograma do funcionamento do modelo de paleoelevação 1D utilizado. As etapas 1, 2, 3, 4 e 5 realizadas pelo modelo estão descritas no corpo do texto.....	48
Figura 16: Efeito da deformação compressional na litosfera gerando encurtamento. As representações de crosta e manto são meramente ilustrativas do efeito da deformação e não apresentam escala. ....	48
Figura 17: Esquema de blocos continentais utilizados para o cálculo de relevo por ajuste isostático. No caso apresentado, a litosfera sofreu espessamento devido à compressão. A legenda dos parâmetros da figura encontra-se listada abaixo. ....	52
Figura 18: Modelo do <i>backstripping</i> utilizado. Os dados gerados ao final de cada passo alimentam o próximo. A duração de tempo de cada passo depende das idades da base e do topo das camadas retiradas.....	55
Figura 19: Modelo de isostasia aplicado ao caso do <i>backstripping</i> . A cada camada retirada, os estratos sedimentares subjacentes são descompactados e conseqüentemente espessados. O nível de base se mantém, pois o modelo utilizado não considera que o nível do mar varia. A litosfera e os sedimentos restantes na bacia soerguem a cada passo devido à retirada de parte da carga que gera o esforço. A imagem mostra a condição inicial, na qual o topo do sedimento está em exposição subaérea. Considera-se que o espaço gerado pela retirada das camadas é preenchido por água. As espessuras e densidades obtidas após o <i>backstripping</i> funcionam como condição inicial para o próximo passo do modelo. O <i>b</i> presente nos parâmetros representa o valor das densidades e espessuras após a retirada da camada em cada passo. A densidade $\rho L$ e espessura $EL$ da litosfera são considerados constantes ao longo de todo o <i>backstripping</i> . A espessura total dos blocos não muda ao longo do processo, de modo que $ET1 = ET2$ . $I1$ e $I2$ representam as subsidências isostáticas acumuladas ao longo dos passos.....	58
Figura 20: Área fonte de sedimentos da Bacia Madre de Dios destacada em vermelho. Os traços em branco correspondem aos perfis utilizados para obtenção das altitudes da região bem como a largura média da bacia. Imagem: Google Earth Pro. ....	59
Figura 21: Perfis topográficos com orientação SW-NE, perpendiculares ao <i>trend</i> dos Andes Centrais Peruanos, correspondentes à vertente leste da Cordilheira Oriental e à Zona Subandina. O formato do perfil pode ser aproximado para um triângulo retângulo para o cálculo da produção sedimentar média da vertente. Imagem: Google Earth Pro. ....	60
Figura 22: Simplificação da forma geométrica da vertente da área fonte. Hachurado em amarelo está a área de produção sedimentar, de 36.000 km <sup>2</sup> . A nordeste da vertente, localiza-se o <i>foredeep</i> da bacia, onde por simplificação, considera-se que não há produção sedimentar.....	61
Figura 23: Aproximação geométrica das camadas sedimentares depositadas nos últimos 46 Ma. A porção em laranja representa a Zona Subandina e a porção em amarelo representa o <i>foredeep</i> . ....	62

Figura 24: Curvas de subsidência da Bacia Madre de Dios na Zona Subandina obtidas através de <i>backstripping</i> , considerando as espessuras médias das camadas. A curva em verde representa a subsidência total, em laranja a tectônica e em azul a isostática. ....	67
Figura 25: Curvas de subsidência da Bacia Madre de Dios na região do <i>foredeep</i> obtidas através de <i>backstripping</i> , considerando as espessuras médias das camadas. A curva em verde representa a subsidência total, em laranja a tectônica e em azul a isostática. ....	67
Figura 26: Taxas de subsidência total ao longo do tempo obtidas por <i>backstripping</i> considerando as espessuras médias das camadas. ....	68
Figura 27: Curva de encurtamento cumulativa estimada na porção norte dos Andes Centrais, na região da Bacia Madre de Dios, com base nos dados presentes em Oncken <i>et al.</i> (2006). ....	69
Figura 28: Seções utilizadas para realizar as estimativas de encurtamento da porção norte dos Andes Centrais. A seção utilizada por Oncken <i>et al.</i> (2006) encontra-se em vermelho, já a seção em amarelo corresponde à porção onde foi estimado o encurtamento. Imagem: Google Earth Pro (2019). ....	69
Figura 29: Resultados obtidos com o modelo de paleoelevação 1D. O primeiro gráfico mostra a evolução da topografia ao longo do tempo resultado do espessamento da crosta, considerando uma produção sedimentar de 570 t/km <sup>2</sup> /ano (Latrubesse e Restrepo, 2014) para 3.000 m de altitude. Conforme a altitude fica maior, a produção sedimentar também aumenta. O segundo gráfico mostra a evolução da subsidência flexural ao longo do tempo, resultado da sobrelevação do orógeno. ....	71
Figura 30: Curva de subsidência associada à flexura devido à carga dos Andes. É possível relacionar essa curva com o fatores de contração médios ao longo do tempo na região, destacados pela curva em vermelho. O fator de contração é equivalente a $1/\beta$ . ....	72
Figura 31: Evolução da produção sedimentar e da taxa de denudação para as paleoaltitudes calculadas no modelo. ....	74
Figura 32: Variação da temperatura ao longo do Cenozoico com base no $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de foraminíferos. Notar que ocorrem dois ótimos climáticos no Eoceno, com o consequente aumento na umidade. Essas condições resultariam no aumento das taxas de denudação e em redução da topografia, de modo que a diminuição da carga poderia resultar no soerguimento do <i>foreland</i> adjacente. A transição do Eoceno para o Oligoceno apresenta uma queda relativamente alta na temperatura, o que poderia ser um dos motivos para a tendência de diminuição da erosão nos Andes e a predominância do efeito do soerguimento tectônico na topografia. Imagem: Zachos <i>et al.</i> , 2008. ....	78
Figura 33: Respostas da topografia do orógeno e da subsidência no <i>foreland</i> considerando-se as relações entre taxa de soerguimento tectônico e taxa de denudação (Willet e Brandon, 2002; Naylor e Sinclair, 2008). É importante destacar que a taxa de denudação é função da altitude e conseqüentemente da taxa de soerguimento. Portanto, mantendo uma taxa de	

soerguimento e parâmetros climáticos constantes no tempo, a tendência é que a taxa de denudação aumente até atingir valores próximos ao soerguimento, de modo que o relevo chega ao *steady state*. ..... 79

Figura 34: Idades AFT (*Apatite Fission Track*) obtidas nos Andes Centrais Bolivianos. É possível observar dois picos de idades: o primeiro ocorre no início do Oligoceno (34-28 Ma), no qual a maior parte das amostras localiza-se no Altiplano; já o segundo ocorre no final do Mioceno (8-6 Ma), com grande parte das amostras localizada na Cordilheira Leste. Dados: Hoorn et al. 2010. .... 80

Figura 35: Representação esquemática do comportamento das taxas de denudação (TD) e de soerguimento (TS) ao longo do intervalo de tempo entre 15 e 7 Ma: a subsidência no *foreland* indica que a taxa de denudação sofreu redução para compensar a diminuição na taxa de soerguimento, de modo que a TS permaneceu maior que TD e a subsidência da bacia continuou ativa. .... 81

Figura 36: Modelo termal da litosfera continental 1°x1° de Artemieva (2006). A – Espessura da litosfera continental, notar que na região dos Andes Centrais, a espessura da litosfera diminui para leste, o que resulta na propagação da deformação para o leste, onde a resistência flexural é menor. B – Temperatura da litosfera a uma profundidade de 150 km. Para as porções nas quais a temperatura é 1300°C, essa é a profundidade da base da litosfera. Notar que o gradiente geotérmico e o fluxo térmico são menores na região do Platô Andino e aumenta para leste. Fonte: Artemieva, 2006. .... 83

Figura 37: Perfil SW-NE da porção central da Bacia Madre de Dios. Notar que a Zona Subandina, onde se concentrou a deformação nos últimos 10 Ma, localiza-se em uma região de altas pluviosidades, tanto devido à proximidade da Bacia Amazônica (localizada a NE), como também pelas chuvas orográficas. Imagem: Google Earth Pro. .... 84

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Informações resumidas dos eventos tectônicos que ocorreram nos Andes Centrais desde o Neocretáceo até o Recente. As fontes das informações encontram-se listadas na própria tabela. * Mégard, 1984; Noblet et al., 1996. ** Allmendinger et al., 1997; Mahlburg et al., 1999.....	38
Tabela 2: Valores utilizados para o cálculo dos volumes de sedimentos na Zona Subandina e no <i>foredeep</i> . As espessuras dos depocentros foram obtidas pela soma da espessura média de cada camada sedimentar (Gil ,1999; 2001; Hermoza, 2004; Roddaz <i>et al.</i> , 2010; Louterbach, 2014; Horton, 2017). .....	62
Tabela 3: Dados de entrada para realização do <i>backstripping</i> da Zona Subandina da Bacia Madre de Dios. Os erros de datação que são conhecidos foram acrescentados à tabela. Fonte: Gil et al. (1999), Gil (2001), Hermoza (2004), Roddaz <i>et al.</i> (2010), Louterbach (2014) e Horton (2017). .....	65
Tabela 4: Dados de entrada para realização do <i>backstripping</i> do <i>foredeep</i> da Bacia Madre de Dios. Os erros de datação que são conhecidos foram acrescentados à tabela. Fonte: Gil et al. (1999), Gil (2001), Hermoza (2004), Roddaz et al. (2010), Louterbach (2014) e Horton (2017). .....	65
Tabela 5: Valores utilizados no <i>backstripping</i> para o cálculo de porosidades, densidades e espessuras. Os valores para folhelho com areia e arenito com lama foram considerados iguais. Devido à grande variedade que os conglomerados podem apresentar há uma falta de dados para seus parâmetros, de modo que foram utilizados os valores para arenitos. Valores de Sclater (1980). .....	65
Tabela 6: Parâmetros térmicos, de estrutura crustal e litosférica de entrada no modelo de paleoelevação 1D. ....	70
Tabela 7: Parâmetros utilizados no modelo BQART de Syvitski e Milliman (2007). O fator R utilizado é o valor médio da altitude máxima da região obtida através dos perfis do Google Earth Pro. ....	72
Tabela 8: Produção sedimentar calculada para diferentes valores de área da bacia de drenagem. ....	73
Tabela 9: Média dos parâmetros utilizados para o cálculo da produção sedimentar média e a massa de sedimentos produzida nos Andes Centrais Peruanos.....	74
Tabela 10: Balanço sedimentar entre a massa de sedimentos erodida na área fonte e o que encontra-se no registro na Bacia Madre de Dios. A massa depositada foi calculada utilizando a área de 108.000 km <sup>2</sup> , obtida pela aproximação geométrica do formato da bacia. Notar que a proporção retida na bacia diminui ao longo do tempo. *Esse resultado para o balanço de massas é equivocado, pois não há registro preservado na bacia nesse intervalo de tempo.	74

Tabela 11: Balanço de massa entre os sedimentos erodidos na área fonte e os sedimentos depositados no <i>foreland</i> , considerando que dentre os 160.000 km <sup>2</sup> da bacia de drenagem descrita por Thieme et al. (2007), 18.000 km <sup>2</sup> fazem parte da Cordilheira Oeste, enquanto os 142.000 km <sup>2</sup> restantes compreendem a Zona Subandina (18.000 km <sup>2</sup> ) e o <i>foredeep</i> (124.000 km <sup>2</sup> ). *Esse resultado para o balanço de massas é equivocado, pois não há registro preservado na bacia nesse intervalo de tempo.....	75
Tabela 12: Resultados de produção sedimentar e de taxa de denudação obtidos nesse trabalho com modelos numéricos em comparação com os valores disponíveis na bibliografia obtidos com métodos analíticos.....	85

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	17
2 OBJETIVOS E METAS .....	20
2.1 Objetivo.....	20
2.2 Metas .....	20
3 JUSTIFICATIVA.....	22
4 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	23
4.1 Contexto regional.....	23
4.1.1 Andes Centrais.....	23
4.1.2 Bacias Amazônicas de Foreland .....	24
4.2 Bacia Madre de Dios.....	25
4.2.1 Subdivisões da Bacia Madre de Dios .....	27
4.2.2 Estratigrafia do Neocretáceo .....	30
4.2.3 Estratigrafia do Cenozoico .....	31
4.3 Deformação nos Andes Centrais.....	34
4.3.1 História de deformação dos Andes Centrais.....	36
4.4 Produção sedimentar .....	39
4.4.1 Erosão nos Andes Centrais.....	40
4.4.2 Produção sedimentar na Bacia Madre de Dios.....	45
5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	47
5.1 Fundamentação teórica .....	47
5.1.1 Modelo de paleoelevação 1D .....	47
5.1.2 Backstripping.....	54
5.1.3 Produção sedimentar .....	58
5.1.4 Balanço de massa.....	62
6 RESULTADOS .....	64
6.1 <i>Backstripping</i> da Bacia Madre de Dios.....	64
6.1.1 Dados para entrada no modelo .....	64
6.1.2 Estimativas.....	65

6.2 Modelo de paleoelevação 1D dos Andes Centrais .....	68
6.2.1 Dados para entrada no modelo .....	68
6.2.2 Estimativas.....	70
6.3 Produção sedimentar .....	72
6.3.1 O modelo BQART (Syvitiski e Milliman, 2007).....	72
6.3.2 Produção sedimentar e balanço de massa.....	73
7 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	76
7.1 <i>Backstripping</i> .....	76
7.1.1 Neocretáceo.....	76
7.1.2 Paleoceno - Oligoceno .....	76
7.1.3 Mioceno - Recente .....	78
7.2 Modelo de paleoelevação 1D.....	79
7.2.1 Eoceno Médio ao Mioceno Médio (46 – 30 Ma) .....	80
7.2.2 Mioceno Médio ao Mioceno Inferior (15 – 7 Ma).....	81
7.2.3 Mioceno Inferior ao Recente (7 – 0 Ma) .....	82
7.3 Produção sedimentar .....	84
7.3.1 Taxas de denudação.....	84
7.3.2 Balanço de massas .....	85
8 CONCLUSÕES.....	87
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	89
APÊNDICES.....	99
Apêndice A – Subsidência na Zona Subandina para espessuras mínimas e máximas das camadas.....	100
Apêndice B – Taxa de subsidência na Zona Subandina para espessuras mínimas e máximas das camadas .....	101
Apêndice C – Subsidência no <i>foredeep</i> para espessuras mínimas e máximas das camadas.....	102
Apêndice D –Taxa de subsidência no <i>foredeep</i> para espessuras mínimas e máximas das camadas .....	103

## 1 INTRODUÇÃO

Os Andes são o segundo maior cinturão de montanhas do mundo, com largura máxima de 800 km e elevações de até 6,7 km, abrangendo 50° de latitude (Roddaz et al. 2010). A história de soerguimento e denudação dos Andes tem grandes implicações para a reconstituição das paisagens amazônicas e da evolução da biota no Cenozoico (Hoorn et al., 2010), sendo as bacias de *foreland* um importante elo entre a tectônica andina e o desenvolvimento da drenagem amazônica, o maior sistema fluvial do planeta, responsável por fluxos sedimentares da ordem de  $10^8$  a  $10^9$  t/ano para o Oceano Atlântico (Filizola e Guyot, 2011; Latrubesse e Restrepo, 2014).

A leste da Cordilheira dos Andes, ocorre um sistema de bacias de *foreland* (Figura 1), que contém um registro estratigráfico relacionado à evolução do orógeno. O mecanismo de subsidência dessas bacias é flexural e está associado a cargas na litosfera, que causam a sua deflexão. Podem-se citar dois importantes tipos de carga que originam flexura da litosfera (Allen e Allen, 2005): o primeiro está relacionado a elevações topográficas, tais como orógenos, arcos de ilha e vulcões; já o segundo tipo está relacionado ao peso da própria pilha de sedimentos depositados e ocorre em qualquer tipo de bacia. A distância horizontal que a flexura atinge depende da rigidez flexural da placa, enquanto a profundidade da subsidência depende tanto da rigidez como da carga sobre a litosfera (*ibid.*). O sistema de bacias de *foreland* dos Andes aprisiona volume expressivo de sedimentos e sua história de preenchimento registra a evolução temporal de soerguimento do orógeno adjacente e a altitude da topografia resultante (Turcotte e Schubert, 2002; Wangen, 1992). É possível relacionar a história de sedimentação das bacias com a sua subsidência tectônica (Watts e Ryan, 1976), originada pelo efeito flexural, e consequentemente correlacionar a subsidência ao soerguimento do orógeno, bem como quantificá-los através de modelos numéricos computacionais.

Este Trabalho de Formatura visa a compilação de dados publicados sobre os Andes Centrais e o Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland*, com destaque para a Bacia Madre de Dios, a fim de elaborar modelos quantitativos integrados da evolução da subsidência, soerguimento, topografia e fluxo sedimentar da região.

O Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland* (SASBF) abrange áreas do sul do Peru ao norte da Bolívia e nele encontra-se a Bacia Madre de Dios, originada por flexura devido à carga dos Andes Centrais. Possui geometria assimétrica e depocentro alongado próximo aos Andes Peruanos, com dimensões de 450 km de largura e 700 km de comprimento (Perupetro S.A., 2002). A porção da bacia que recebe o nome de Madre de Dios encontra-se no sul do território peruano, porém as sequências sedimentares apresentam continuidade

para a Bolívia, onde recebe o nome de Bacia Beni. A estratigrafia da bacia relaciona-se com a sua subsidência e com o soerguimento dos Andes Centrais, que por sua vez possui influência na produção sedimentar da região e no fluxo de sedimentos para dentro e fora da bacia.

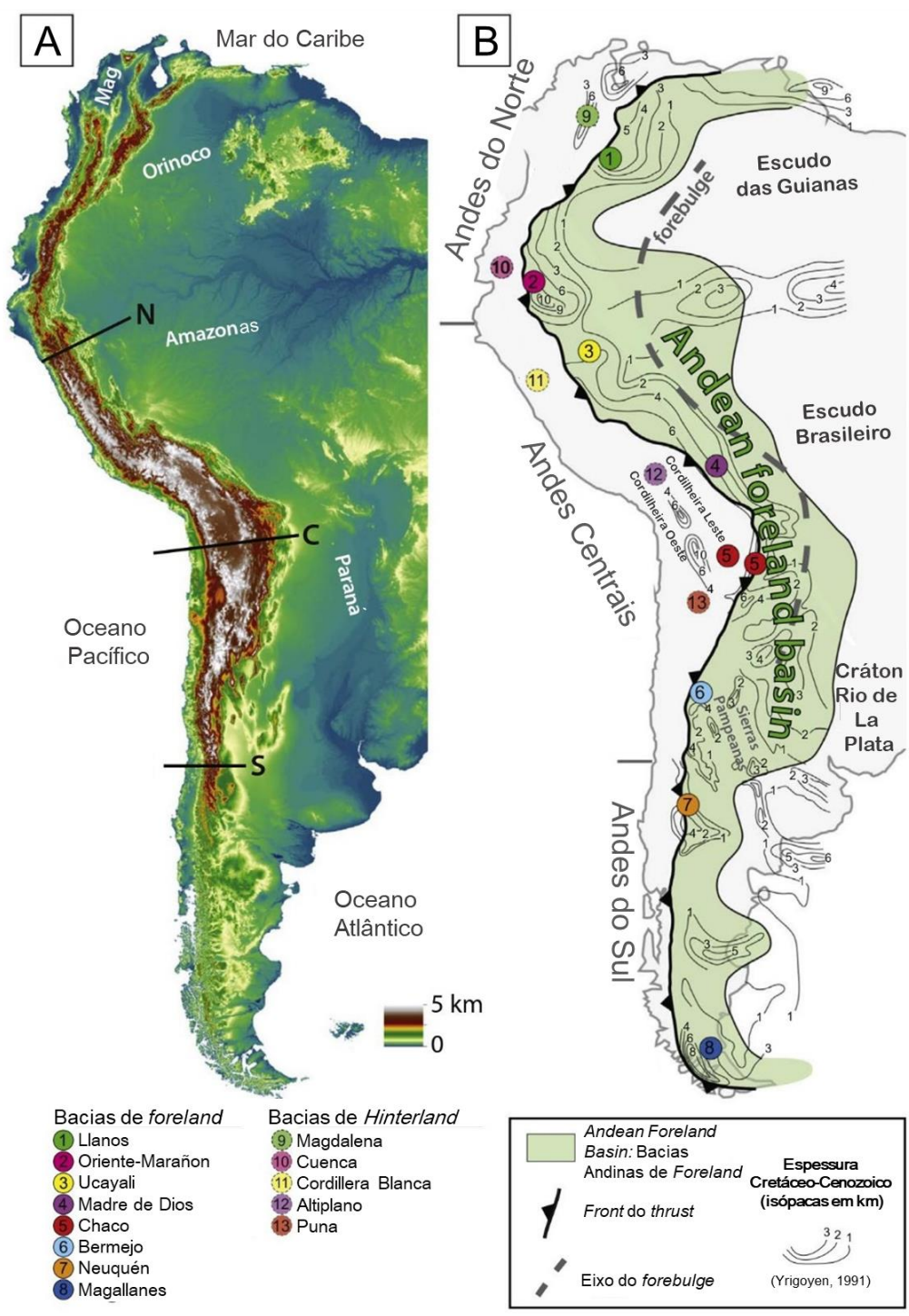


Figura 1: A- Mapa altimétrico da parte oeste da América do Sul. B- Mapa mostrando a divisão latitudinal dos Andes em Andes do Norte, Andes Centrais e Andes do Sul. A região de bacias de foreland andinas encontra-se destacada. Notar que na região dos Andes Centrais, a cadeia de montanhas apresenta maior largura em relação ao norte e ao sul. Fonte: Horton, 2017.

O projeto visou um levantamento de informações presentes na literatura sobre a estratigrafia da bacia e a orogenia andina no Cenozoico. Dados de espessuras de camadas, idades, litologias, encurtamento dos Andes Centrais ao longo do tempo e produção sedimentar foram processados em modelos numéricos computacionais de *backstripping* e paleoelevação 1D em linguagem *python*. Os resultados quantitativos obtidos podem ser comparados com os modelos de evolução da região disponíveis na literatura a fim de trazer novos elementos para a discussão da evolução tectono-sedimentar da região dos Andes Centrais e do oeste da Amazônia.

## 2 OBJETIVOS E METAS

### 2.1 Objetivos

Este estudo tem como objetivo principal a obtenção de modelos quantitativos unidimensionais da evolução paleotopografia e produção sedimentar nos Andes Centrais Peruanos ao longo do Cenozoico, bem como modelos para a subsidência da Bacia Madre de Dios ao longo do Neocretáceo e Cenozoico.

Foram reunidas informações disponíveis na literatura em relação à estratigrafia da Bacia de *Foreland* Madre de Dios e à deformação nos Andes Centrais a fim de elaborar modelos quantitativos para a reconstrução da paleotopografia andina, a subsidência no *foreland* e os fluxos sedimentares dos Andes Centrais para o Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland* no Cenozoico, em escala de milhões de anos.

O Trabalho também tem como objetivo comparar os modelos gerados entre si, bem como compará-los com os modelos já publicados na literatura, integrando dados de contração tectônica, inferências sobre o soerguimento da região, dados de fluxo sedimentar, histórico de subsidência da bacia, datação por termocronologia de baixa temperatura, variação climática, entre outros, de forma a testar a coerência entre as conclusões de diferentes abordagens, bem como propor hipóteses que contemplem os modelos gerados para explicar a evolução da região.

### 2.2 Metas

Cada meta do projeto foi alcançada ao longo das seguintes etapas:

- Compilação de dados de subsuperfície da bacia, considerando-se espessuras, litologias e idades de sucessões em diferentes porções da bacia do Neocretáceo até o Recente, coletando dados de publicações existentes de poços e seções sísmicas;
- Os dados compilados foram utilizados como parâmetros em um código em *python* que realiza "*backstripping*" (Steckler e Watts, 1978; Xie e Heller, 2009), desenvolvido pelo grupo de pesquisa do qual a presente autora faz parte, com intuito de reconstituir a curva de subsidência tectônica da Bacia Madre de Dios desde o Neocretáceo até o Recente.
- Também foram compilados na literatura dados do Cenozoico referentes à estrutura crustal e litosférica na região dos Andes Centrais, informações de produção sedimentar e dados de encurtamento andino ao longo do tempo;
- Esses parâmetros foram utilizados no modelo de paleoelevação 1D, também desenvolvido pelo grupo de pesquisa do qual a presente autora faz parte, para obtenção de curvas de

paleotopografia, produção sedimentar e subsidência flexural ao longo do tempo nos últimos 46 Ma.

- Aplicando os conceitos e fórmulas encontrados no trabalho de Syvitski e Milliman (2007), foi realizada uma estimativa da produção sedimentar atual na Bacia Madre de Dios, utilizando três diferentes valores de área, sendo um deles o valor obtido pela aproximação geométrica da bacia e os outros dois encontrados na bibliografia.

- Em seguida, foram calculados valores da massa de sedimentos erodida na área fonte e a massa depositada na bacia, obtendo assim o balanço de massa da região, de forma a se estimar qual a proporção do material potencialmente gerado ficou retida na bacia a cada intervalo de tempo e qual a proporção potencialmente transportada para fora da bacia.

- Os resultados para o soerguimento andino, subsidência no *foreland* e balanços de massa foram comparados e discutidos em relação aos modelos disponíveis na literatura, obtidos através de reconstituição de seções geológicas, de termocronologia de baixa temperatura e isótopos cosmogênicos da literatura.

### 3 JUSTIFICATIVA

A resolução espacial de informações sobre a evolução da maior parte dos Andes Centrais e dos respectivos sistemas de bacias *foreland* ainda é muito baixa (Roddaz *et al.*, 2010), o que pode ser atribuído a dificuldades no acesso às áreas, grande parte em locais remotos e com instabilidade política, bem como ao fato de que o sistema se encontra distribuído ao longo de diversos países, havendo diferenças em relação a nomenclaturas, o que dificulta o agrupamento de informações de maneira mais ampla.

Assim, o estudo se justifica por trazer aspectos quantitativos para o debate do soerguimento dos Andes Centrais e a subsidência no *foreland* no Cenozoico, ressaltando a importância dos registros bacinais para a reconstrução tanto da história geotectônica como sedimentar de uma região. Esse trabalho consiste em um método que relaciona processos da dinâmica externa e interna do planeta e evidencia a conexão e interdependência entre esses processos, o que permitiu a comparação e discussão dos modelos de paleotopografia e de subsidência gerados com os trabalhos já publicados da região, com algumas propostas de hipóteses evolutivas que envolvam os aspectos tectônicos, climáticos, estratigráficos e de processos superficiais dos Andes Centrais e da Bacia Madre de Dios.

A revisão bibliográfica e compilação de dados desse Trabalho de Formatura também servirão como uma base de informações em relação à evolução tectono-sedimentar para a região, sendo assim utilizada para estudos iniciais da formação dos Andes e sua influência nas bacias de *foreland* amazônicas.

## 4 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

### 4.1 Contexto regional

O Ciclo Andino está relacionado com a subducção na margem do Supercontinente Pangea, iniciada no Jurássico Inferior (~190 Ma) na porção da atual margem oeste da Placa Sul-Americana (Russo e Silver, 1996; Collins, 2003; Husson et al., 2008). Até o Neocretáceo não houve formação do orógeno andino devido à alta velocidade do *rollback* da placa oceânica em subducção, ou seja, o deslocamento das placas no sentido contrário ao da subducção devido à migração do ponto de inflexão da placa em subducção, para oeste no caso dos Andes, chegando a causar extensão no *back arc* e originando sistemas de bacias extensionais paralelas ao arco magmático (Coira et al., 1982; Mpodozis e Ramos, 1989; Ardill et al., 1998; Charrier et al., 2007; Husson et al., 2008; Ramos, 2010).

O encurtamento e soerguimento regional nos Andes, a formação do orógeno e o desenvolvimento das bacias de *foreland* tiveram início no Neocretáceo-Paleoceno, devido à diminuição da velocidade de *rollback* (Balkwill, 1995; DeCelles e Horton, 2003; Barragan et al., 2005; Martin-Gombojav e Winkler, 2008; Ramos, 2010; Horton, 2017), com início da migração do sistema de bacias para leste ao longo do Paleógeno (Carrapa e DeCelles, 2008).

#### 4.1.1 Andes Centrais

Os Andes Centrais estão localizados entre as latitudes 10° e 30°, sendo um conjunto de unidades estruturais subparalelas ao lineamento de crescimento da montanha. Os principais fatores responsáveis pelo encurtamento na região são dobramentos e empurrões (Jordan et al., 1983; Horton, 2017). Os Andes Centrais podem ser divididos em quatro partes de oeste para leste (Oncken et al., 2006): a região de ante-arco (*onshore* e *offshore*); a Cordilheira Oeste, com um arco magmático ativo; o Altiplano, que possui seu limite norte localizado no sul do Peru; e por fim estruturas de *fold and thrust belt* formando a Cordilheira Leste ou Oriental, a Zona Subandina e as Sierras Pampeanas (Figura 2). A Cordilheira Leste possui altitudes entre 4000 m e 5000 m e largura de mais de 130 km, com uma variação abrupta no relevo ao chegar na Zona Subandina, com altitudes variando de 450 m a 800 m e largura de aproximadamente 50 km (Hermoza, 2004). A migração do sistema de *fold and thrust belt* para leste desde o Paleoceno originou diversas sinclinais nas quais ocorreu a deposição sin-tectônica, originando depósitos de até 4000 m de espessura (*ibid.*).

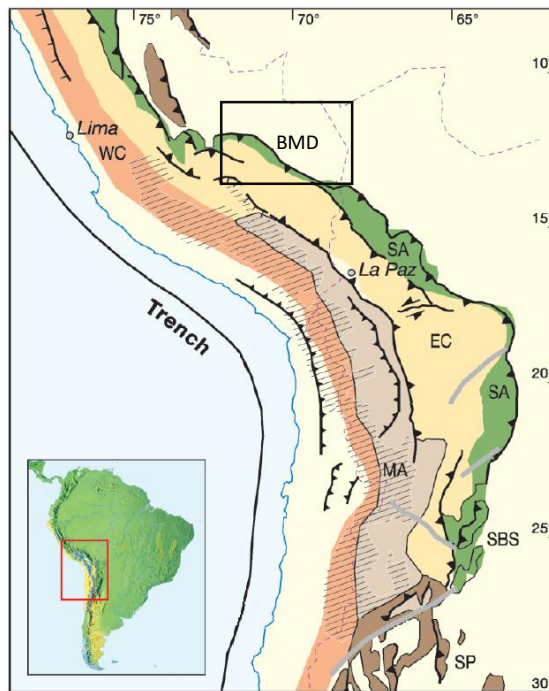


Figura 2: Contextualização dos Andes Centrais, WC: Cordilheira Oeste; MA: Arco Magmático; EC: Cordilheiras Leste; AS: Zona Subandina; BMD: Bacia Madre de Dios; SBS: Sistema Santa Bárbara; SP: Sierras Pampeanas. Em destaque, encontra-se a porção que abrange a Bacia Madre de Dios. Fonte: Oncken et al., 2006.

#### 4.1.2 Bacias Amazônicas de Foreland

As Bacias Amazônicas de *Foreland* compreendem a região entre os Andes e o Cráton Amazônico, distribuídas do sul da Colômbia ao norte da Bolívia, sendo agrupadas em dois sistemas (*sensu* DeCelles e Giles, 1996): o Sistema Amazônico Norte de Bacias de *Foreland* e o Sistema Amazônico Sul, separados pelo Arco de Fitzcarrald, elevação formada devido a cristas da Placa de Nazca em subducção sob a região (Roddaz et al., 2005b). O trabalho proposto tem como foco o Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland* (Figura 3), que engloba a área do sul do Peru ao norte da Bolívia.

As bacias de *foreland* podem apresentar até quatro subdivisões, que são distinguidas pelas características do embasamento sobre a qual se encontram (Figura 4): *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* e *backbulge*. A bacia de *wedge-top* é aquela localizada ainda sobre as falhas de cavalgamento do orógeno, na porção abaixo do nível de base; o *foredeep* é a porção após o término do orógeno, em direção ao cráton, onde encontra-se o depocentro; o *forebulge* é uma elevação que ocorre em consequência da flexura da bacia de *foreland*; já o *backbulge* é a subsidência flexural em decorrência do *forebulge*, que pode ser mais ou menos intensa dependendo da magnitude da flexura e do comportamento litosférico da placa (Horton e DeCelles, 1997; Roddaz et al., 2010).

Em relação à posição das bacias no contexto do Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland*, o *wedge-top* é designado como Zona Subandina, com bacias localizadas sobre o *thrust and fold belt*. A Bacia Beni-Mamoré localiza-se no *foredeep* (Roddaz et al., 2010). O

*forebulge* possui uma elevação relativamente pequena, sendo difícil distingui-lo do *backbulge*. A Bacia Madre de Dios encontra-se em parte na Zona Subandina e em parte no *foredeep*.

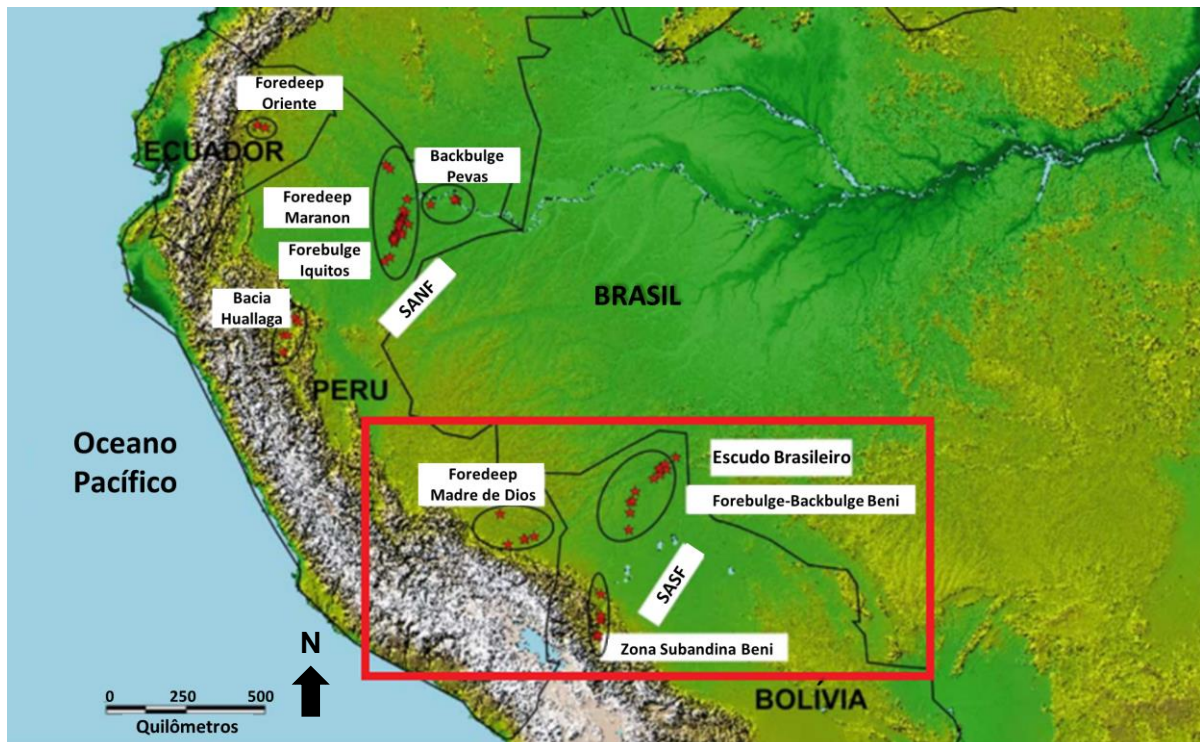


Figura 3: Bacias Amazônicas de *Foreland* com destaque para o Sistema Amazônico Sul, no qual encontram-se as bacias Madre de Dios e Beni. SANF: Sistema Amazônico Norte de Bacias de *Foreland*; SASF: Sistema Amazônico Sul de Bacias de *Foreland*. Fonte: Roddaz, 2005.

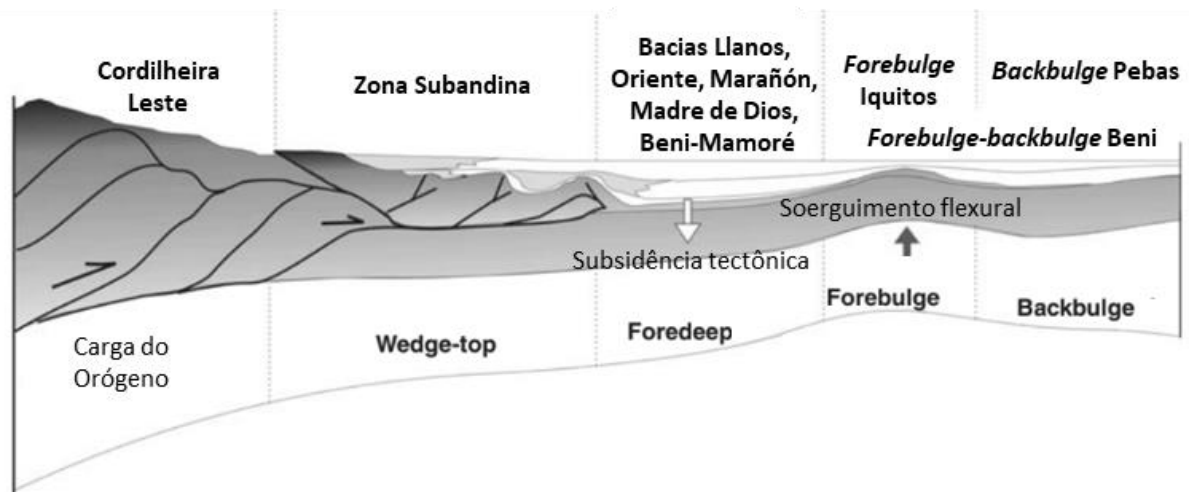


Figura 4: Tipos de bacias de *Foreland* e suas posições em relação ao orógeno. SAZ: Zona Subandina. Fonte: Roddaz et al., 2010.

#### 4.2 Bacia Madre de Dios

A Bacia Madre de Dios está localizada no sul do Peru, no contexto do Sistema de Bacias de *Foreland* Amazônico Sul (Figura 5). Possui orientação WNW-ESE, com sistemas de *fold*

*and thrust belt* ao sul e sudoeste da bacia. Seções estratigráficas mostram que ocorreu sedimentação no Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico (Perupetro S.A., 2002).

Os sedimentos da bacia foram depositados sobre um embasamento constituído principalmente por rochas metamórficas do Pré-Cambriano e Cambriano, bem como metassedimentos do Paleozoico (Audebaud *et al.*, 1971; Laubacher, 1974; Willner *et al.*, 2010). O embasamento teve origem com a acreção de terrenos ao Cráton Amazônico no Neoproterozoico e Paleozoico, durante a formação do Gondwana (Ramos, 1988; Bahlburg e Hervé, 1997; Rapela *et al.*, 1998; Lucassen *et al.*, 2000).

A sedimentação do Paleozoico tem registros no Ordoviciano, Siluriano e Devoniano em discordância com depósitos do Permo-Carbonífero (Perupetro S. A., 2002). As unidades do Mesozoico são do Jurássico Superior, com afloramentos restritos, e do Neocretáceo (Gil, 2001).

A formação e sedimentação da bacia de *foreland* teve início no Neocretáceo (Barragán, 1999; Christophoul, 1999), devido ao soerguimento dos Andes e a sua erosão, resultando respectivamente na subsidência e preenchimento da Bacia de *Foreland* Madre de Dios (Gil, 2001).

Existem evidências de duas ingressões marinhas no Mioceno que interromperam a sedimentação continental da bacia: uma entre 15-13 Ma, controlada por tectônica e eustasia; e a outra com menos de 10 Ma, devido ao desenvolvimento da Cordilheira Leste de *fold and thrust belt* (Hernández *et al.*, 2005). Segundo os estudos de Christophoul *et al.* (2002), Hermoza *et al.* (2005) e Santos *et al.* (2008), teria ocorrido uma outra ingressão marinha no Eoceno.

Ingressões marinhas ocorrem quando a geração de espaço de acomodação, ou espaço onde ocorre a sedimentação, é maior do que a produção sedimentar. A variação na taxa de geração de espaço pode ocorrer devido a mudanças eustáticas no nível do mar e/ou variações na taxa de subsidência (Heller *et al.*, 1988). Assim, uma ingressão marinha pode ser resultado da diminuição da produção sedimentar, aumento na taxa de subsidência ou aumento eustático do nível do mar. É importante ressaltar que na região andina, a subsidência das bacias de *foreland* estão relacionadas com o aumento da altitude e que a topografia é resultado de soerguimento e erosão. Portanto, a discussão das causas de uma ingressão marinha na bacia envolve todos esses fatores.

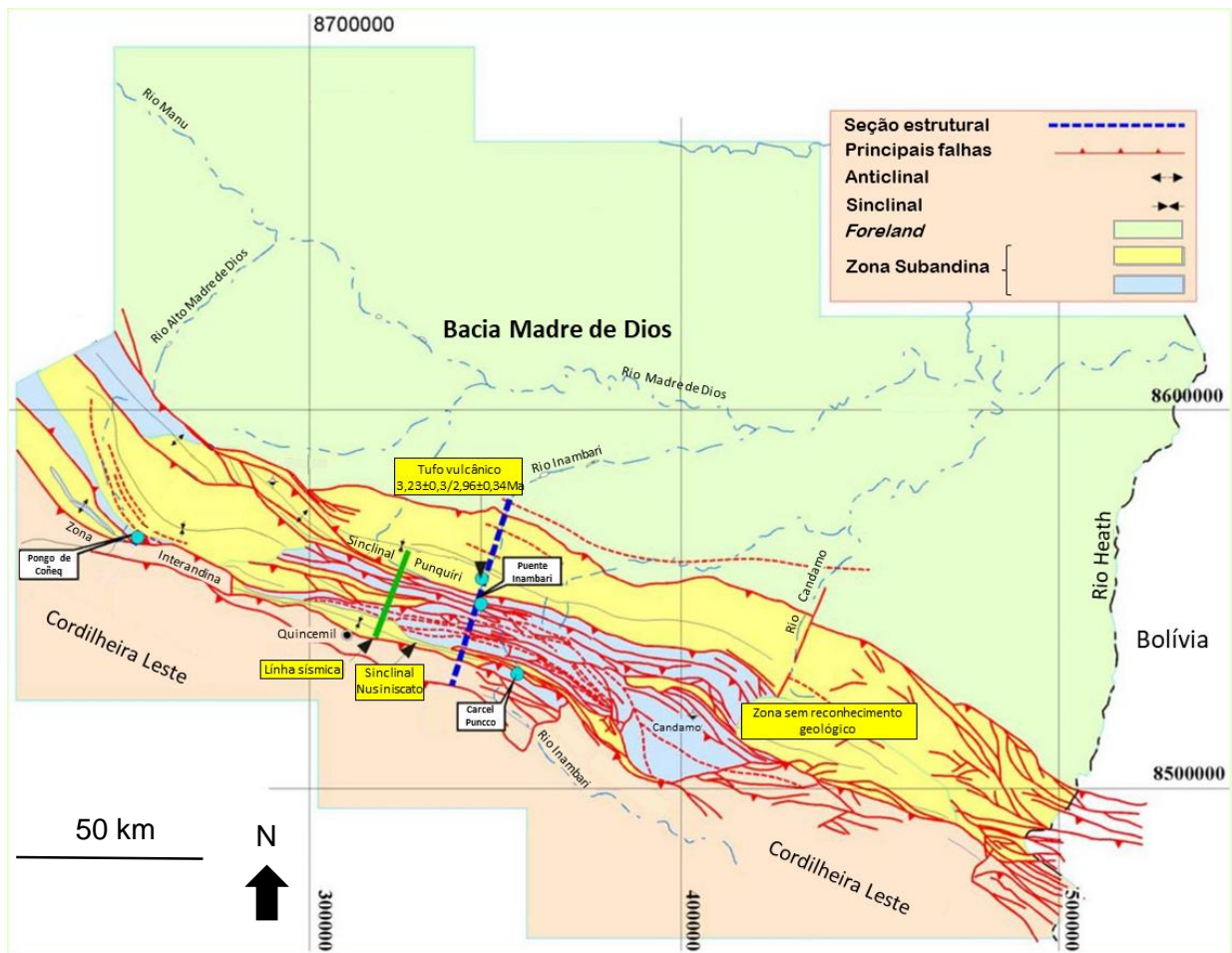


Figura 5: Mapa da Bacia Madre de Dios, onde é possível observar sua orientação WNW-ESSE, com a presença de sedimentos do Neógeno depositados já na Zona Subandina, representados em amarelo. A seção apresentada na Figura 6 está representada pelo pontilhado em azul. Fonte: Gil, 2001.

#### 4.2.1 Subdivisões da Bacia Madre de Dios

No trabalho de Hermoza (2004), a bacia é dividida em duas porções de SW para NE: a Zona Subandina e a Madre de Dios *plain*, que neste trabalho será chamada apenas de Madre de Dios ou região de *foredeep*. A primeira encontra-se no *wedge-top*, possui deformação ativa e seus depósitos são do Paleozoico, Cretáceo e Cenozoico (Gil *et al.*, 2001); já o *foredeep* não apresenta deformação e é constituído por sedimentos do Neocretáceo e Cenozoico (Gil, 2001).

A porção Subandina é subdividida em Zona Interna e Externa com base em critérios estruturais (Hermoza, 2004): a Zona Interna, adjacente à Cordilheira Leste, caracteriza-se pela intensa deformação e por apresentar diversos cavalgamentos originando estruturas em duplex com sedimentos do Permiano Superior e do Cretáceo sobre cavalgamentos do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano. Sobre essas sequências desenvolveu-se a Sinclinal transportada Nusiniscato, com sedimentos continentais do Paleoceno e Neógeno (Figura 6). Já a Zona externa apresenta menos deformação, sendo composta pela Sinclinal de Punquiri, de 26 km de largura e 60 km de comprimento, transportada para leste devido aos

cavalgamentos e apresentando depósitos fluviais do Paleoceno e Neógeno. A Sinclinal encontra-se sobre um duplex do Paleozoico e Cretáceo.

A sequência estratigráfica do Cretáceo ao Recente encontrada na Zona Subandina apresenta depósitos de *foredeep* distal na base, passando para *foredeep* proximal e por fim, depósitos de wedge-top (Gil, 2001). Essa variação no local de deposição indica a migração do sistema andino para leste ao longo do Cenozoico.

A região de *foredeep*, chamada de Bacia Madre de Dios nesse trabalho, não possui deformação (Gil, 2001) ou apresenta-se de maneira fraca (Herzoza, 2004). Seus depósitos sin-tectônicos são do Neocretáceo e Cenozoico, com diminuição da espessura para leste.

A descrição da estratigrafia da Bacia Madre de Dios será feita da base para o topo nos subitens 4.2.2 e 4.2.3, desde o Neocretáceo até o Recente. O modelo estratigráfico adotado nesse trabalho reúne propostas de diversos autores que estudaram a bacia ao longo do tempo.

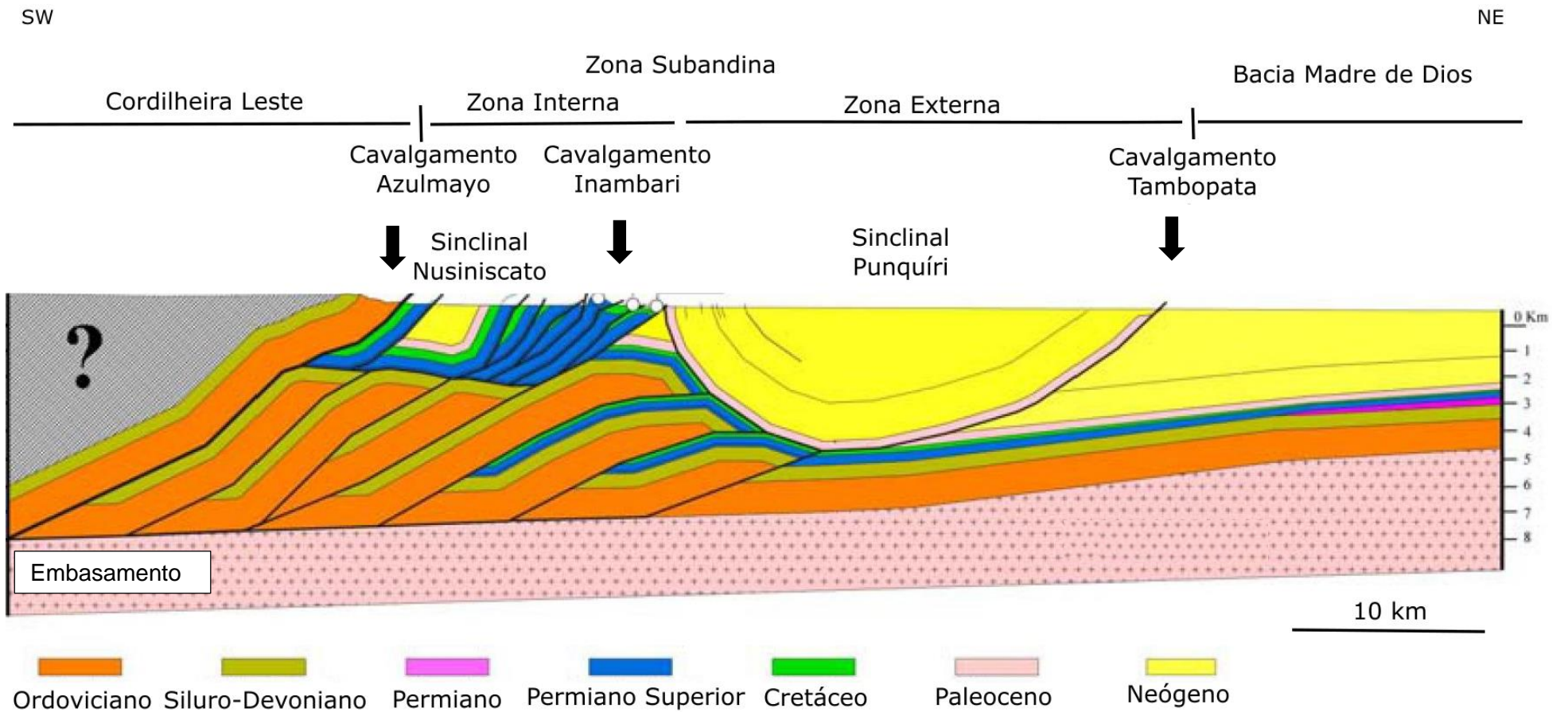


Figura 6: Seção geológica da Bacia *Madre de Dios* no sul do Peru. Notar que parte da bacia encontra-se sobre o *fold and thrust belt* e parte no *foredeep*, com grande parte do preenchimento no Neógeno. Fonte: Hermoza, 2004.

#### 4.2.2 Estratigrafia do Neocretáceo

A estratigrafia da Bacia Madre de Dios no Neocretáceo não apresenta distinção em relação à Zona Subandina e ao *foredeep*, pois quando ocorreu a deposição, ambas as regiões eram *foredeep*. Assim, a descrição deste subitem (4.2.2) é válida para essas duas regiões.

O trabalho de Gil (2001) denomina as unidades basais da bacia de *foreland* como Formação Huchpayacu e Formação Casa Blanca, depositadas do Neocretáceo ao Paleoceno, sendo a primeira um depósito de *foredeep* distal, com sedimentos finos, enquanto a segunda possui granulometria grossa e pode ser interpretada como *foredeep* proximal ou *backbulge*, sendo essa última a versão adotada por Gil (2001). Sobre essas unidades foi depositado o Grupo Huayabamba, constituído por sedimentos finos de *foredeep* distal.

Com base no trabalho de Gil (2001), Hermoza (2004) propôs um modelo de estratigrafia trazendo algumas formações adicionais. A descrição desse modelo está listada a seguir e foi adotada neste Trabalho:

- Formação Chonta: é a última unidade pré-orogênica, sendo seu topo já depositado em fase sin-orogênica. Datada através de palinologia como do Cenomaniano-Campaniano Inferior e constituída de arenitos gradando para folhelhos avermelhados e verdes com níveis de calcário. Ambiente de estuário a marinho raso;

- Formação Vivian: constituída de arenitos de ambiente fluvial e estuarino, datada do Maastrichtiano Inferior (Müller, 1982);

- Formação Cachiyacu: ocorre sobre a Formação Vivian, trata-se de folhelhos e calcários marinhos que transicionam para a Formação Huchpayacu;

- Formação Huchpayacu: transição do ambiente marinho da Formação Cachiyacu para ambiente de maré com folhelhos e arenitos médios até chegar a sedimentos detríticos continentais. Datação relativa com base em carófitas indica idades do Maastrichtiano (Gutierrez, 1982);

- Formação Casa Blanca: caracterizada pela alternância de folhelhos e arenitos de estratificação cruzada, sua deposição data do Maastrichtiano-Paleoceno. Essa formação em grande parte é sincrônica à Formação Huchpayacu e não está representada na estratigrafia da Figura 7.

É possível observar que houve uma continentalização ao longo do Neocretáceo, inicialmente com ambiente estuarino e marinho raso, passando para ambiente marinho com a Formação Cachiyacu e por fim a sedimentação de depósitos continentais com a Formação Huchpayacu.

No caso do desenvolvimento de bacias flexurais em regiões de *foreland*, no início da fase sin-orogênica, enquanto as altitudes ainda estão baixas, a taxa de soerguimento é maior do que a taxa de denudação. Porém conforme a altitude aumenta, a erosão cresce linearmente, o que desacelera o crescimento vertical do orógeno (Ludwig e Probst, 1998, Syvitski e Milliman, 2007).

Sendo a subsidência flexural resultado da altura do orógeno, a redução na taxa de sobrelevação tem como resultado a diminuição da taxa de subsidência da bacia e conseqüentemente, uma menor taxa de geração de espaço (Allen e Allen, 2005). Portanto, essa é uma das possíveis causas para a continentalização observada ao longo do Neocretáceo. Outra possibilidade é que a formação dos Andes teria gerado uma barreira geográfica entre a bacia e o Oceano Pacífico e por isso os depósitos teriam passado de marinho para continental.

#### 4.2.3 Estratigrafia do Cenozoico

No Cenozoico, os sedimentos do Paleógeno estão depositados sobre o pacote do Neocretáceo com discordâncias no sul do Peru (Louterbach, 2014). A resolução de informações nesse Período é baixa, com depósitos distais do Paleoceno apresentando siltitos e argilitos “*Red Beds*”. Em geral, não são encontrados depósitos do Eoceno (Gil, 2001; Hermoza, 2004).

Grande parte do preenchimento sedimentar da Zona Subandina e da região de *foredeep* se deu no Neógeno, com o início da formação de depósitos continentais proximais mais grossos ainda no Oligoceno (Roddaz *et al.*, 2010), sendo a presença de arenitos e conglomerados cada vez mais frequente. Segundo os trabalhos de Gil (2001) e Hermoza (2004), os motivos para essa mudança seriam o aumento da taxa de subsidência da bacia bem como da taxa de sedimentação.

A primeira unidade Cenozoica, a Formação Huayabamba (Williams, 1949), ocorre tanto na Zona Subandina como no *foredeep*, de maneira contemporânea (Hermoza, 2004). Caracteriza-se por apresentar sequências continentais de planícies de inundação ou de ambiente lacustre, depositadas em *foredeep* distal (Gil, 2001). Possui idade do Paleoceno datada a partir das carófitas (Gutierrez, 1982; Cooperação técnica Peruana-Alemã, 1982). Após sua deposição existe um hiato na estratigrafia até o final do Oligoceno, exceto por regiões restritas da Zona Subandina onde ocorre a Formação Pozo, depósitos continentais variando da base para o topo de fácies fluvial a lacustre, descritas e interpretadas por Gil (2001) como depósito de *foredeep* distal e *backbulge*. Essa Formação não foi adotada no modelo estratigráfico deste Trabalho devido à sua falta de continuidade.

Diferentemente do Neocretáceo, a estratigrafia da bacia apresenta algumas diferenças entre a Zona Subandina e o *foredeep* no Cenozoico (Figura 7).

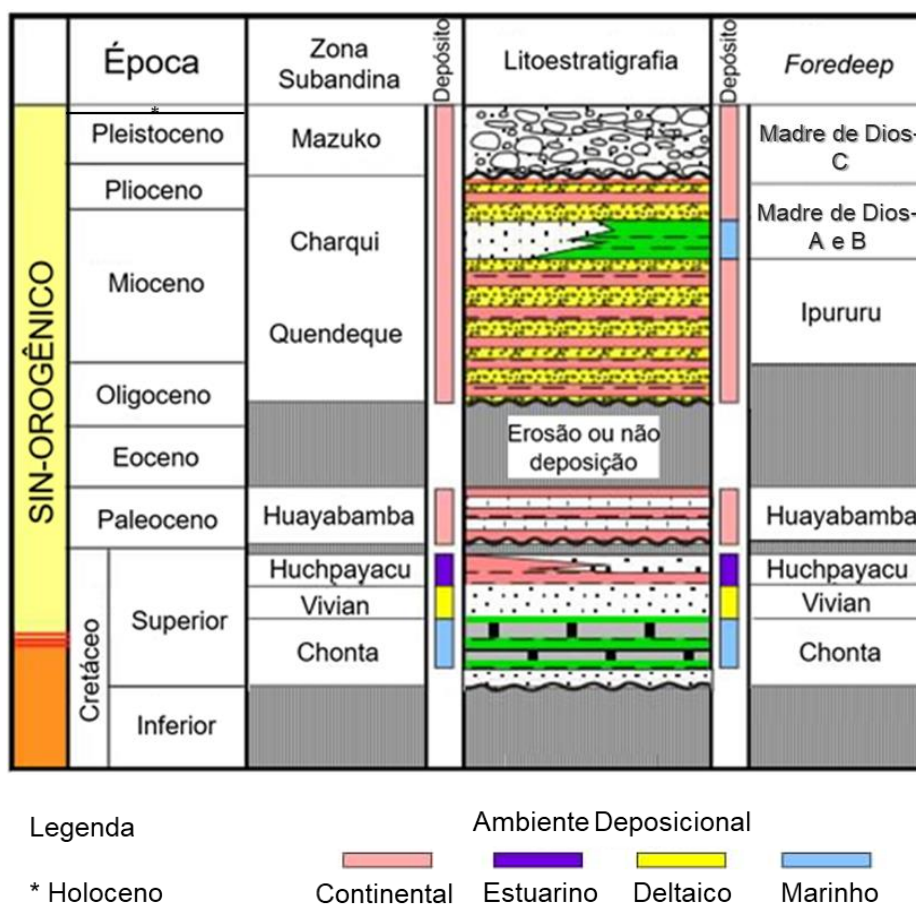


Figura 7: Estratigrafia da Bacia Madre de Dios no Neocretáceo e Cenozoico. Fonte: Modificado de Hermoza, 2004.

O Grupo Ipururu (Valdivia, 1974) localiza-se na zona Subandina e foi depositado do Oligoceno tardio ao Mioceno. Hermoza (2004) obteve a idade de  $29,6 \pm 1,2$  Ma para a base do Grupo na parte inferior do Sinclinal de Punquíri através de análises de traços de fissão de apatita (Apatite to Zircon Inc., 2004). É composto pela Formação Bala, Formação Quendeque e Formação Charqui.

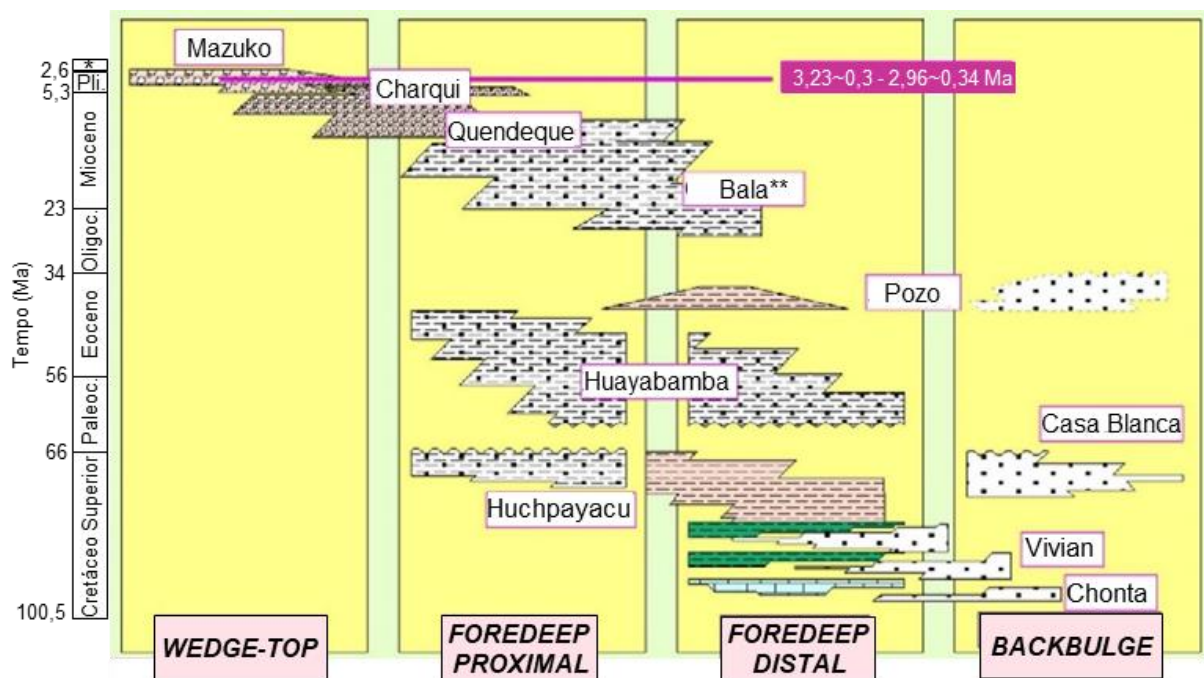
A Formação Bala é datada do Oligoceno-Mioceno, sua parte basal foi estimada em 27 Ma através de correlações litoestratigráficas (Baby *et al.*, 1995). Possui espessura de 200 m e é composta de arenitos e conglomerados fluviais intercalados com paleossolos argilosos. Os clastos são de chert, quartzito e arenitos retrabalhados, com matriz de areia rica em ferro. Os sedimentos foram depositados em ambiente fluvial com baixo gradiente de inclinação, interpretado como *foredeep* distal (Gil, 2001). Tanto o paleossolo quanto os nódulos ricos em Fe e sílica são compatíveis com clima tropical (Roddaz *et al.*, 2010).

A Formação Quendeque tem sua base do Oligoceno-Mioceno, com idade baseada em marcadores bioestratigráficos. Correlações estratigráficas (Baby *et al.*, 1995) apontam para Mioceno Tardio. Possui espessura de até 1,5 km no Peru. Consiste em arenitos ricos em

feldspato com quartzo vermelho, siltitos e argilitos, depositados já em *foredeep* proximal (Gil, 2001). Seus depósitos consistem em registros de rios anastomosados, meandantes e depósitos de várzea (Strub, 2006).

Já a Formação Charqui tem a parte superior localizada no norte da Bolívia, a qual permitiu a sua datação através do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , em tufos da Zona Subandina. As idades obtidas foram de  $8,7 \pm 0,9$  Ma (Strub *et al.*, 2005; Strub, 2006),  $7,96 \pm 0,58$  Ma (micas) e  $7,79 \pm 0,03$  Ma (feldspatos) (Hérail *et al.*, 1994). No Peru, possui 1750 m de espessura e é formada por conglomerados e arenitos ricos em quartzo e feldspato com raros argilitos maciços. A formação possui indícios de ter sedimentação fortemente controlada por pulsos tectônicos (Herzoza, 2004). Provavelmente representa depósitos de rios meandantes e entrelaçados. A datação de tufos vulcânicos presentes nos conglomerados do topo da Formação Charqui (Figura 5) resultou nas idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $3,23 \pm 0,3$  Ma para biotita e  $2,96 \pm 0,34$  Ma para plagioclásio (Gil, 2001).

A sedimentação na bacia de *foreland* registra o avanço do *fold and thrust belt* andino para leste, já que o contato entre a Formação Quendeque e Charqui é gradacional, refletindo a mudança no contexto da deposição (Figura 8): do *foredeep* ao *wedge-top* (Gil, 2001).



Legenda: \* Pleistoceno e Holoceno

Figura 8: \*\* A Formação Bala também recebe o nome de Formação Chambira (Gil, 2001). Posição do ambiente de deposição das formações da Bacia Madre de Dios em relação ao orógeno. Essa estratigrafia refere-se à encontrada atualmente na Zona Subandina. Notar que inicialmente a região tratava-se do *backbulge* e *foredeep* distal do sistema de *foreland*, mudando gradativamente para depósitos de *foredeep* proximal, até que por fim, a partir da Formação Charqui, teve início a deposição no *wedge-top*, chamado atualmente de Zona Subandina. Essa variação na posição dos depósitos ao longo do tempo indica a migração do sistema de *foreland* e do próprio orógeno para leste ao longo do Cenozoico. Modificado de: Gil, 2001. Informações de Herzoza, 2004; Roddaz *et al.* 2010.

Na Zona Subandina, do Neógeno ao recente, ocorre a Formação Masuko (Hermoza, 2004) ou Pagorene (Gil, 2001), de idade Plio-Pleistocênica. Possui espessura variada e é constituída por conglomerados auríferos de interesse econômico, com clastos de rochas intrusivas, xistos, quartzitos, gnaisses e arenitos (Roddaz *et al.*, 2010), separada da Formação Charqui por uma discordância erosiva. Os estratos dessa formação indicam crescimento sintectônico e teriam se formado controlados pela atividade Subandina, representando depósitos aluviais progradacionais (Hermoza, 2004).

Já na região de *foredeep*, a Bacia de Madre de Dios é constituída pela Formação Ipururo e pela Formação Madre de Dios.

A Formação Ipururo tem idade estimada no Mioceno (Hermoza, 2004), com base em correlações estratigráficas. Refletiriam sedimentos de canal depositados em deltas (Roddaz, 2004; Roddaz *et al.*, 2005a). Não aflora no *foredeep*, porém foi estudada através de informações de poços. Sua espessura varia entre 1100 e 1300 m.

A Formação Madre de Dios apresenta espessura de 400 m, em geral constante, sendo equivalente lateralmente à Formação Charqui e subdividida em três unidades por Campbell *et al.* (1996, 2001): A, B e C. Hermoza (2004) interpreta a unidade B como integrante da A, as quais estariam separadas da unidade C por uma discordância.

A unidade A é caracterizada pelos Conglomerados do Acre, com sua base datada através do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em feldspatos, apresentando idade basal do Mioceno Tardio, de  $9,01 \pm 0,28$  Ma (Campbell *et al.*, 2001). Também apresenta sedimentos depositados em estuários dominados por maré (Roddaz, 2004; Roddaz *et al.*, 2005a; Hovikoski *et al.*, 2005).

Já a unidade C possui sedimentação apenas fluvial e sua deposição ocorreu no Plioceno, sendo a datação baseada no método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em níveis de tufo, obtendo idade de  $3,12 \pm 0,02$  Ma (Campbell *et al.*, 2001). Esses depósitos possuem espessuras entre 10-30 m e refletem ambiente de sistemas de rios entrelaçados e meandantes (Roddaz, 2004). Os depósitos de rios entrelaçados são representados por cascalho em matriz arenosa com clastos de quartzitos, rochas intrusivas e arenitos. Já os depósitos de rios meandantes apresentam argila, silte e areia (Roddaz *et al.*, 2010). Também ocorrem paleossolos bem desenvolvidos (Roddaz, 2004). O sistema de drenagem atual na Bacia de Madre de Dios é muito similar ao sistema do Plioceno, sendo composto pelo rio entrelaçado Inambari e pelo rio meandrante Madre de Dios.

### **4.3 Deformação nos Andes Centrais**

Os Andes Centrais destacam-se no contexto andino devido à presença do Platô formado pela Cordilheira Oeste, pelo Altiplano-Puna e pela Cordilheira Leste (Isacks, 1988).

Sustentado por uma crosta continental de 60 a 70 km de espessura (Beck et al., 1996; Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994), o Platô Central, como é denominado, estende-se por 1800 km com altitudes entre 3 e 4 km e largura de até 400 km, sendo o segundo maior do mundo em altura e área, atrás apenas do Platô do Tibet (Allmendinger et al., 1997; Espurt et al., 2011). Sua formação envolve uma junção de fatores e condições específicas, as quais não seriam capazes de originar o platô se ocorressem separadamente. Por conta disso, existem poucos orógenos que formam platô (Oncken et al., 2006).

A espessura da pilha sedimentar na zona de interface entre a placa oceânica subductada e a placa continental influencia na intensidade do esforço transferido através das placas. O sedimento atua como uma espécie de amortecedor no impacto e além disso, a água presente nos sedimentos funciona como um lubrificante na colisão (Lamb e Davis, 2003). Assim, prismas acrescionários com espesso preenchimento sedimentar possuem os esforços suavizados. Nos Andes Centrais, por outro lado, o clima árido na porção oeste faz com que chegue pouco sedimento na interface entre as placas devido à baixa produção sedimentar, o que intensificaria as taxas de encurtamento da região, sendo esse um dos fatores que contribuem para a geração do platô.

A evolução térmica da litosfera e sua reologia seriam outros fatores que poderiam favorecer a formação do platô (Oncken et al., 2006). Allmendinger et al. (1997) relaciona o aumento do platô ao magmatismo no final do Oligoceno e início do Mioceno. Nessa época também teria ocorrido a delaminação do manto superior no Altiplano (Beck e Zandt, 2002; Garzzone et al. 2006), o que pode ter contribuído como uma fonte de calor, diminuindo a resistência da litosfera à deformação. Porém ainda não há um consenso sobre a atuação do magmatismo na intensificação do encurtamento. Oncken et al. (2006) sugerem que o magmatismo teria maior influência no encurtamento em contextos particulares, como no caso de duas placas inicialmente frias e mecanicamente resistentes em subducção *flat slab*. Já os modelos numéricos de Sobolev et al. (2006) indicam anti-correlação temporal entre o magmatismo e encurtamento.

Para Oncken et al. (2006), o principal fator que determinaria a taxa de encurtamento nos Andes seria a diferença entre a velocidade de *rollback* da placa subductada e a velocidade da placa da América do Sul para oeste. O aumento na velocidade de *rollback* diminui a compressão, porém, enquanto a velocidade de *rollback* na região dos Andes Centrais teve uma variação de menos de 20% ao longo do tempo, a placa continental apresentou uma variação de 300% em sua velocidade. Assim, o *rollback* não teria sido capaz de acomodar todas as oscilações de velocidade da placa da América do Sul, o que resultou em variações na taxa de encurtamento ao longo do tempo.

### 4.3.1 História de deformação dos Andes Centrais

O soerguimento dos Andes teve início no Neocretáceo-Paleoceno, em um primeiro pulso tectônico, com a formação de bacias flexurais na região de *foreland* do orógeno (Gil, 2001). Enquanto ocorria extensão e rifteamento na borda leste da América do Sul, no oeste ocorria compressão e a formação da cadeia de montanhas (Oncken et al., 2006). A história de deformação dos Andes ainda não está totalmente sintetizada, principalmente porque ela varia muito ao longo do tempo e do espaço. Além disso, as variadas metodologias e interpretações dificultam elaborar um modelo unificado para a região (Oncken et al., 2006).

No Eoceno Inferior e Médio (55-40 Ma) não ocorrem evidências diretas de evento tectônico compressivo na região (Noblet et al., 1996). Ao longo do Eoceno Médio e Superior (45-33 Ma), a velocidade de *rollback* aumentou, bem como o fluxo de sedimentos para a região de interface entre as placas, o que causou uma diminuição na taxa de encurtamento (Oncken et al., 2006) seguida de uma calmaria magmática (Allmendinger et al., 1997; Mahlburg et al., 1999) do Eoceno Superior ao Oligoceno Médio-Superior (33-26 Ma). A Cordilheira Leste teria começado a se formar por volta de 40 Ma (Elger et al., 2005).

A partir do Oligoceno até o Mioceno Inferior (30-15 Ma), ocorreu uma diminuição da velocidade de *rollback* e do mergulho de subducção da placa, resultando na aceleração da taxa de encurtamento (Oncken et al., 2006). A partir de 26 Ma houve aumento na atividade magmática no *back arc* e a delaminação gradual do manto superior sob o Altiplano (Beck e Zandt, 2002). Já no Mioceno Médio (15-10 Ma), um reajuste isostático foi responsável pela diminuição da velocidade relativa entre as placas, com um pulso final de encurtamento em 10 Ma devido à diminuição da velocidade de *rollback* (Oncken et al., 2006). Considera-se a velocidade relativa entre as placas constante desde então, com migração das bacias de *foreland* para leste. Atualmente, a Zona Subandina é a que apresenta maior atividade tectônica na região (Gotberg et al., 2010). Os eventos descritos encontram-se resumidos na Tabela 1.

Elger et al. (2005) separa os Andes Centrais em duas unidades estruturais que teriam se deformado independentemente uma da outra: a primeira seria composta pela Cordilheira Oeste e pela parte central, que teria taxas de deformação relativamente menores do que a segunda unidade, formada pela Cordilheira Leste e a Zona Subandina, que teria iniciado a deformação posteriormente (Figura 9).

Apesar das variações na velocidade de *rollback* e da Placa da América do Sul desde o início da formação dos Andes Centrais, é possível afirmar que pelo menos nos últimos 46 Ma houve encurtamento contínuo na região com variadas intensidades (Elder, et al., 2005; Oncken et al., 2006). Baixas taxas de encurtamento ocorreram em especial ao longo do Eoceno e entre 15-10 Ma, no Mioceno. Considerando-se apenas o fator encurtamento como

o responsável pelo soerguimento dos Andes Centrais, a conclusão seria de que a região sofreu soerguimento contínuo ao longo desde pelo menos 46 Ma.

As estimativas diretas de encurtamento são restritas à Cordilheira Leste e à Zona Subandina, já no Altiplano e Cordilheira Oeste, as medições de GPS podem ter interferências de tremores relacionados à zona de subducção (Montgomery et al., 2001).

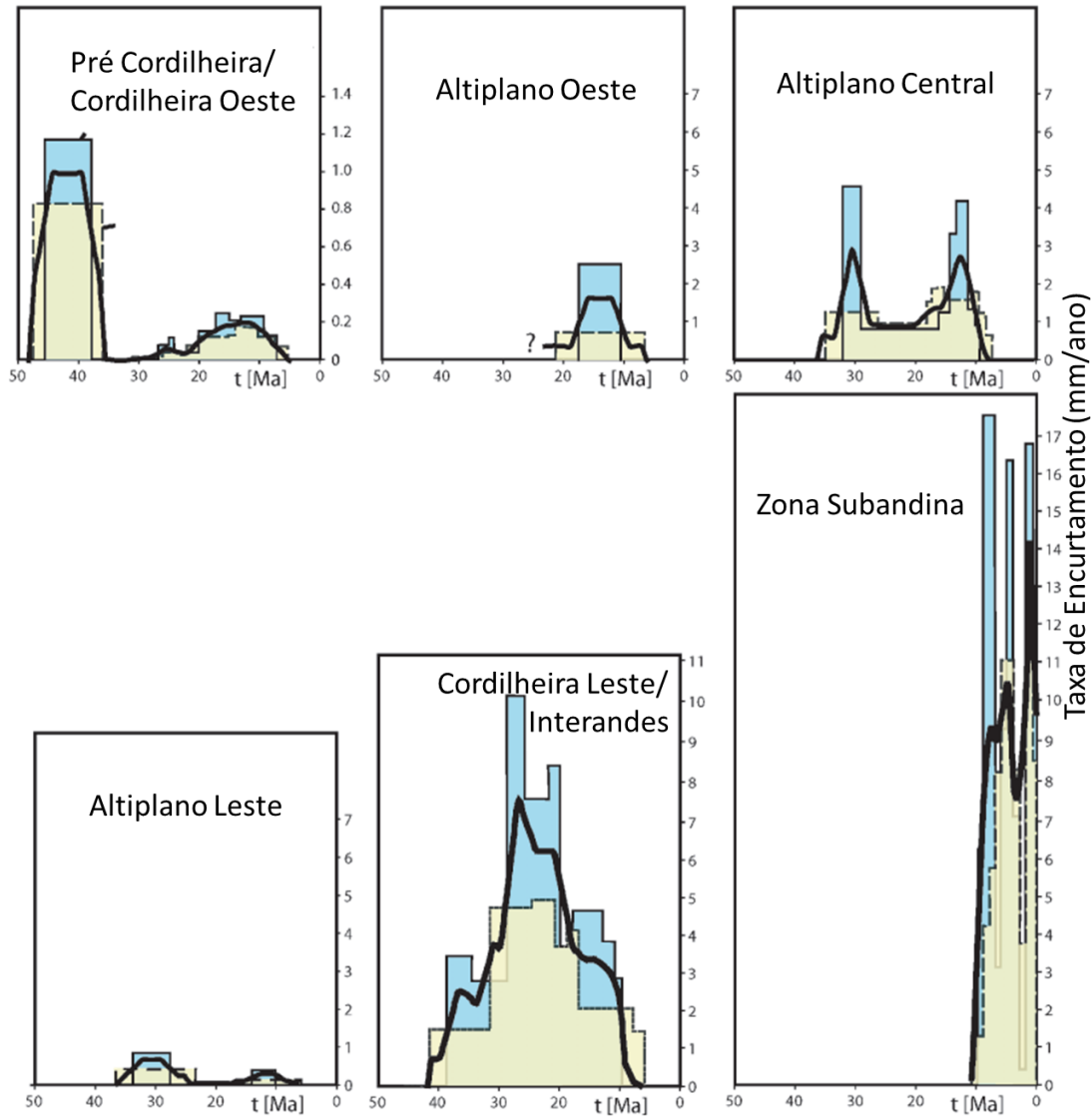


Figura 9: Taxas de encurtamento nos Andes Centrais na latitude 21°S nos últimos 50 Ma em diferentes segmentações da região. Notar que a Cordilheira Leste e a Zona Subandina possuem taxas de encurtamento maiores. Pode-se também destacar que o início da deformação da Zona Subandina deu-se nos últimos 10 Ma, onde se concentra a deformação atualmente. Fonte: Elger *et al.*, 2005 com informações da Pré-Cordilheira de Victor *et al.*, 2004 e Haschke e Guenther, 2003, e informações da Cordilheira Leste de Müller *et al.*, 2002.

Tabela 1: Informações resumidas dos eventos tectônicos que ocorreram nos Andes Centrais desde o Neocretáceo até o Recente. As fontes das informações encontram-se listadas na própria tabela. \* Mégard, 1984; Noblet et al., 1996. \*\* Allmendinger et al., 1997; Mahlburg et al., 1999.

Era	Período	Época	Tempo (Ma)	Evento	Tempo (Ma)	Fonte	Evento	Tempo (Ma)	Fonte	Evento	Tempo (Ma)	Fonte
Cenozoico	Quaternário	Holoceno	0,0117-	Velocidade relativa entre as placas considerada constante, migração das bacias para leste	10-Recente	Gil,2001	Aceleração taxa de encurtamento e diminuição da velocidade de <i>rollback</i> , pulso final ainda incerto	10-atual	Oncken et al., 2006	Provável início da delaminação no manto litosférico Aumento da atividade magmática no back-arc	25- atual 26- atual	Oncken et al., 2006
		Pleistoceno	2,58-0,0117									
	Neógeno	Plioceno	5,333-2,58	Reajuste isostático com diminuição da velocidade relativa entre as placas	15-10	Gil, 2001	-	20 e 17-12,5	*			
		Mioceno	23,03-5,333									
	Paleógeno	Oligoceno	33,9-23,03	Aumento na velocidade relativa de convergência, sedimentação nas bacias de <i>foreland</i>	30-15	Gil,2001	Diminuição do mergulho da placa, diminuição da velocidade de <i>rollback</i> e aumento na taxa de encurtamento	33-20	Oncken et al., 2006			
				Calmaria Tectônica	35-27	Noblet et al., 1996						
		Eoceno	56-33,9	Eventos compressivos na costa do Pacífico e Cordilheira Oeste	40-35	Noblet et al., 1996	<i>Rollback</i> mais intenso, redução taxa de encurtamento, trincheira com mais sedimento	47-33	Oncken et al., 2006			
				Não existem evidências diretas nos Andes Centrais de evento tectônico compressivo	55-40	Noblet et al., 1996						
				Mudança na direção da convergência de N25° para N40°	62-56	Pardo-Casas e Molnar, 1987						
		Paleoceno	66-56									
Mesozoico	Cretáceo	Superior	100,5-66	Início soerguimento e formação bacias de <i>foreland</i>	100,5-62	Pardo-Casas e Molnar, 1987	-	-	-	-	-	
										Calmaria magmática	33-26	**

#### 4.4 Produção sedimentar

A produção sedimentar equivale à quantidade de sedimento produzida em uma determinada área da superfície da Terra em um intervalo de tempo, expressa em t/km<sup>2</sup>/ano. A topografia, o clima e a atividade antrópica são alguns dos fatores que influenciam nos valores de produção sedimentar. Assim, a partir de trabalhos e modelos prévios (Mulder e Syvitski, 1996; Syvitski e Morehead, 1999; Syvitski et al., 2003), Syvitski e Milliman (2007) elaboraram o modelo BQART para estimar a produção sedimentar de bacias hidrográficas.

Os autores do modelo utilizaram 488 rios ao redor do mundo em diferentes contextos geográficos, geológicos e socioeconômicos, compreendendo 66% do total da carga de sedimentos que chega ao oceano. O BQART foi capaz de explicar a produção sedimentar de 96% desses rios em um prazo de cerca de 30 anos, sem considerar eventos episódicos e extremos.

O modelo leva em consideração parâmetros geológicos, tais como área da bacia de drenagem, relevo e litologia. Esses fatores sozinhos explicam 65% dos casos estudados no trabalho de Syvitski e Milliman (2007). Ao adicionar os fatores climáticos de precipitação e temperatura, o modelo abrange mais 14% dos rios. Somando o fator glacial, explica-se mais 1% dos casos: geleiras de base quente moem as rochas, intensificando a erosão. Além disso, o derretimento de gelo aumenta o transporte sedimentar. A influência das geleiras no Holoceno é relativamente pequena, já no Pleistoceno, devido ao Último Máximo Glacial (~21 Ka), esse fator desempenhou um papel importante na produção sedimentar. A atividade antrópica explica os 16% dos casos restantes.

O modelo BQART para a produção sedimentar ( $SY$ ) de Syvitski e Milliman (2007) é dado por:

$$SY = \omega \cdot B \cdot Q^{0,31} \cdot A^{-0,5} \cdot R \cdot T \quad (1)$$

Sendo:

$Q$  = fluxo sedimentar [km<sup>3</sup>/ano]

$A$  = área da bacia de drenagem [km<sup>2</sup>]

$R$  = relevo máximo [km]

$T$  = Temperatura no relevo máximo, com  $T > 2^{\circ}\text{C}$

$\omega = 0,0006$  [Mt.ano<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>] (constante de proporcionalidade)

O fator  $B$  relaciona-se à erosão glacial, litologia, aprisionamento de sedimentos por lagos e barragens, e erosão devido à influência de atividade humana. O fator  $B$  é um número adimensional e é dado por:

$$B = IL(1 - T_E) \cdot E_h \quad (2)$$

Sendo:

$I$  = fator de erosão glacial, com  $I = (1 + 0,09A_g)$ , sendo  $1 \leq I \leq 10$

$A_g$  é a porcentagem da bacia de drenagem coberta por gelo, entre 0 e 100.

$L$  = fator da litologia

$T_E$  = sedimento que fica retido no continente em bacias e barragens

$E_h$  = erosão antrópica

A produção sedimentar pode variar em uma ordem de magnitude dependendo da litologia. Em grande parte dos Andes e da Zona Subandina afloram rochas metassedimentares e sedimentares fracas (Aalto et al., 2006), inclusive na Bacia Madre de Dios. Para essa região, Syvitski e Milliman (2007) consideraram  $L=2$ . Já o valor médio mundial de  $(1 - T_E)$  é 0,8. Por fim, o fator de erosão antrópica considera a densidade populacional, o PIB per capita e o uso da terra na região onde a bacia se encontra. No caso de bacias com baixa densidade populacional humana (<50 habitantes/km<sup>2</sup>) que apresentam áreas com erosão intensificada pela atividade humana e áreas de conservação, como no caso da Bacia do Amazonas e seus afluentes, o fator  $E_h$  é igual a 1. Utilizando esses parâmetros, a Bacia Madre de Dios apresenta um fator  $B$  igual a 1,6.

#### *4.4.1 Erosão nos Andes Centrais*

Os Andes Centrais apresentam soergimento tectônico ativo, com aumento das altitudes ao longo do tempo (Oncken et al., 2006). Além do soergimento, a topografia andina é afetada pela erosão, de modo que a atuação conjunta desses dois agentes resulta na sua morfologia (Aalto et al., 2006). O modelo BQART (Syvitski e Milliman, 2007) traz os principais parâmetros que influenciam na produção sedimentar de uma bacia, porém este subitem apresenta um panorama dos fatores que afetam a erosão nos Andes Centrais. Ainda não há um consenso quanto à magnitude da influência de cada fator.

#### *Relevo*

Ahnert (1970) realizou o primeiro estudo considerando o relevo como um parâmetro para a determinação da taxa de denudação de uma montanha. Conseqüentemente, no caso de um orógeno ativo como os Andes, a produção sedimentar é diretamente proporcional ao soergimento tectônico, pois segundo o BQART, quanto maior o relevo, maior a erosão. Assim, em sistemas tectonicamente ativos, a topografia resultante é função do soergimento

e da erosão, de modo que conforme a altitude aumenta, a própria taxa de erosão aumenta também.

Na Bolívia, Aalto et al. (2006) compararam a relação da produção sedimentar com o relevo e com a declividade, constatando que a SY da região possui maior correlação com a declividade do que com a altitude (Figura 10).

A mudança na resistência dos materiais pode mudar a taxa de erosão em até uma ordem de magnitude. Assim, a litologia em conjunto com a declividade teriam os maiores efeitos na produção sedimentar na região (Aalto et al., 2006).

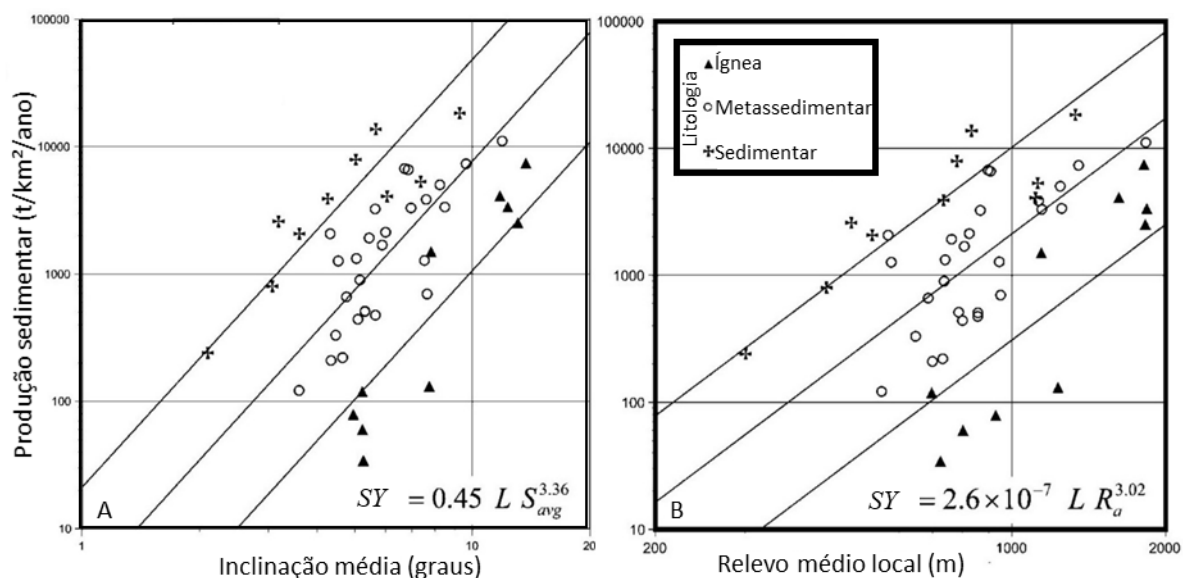


Figura 10: A- Correlação entre a produção sedimentar e a inclinação média de 47 bacias nos Andes Bolivianos para diferentes litologias. Na equação ajustada das retas, L significa litologia e S inclinação média (Slope). As melhores retas ajustadas para as três litologias apresentam valores do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,72; 0,67 e 0,55 para rochas ígneas, metassedimentares e sedimentares, respectivamente. B- Correlação entre a produção sedimentar e o relevo médio local para as mesmas bacias. As melhores retas ajustadas apresentam valores de  $R^2$  de 0,56; 0,49 e 0,49, respectivamente para as rochas ígneas, metassedimentares e sedimentares. Notar que a produção sedimentar apresenta melhor correlação com a inclinação para as três litologias. Fonte: Aalto et al., 2006.

### Clima

O efeito do clima na produção sedimentar ainda é muito controverso, sendo difícil estabelecer um modelo para todas as bacias. Existem duas principais escalas nas quais o clima pode influenciar nas taxas de erosão da região: na escala regional da cordilheira, devido às variações na latitude; e na escala local dentro de cada bacia.

Devido à orientação geral dos Andes na direção norte-sul, Montgomery et al. (2001) defendem que diferentes zonas climáticas são responsáveis pela heterogeneidade do relevo e da atuação da erosão ao longo da cordilheira.

A variação climática latitudinal resulta em três grandes padrões morfológicos e erosivos na região (Montgomery et al., 2001): nos Andes do Norte, os ventos úmidos vindos de leste e oeste e a consequente alta pluviosidade resultam em altas taxas de erosão e em uma cordilheira estreita; nos Andes Centrais, a chegada dos ventos úmidos apenas do lado leste e a presença do cinturão desértico ao sul da latitude 15°S resultam em menores taxas de erosão, de modo que as formas de relevo estão mais associadas à atividade tectônica da região; já nos Andes do Sul, devido à diminuição da temperatura, ocorre o aumento da influência da erosão glacial, o que poderia explicar em parte a diminuição das altitudes máximas em direção ao pólo (Figura 11).

Nos Andes Centrais, ao norte da latitude 15°S, os ventos que chegam da Amazônia são barrados topograficamente pela porção leste da Cordilheira Oriental, resultando em taxas de pluviosidade orográficas > 2000 mm/ano, enquanto a parte oeste apresenta taxas abaixo de 200 mm/ano. Já ao sul da latitude 15°S, localizada no cinturão desértico, ocorre baixa pluviosidade dos dois lados da montanha (Montgomery et al., 2001). Isso explica os padrões de erosão nos Andes Centrais, com o predomínio de taxas baixas de denudação e ocorrência de altas taxas locais, concentradas na parte leste da Cordilheira Oriental, na transição para as bacias de *foreland* amazônicas.

Além do clima, o encurtamento dos Andes também varia ao longo das diferentes latitudes, com os maiores encurtamentos no centro dos Andes Centrais (Isacks, 1988; Gregory-Wodzicki, 2000). Assim, a junção da história de encurtamento e o padrão da pluviosidade dos Andes Centrais teriam possibilitado a formação e preservação de altos valores de topografia ao longo de uma ampla faixa de cordilheira, formando assim o platô dos Andes Centrais.

Na escala local, pode-se utilizar a precipitação e o *runoff* como parâmetros relacionados ao clima, os quais geram efeitos indiretos na produção sedimentar nos Andes Centrais (Aalto et al. 2006). Esses parâmetros não são sinônimos: enquanto a precipitação representa a quantidade de chuvas de uma região, o *runoff* representa o quanto da chuva é escoado na superfície do terreno.

A precipitação teria um efeito indireto na produção sedimentar, pois regiões úmidas possuem relevos mais íngremes, o que poderia ser explicado pela incisão mais eficiente dos rios devido à maior precipitação. A incisão aumenta a declividade das encostas, sendo esse o motivo da relação positiva entre precipitação e declividade (Aalto, et al. 2006). Portanto, as chuvas teriam um efeito **local** nas taxas de erosão, pois são responsáveis pelo aumento das declividades **locais** das bacias nos vales fluviais. Quando os vales são muito íngremes, deslizamentos de terra geram taxas de erosão tão altas quanto o *input* de altura devido ao soerguimento, de modo que as variações na pluviosidade não irão afetar (*ibid.*).

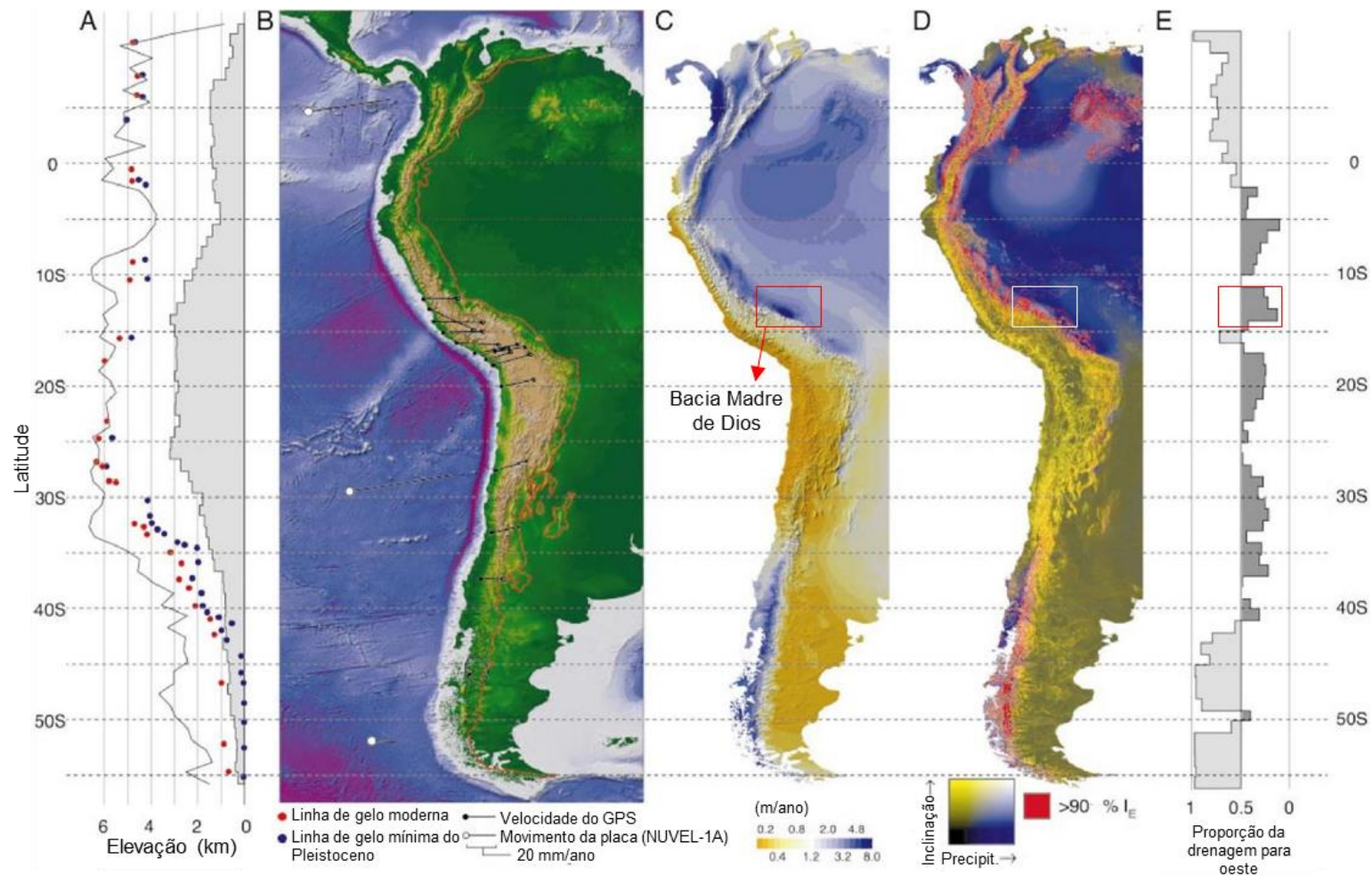


Figura 11: A - Perfis de elevação máxima (branco) e média (cinza) nos Andes na direção norte-sul. Notar que as maiores altitudes máximas e médias encontram-se nos Andes Centrais, entre as latitudes de 10° e 30°. Os pontos em vermelho representam as altitudes da linha de gelo perene atual e os pontos em azul no Pleistoceno (Schwertfelder, 1976). B- Topografia da América do Sul. C – Média de precipitação anual, notar que no retângulo vermelho, onde localiza-se a Bacia Madre de Dios, ocorrem altas taxas de precipitação Zona Subandina. D – Imagem com os locais de maiores inclinações representados em amarelo e maiores precipitações representados em azul. Os pontos em vermelhos são os pixels que apresentam 10% dos maiores índices de erosão do mapa. Notar que a Zona Subandina encontra-se entre esses pontos. E – Proporção das drenagens que correm para oeste. Notar que na Bacia Madre de Dios, a maior parte do fluxo é drenado para leste. Fonte: Montgomery et al., 2001.

Os modelos de erosão e simulação de canais consideram o *runoff* como um fator importante, porém os Andes Bolivianos apresentam muitas variações locais nesse parâmetro, de 17 a 2660 mm/ano, o que dificulta estabelecer uma correlação entre o *runoff* e a erosão dentro das bacias. A produção sedimentar local também varia muito, com valores entre 34 e 18.300 t/km<sup>2</sup>/ano. Essa alta variação em ambos os fatores resulta em uma fraca correlação (Aalto et al., 2006).

O incremento da produção sedimentar com o *runoff* estaria mais relacionado ao aumento da declividade: vales mais íngremes favorecem o escoamento de água, aumentando o valor do *runoff*. Portanto, altos valores de *runoff* estão relacionados a altas declividades. Como a erosão aumenta com a declividade, esse cenário poderia sugerir uma ideia equivocada de aumento da produção sedimentar estaria relacionado a altos valores de *runoff*. (Figura 12).

Ahnert (1970), Pinet e Souriau (1988) e Aalto et al. (2006) não conseguiram correlacionar estatisticamente produção sedimentar com o *runoff*. Assim, os efeitos climáticos nas taxas de erosão ainda não são claros nas bacias dos Andes Centrais, pois a produção sedimentar é muito mais sensível ao fator declividade (Aalto et al., 2006). Vale ressaltar que essa é uma característica da região, de modo que não se pode generalizar para todas as bacias: Hicks et al. (1996) encontrou forte correlação entre *runoff* e denudação na Nova Zelândia.

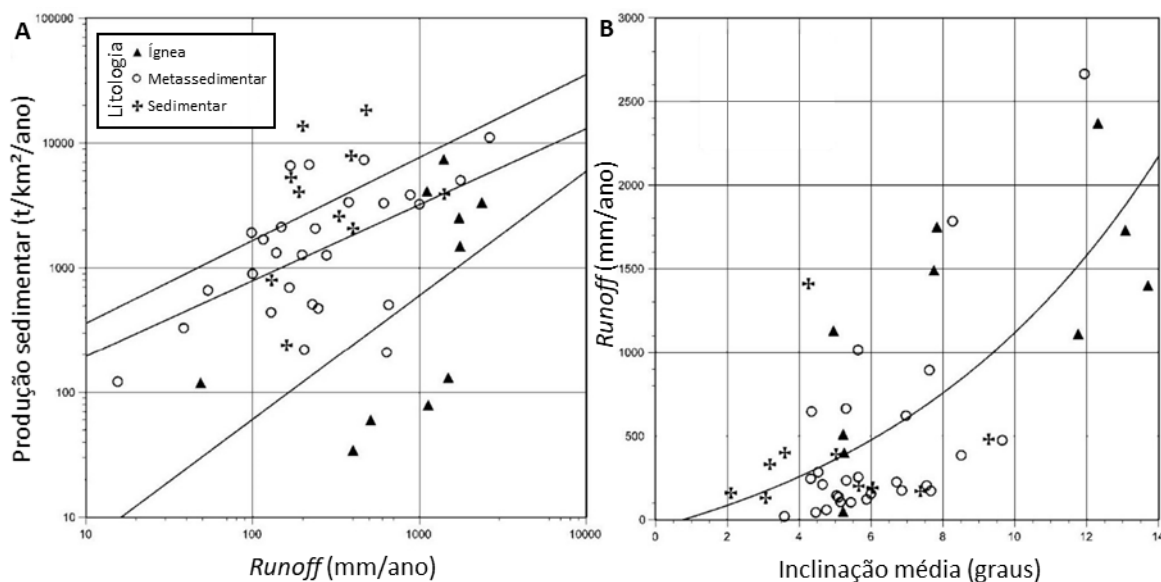


Figura 12: A- Relação entre o *runoff* e produção sedimentar para as 47 bacias nos Andes Bolivianos estudadas por Aalto et al. 2006. Os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) para as litologias ígnea, metassedimentar e sedimentar são respectivamente 0,31; 0,32; 0,13, mostrando que é difícil assumir uma correlação direta entre os dois parâmetros. B- Relação entre *runoff* e inclinação média, com um  $R^2$  de 0,50, o que mostra que esses fatores possuem melhor correlação do que a SY e o *runoff*. Imagem: Aalto et al. 2006.

### *Área da bacia*

Milliman e Meade (1983) notaram que a produção sedimentar diminui com o aumento da bacia de drenagem, pois bacias com grandes áreas tendem a apresentar relevos médios mais suaves, já que a falta de divisores de água permite que essas bacias englobem grandes áreas. Comparativamente, pequenas bacias montanhosas possuem altas produções sedimentares (Aalto et al., 2006). Isso explica a relação inversamente proporcional presente no modelo BQART entre a produção sedimentar e a área da bacia. No caso da Bacia Amazônica, a porção andina representa 10% do total em área, porém 90% do sedimento vem dessas bacias montanhosas (Latrubesse et al., 2005).

#### *4.4.2 Produção sedimentar na Bacia Madre de Dios*

Existem diversos estudos sobre a produção e aporte sedimentar de grandes rios da América do Sul, tais como o Rio Amazonas, Paraná e Orinoco (Milliman e Syvitski, 1992; Ludwig e Probst, 1998; Syvitski e Milliman, 2007; Milliman e Farnsworth, 2011). Porém, para uma melhor compreensão desses grandes sistemas de drenagem, é necessário que também sejam estudados os rios de menor porte que fazem parte de suas bacias de drenagem.

No caso do Rio Amazonas, ainda faltam informações quanto aos fluxos sedimentares das cabeceiras andinas (Latrubesse e Restrepo, 2014), responsáveis por cerca de 1000 Mt/ano de sedimentos em suspensão, representando 90% do que chega à foz do Rio Amazonas (Latrubesse et al., 2005). A bacia do Rio Madeira, separada da Bacia Amazônica pelo *forebulge* (Baby et al., 1999), abrange o *foreland* dos Andes Peruanos e Bolivianos, correspondendo a aproximadamente 50% da contribuição dos sedimentos em suspensão para o Rio Amazonas, com uma variação de 248 a 600 Mt/ano (Meade, 1994; Martinelli et al., 1993; Filizola et al., 1999; Latrubesse et al., 2005).

As bacias hidrográficas nos Andes Bolivianos apresentam taxas de denudação entre 0,01 e 6,9 m/1000 anos (Aalto, et al. 2006), sendo que aproximadamente 50% do sedimento fica retido nas bacias de *foreland* (Baby et al., 1999). Como a Bacia Madre de Dios encontra-se no mesmo contexto, espera-se que sejam obtidas taxas parecidas.

Já no Peru, a Bacia Hidrográfica Madre de Dios possui uma área de 124.200 km<sup>2</sup> (Figura 13), sendo responsável por 71 Mt/ano dos sedimentos transportados para o Rio Amazonas, o que equivale a uma produção sedimentar de 570 t/km<sup>2</sup>/ano (Latrubesse e Restrepo, 2014). Com exceção dos rios Orthon e Las Piedras, todos os rios da bacia nascem nos Andes, em altitudes entre 800 e 6300 m (Thieme et al., 2007).

Os sedimentos que os rios da bacia transportam são originados em grande parte nos Andes Peruanos (Thieme et al. 2007). Conforme ocorre o transporte para nordeste, ocorre o efeito de diluição com o encontro dos afluentes (Figura 14). Parte do sedimento também fica retido na Bacia Madre de Dios.

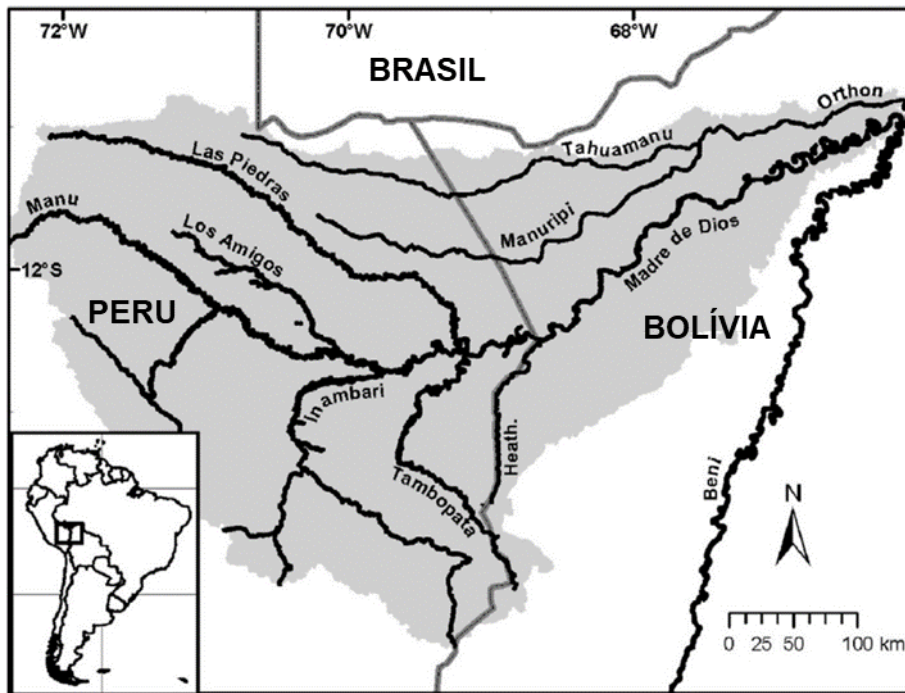


Figura 13: Bacia Hidrográfica Madre de Dios, localizada no Peru e na Bolívia. Fonte: Thieme et al., 2007.

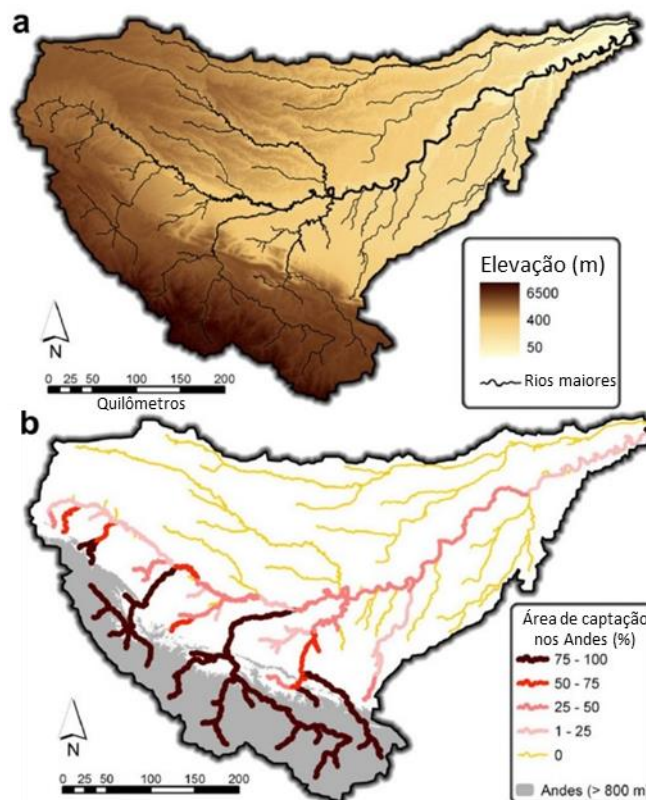


Figura 14: a- Elevação da Bacia Madre de Dios (dados SRTM). b- Proporção do quanto de sedimento é captado nos Andes em cada rio da Bacia Madre de Dios. Notar que é considerado como Andes apenas a porção da Cordilheira Leste. A Zona Subandina, onde também ocorrem declividades relativamente altas, não foi considerada pelo autor, de modo que a proporção de sedimentos com origem andina encontra-se subestimada na imagem. Fonte: Thieme et al. 2007.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos aplicados nesse Trabalho de Formatura possuem como base a compilação de dados em trabalhos publicados, para a sua utilização em dois modelos numéricos computacionais independentes entre si: o modelo de “*backstripping*” e o modelo de paleoelevação 1D.

### 5.1 Fundamentação teórica

Os modelos numéricos computacionais apresentados nos subitens 5.1.1 e 5.1.2 possuem como fundamentação teórica princípios físicos, geológicos e geofísicos bem consolidados. O desenvolvimento das soluções numéricas em linguagem de *python* para os modelos foi realizado pela equipe do Laboratório de Análises de Bacias Sedimentares do Instituto de Geociências da USP. A ordem de apresentação dos modelos foi invertida em relação à ordem em que foram utilizados para facilitar o entendimento dos conceitos.

#### 5.1.1 Modelo de paleoelevação 1D

O modelo de paleoelevação dos Andes Centrais considera parâmetros térmicos, elásticos e mecânicos da litosfera, utilizando fundamentos básicos de difusão térmica, isostasia e flexura unidimensional para o cálculo da paleotopografia andina a partir das taxas de encurtamento da região ao longo do tempo. O modelo também considera a remoção de topografia ao longo do tempo devido à erosão para o cálculo das altitudes.

Utilizando soluções numéricas computacionais desenvolvidas em linguagem de *Python*, o modelo tem como produto principal a evolução da espessura da crosta ao longo do tempo em um determinado ponto. O modelo é aplicado repetidamente em vários passos, que possuem uma duração de tempo pré-definida. Os valores e resultados obtidos em cada passo são armazenados e utilizados na próxima etapa. Assim, em cada passo ocorre uma retroalimentação dos dados obtidos em etapas anteriores (Figura 15).

No início de cada passo do modelo, é calculada a erosão e remoção da topografia considerando uma dependência linear com a altitude que foi gerada no passo anterior (etapa 1). A partir da topografia gerada, a variação na espessura da litosfera devido à deformação é calculada considerando-se que o encurtamento ou estiramento têm relação linear com a espessura (etapa 2). No caso dos Andes, a compressão leva ao espessamento da litosfera (Figura 16). Essa mudança altera o estado termal da litosfera, de modo que as geotermas verticais são recalculadas, levando-se em conta a deformação, um fluxo de calor constante na base da litosfera e a produção interna de calor radiogênico (etapa 3).

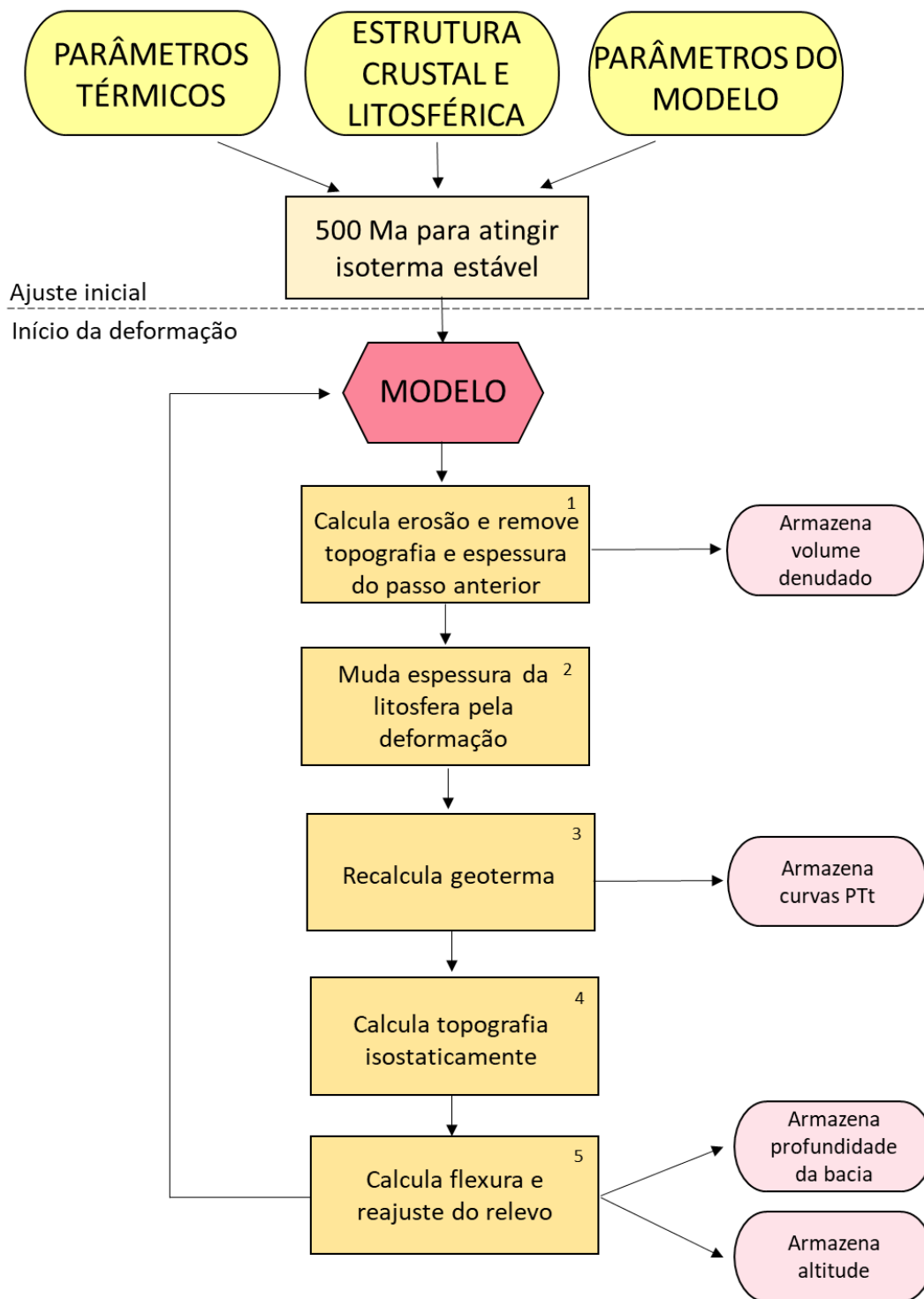


Figura 15: Fluxograma do funcionamento do modelo de paleoelevação 1D utilizado. As etapas 1, 2, 3, 4 e 5 realizadas pelo modelo estão descritas no corpo do texto.

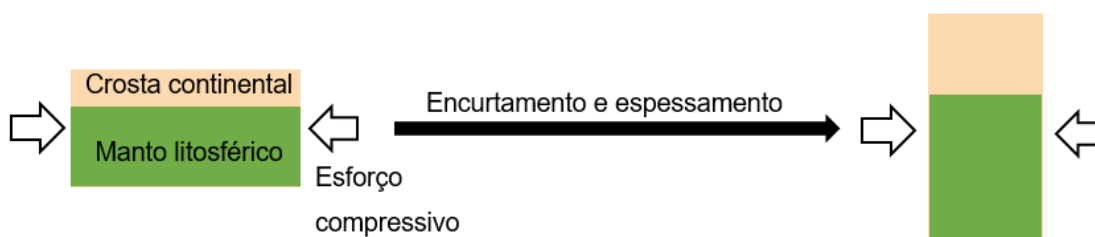


Figura 16: Efeito da deformação compressional na litosfera gerando encurtamento. As representações de crosta e manto são meramente ilustrativas do efeito da deformação e não apresentam escala.

Com a nova mudança na espessura da litosfera, a topografia é calculada utilizando ajustes isostáticos (etapa 4). A reconfiguração das geotermas é realizada previamente porque a mudança na temperatura altera a densidade da litosfera, parâmetro utilizado na etapa 4.

O modelo utilizado na isostasia considera a parte da litosfera que sofreu espessamento como um bloco independente das regiões adjacentes, porém a rigidez flexural da placa e sua continuidade lateral reduzem o efeito do ajuste isostático, ou seja, o efeito da carga do orógeno na subsidência da litosfera é inferior ao calculado na etapa 4, pois a rigidez flexural cria uma resistência à deformação da placa. Assim, ao final do passo acrescenta-se o fator da flexura no modelo (etapa 5), de modo que a topografia resultante é maior do que a calculada na etapa 4. Por fim, o resultado obtido serve como entrada no próximo passo.

Com a entrada dos parâmetros térmicos, da estrutura litosférica e dos demais componentes do modelo, é realizado um ajuste inicial das isotermas ao longo de 500 m.a. para alcançar uma condição térmica estacionária como ponto de partida para o modelo.

As cinco etapas realizadas em cada passo são descritas a seguir:

#### 1 - Erosão

O parâmetro considerado para calcular a erosão ao longo do tempo foi o relevo, pois Montgomery (2001) e Aalto et al. (2006) sugerem que nos Andes Centrais a topografia é o fator que mais influencia na produção sedimentar. Além disso, quantificar o impacto dos fatores climáticos ao longo do tempo traria uma série de erros propagados, de modo que optou-se por considerar o fator climático constante ao longo da simulação do modelo.

No primeiro passo do modelo, calcula-se a erosão de acordo com a altitude inicial pré-definida. Nos demais passos, é utilizado o valor de altitude obtido ao final do último passo. A partir de perfis de elevação da área fonte da Bacia Madre de Dios, gerados pelo *Google Earth Pro*, obteve-se uma altitude média de 2240 m para a região. Esse valor foi utilizado como referência para o cálculo das taxas de denudação [m/1000anos] para diferentes topografias resultantes. A fim de evitar uma maior complexidade no modelo, os fatores climáticos foram considerados constantes no tempo, de modo que a produção sedimentar calculada em cada passo é função apenas da altitude. Essa simplificação encobre mudanças nas taxas de denudação em decorrência de mudanças no clima e por isso deve-se considerar esse fator para interpretar os resultados do modelo.

Considerando uma variação linear da erosão em função da altitude, tem-se (Ludwig e Probst, 1998):

$$erosão = \frac{SY \cdot 1000}{\rho_c} \cdot 10^{-6} \quad (3)$$

SY refere-se à produção sedimentar atual [t/km<sup>2</sup>/ano]. A densidade da crosta ( $\rho_c$ ) está corrigida para t/m<sup>3</sup>. A partir da erosão, pode-se calcular a constante de erosão  $k_{erosão}$  a 2240 m de altitude:

$$k_{erosão} = \frac{erosão}{2240} \quad (4)$$

Assim, a variação da altitude ( $dh_{erosão}$ ) devido à erosão em cada passo de duração  $dt$  é dada por:

$$dh_{erosão} = (-k_{erosão}) \cdot (-altitude) \cdot dt \quad (5)$$

## 2 - Deformação

A partir da nova altitude, o modelo considera a variação na espessura da litosfera devido ao encurtamento. Para isso, a solução numérica utiliza o fator  $\beta$ : um número adimensional, originalmente proposto para deformação distensional por Mackenzie (1978), que indica a variação da espessura de um determinado segmento na litosfera definido por:

$$\beta = \frac{E_1(espessura\ pré-deformação)}{E_2(espessura\ pós-deformação)}, \text{ com } 0 < \beta < \infty \quad (6)$$

Então  $E_2 = \frac{E_1}{\beta}$ . Para  $\beta < 1$ , ocorre espessamento crustal e para  $\beta > 1$  ocorre afinamento crustal. Quanto mais próximo de 1 o valor de  $\beta$ , menor a deformação.

Considerando uma taxa encurtamento constante [mm/1000 anos], o fator  $\beta$  varia a cada passo, pois apesar do valor de encurtamento absoluto não variar no tempo, o valor relativo aumenta, mudando assim o valor de  $\beta$ . Por conta disso, cada passo realizado calcula um novo fator  $\Omega$  para ser utilizado no cálculo do espessamento. O fator  $\Omega$  é dado por:

$$\Omega(N) = \frac{\ln \beta}{N} \quad (7)$$

Sendo:

$N$  = número do passo

$\beta$  = fator de encurtamento total

$\Omega$  = fator de encurtamento parcial

No caso de espessamento crustal,  $\Omega < 1$ .

Dada uma espessura inicial da litosfera  $E_1$ , após a sua deformação com um fator  $\Omega$  em um intervalo de tempo  $dt$ , a nova espessura  $E_2$  é dada por:

$$E_2 = E_1 - \frac{\ln \beta}{N} \cdot E_1 \quad (8)$$

Como a taxa de encurtamento mudou ao longo do tempo na região, o modelo foi adaptado considerando-se quatro diferentes fatores  $\beta$  ao longo do tempo.

### 3 - Geotermas

O cálculo das isotermas é realizado considerando-se os seguintes parâmetros: o fluxo e a difusão térmica através da litosfera, a produção de calor radiogênico pela crosta e a componente advectiva.

A equação de difusão térmica que fundamenta o modelo numérico para o cálculo de geotermas é dada por:

$$c\rho \frac{dT}{dt} = k \frac{d^2T}{dx^2} \quad (9)$$

Sendo:

$c$  = calor específico [ $W.s.kg^{-1}.K^{-1}$ ]

$\rho$  = densidade [ $kg/m^3$ ]

$T$  = temperatura [K]

$t$  = tempo [s]

$k$  = condutividade térmica do material [ $W.m^{-1}.K^{-1}$ ]

$x$  = espessura do material [m]

Considerando a produção de calor radiogênico, tem-se:

$$c\rho \frac{dT}{dt} = \kappa \frac{d^2T}{dx^2} + \rho H \quad (10)$$

Sendo  $H$  a taxa de produção de calor radiogênico por unidade de massa [ $W/kg$ ], que varia dependendo da camada na qual se encontra: na crosta superior apresenta valores maiores do que na inferior, já no manto pode ser considerada zero.

A componente advectiva é o movimento vertical de massas com temperatura definida, em outras palavras, o “transporte” da temperatura para outros locais devido ao deslocamento de material a uma velocidade  $v$ . Foi utilizado como base o modelo termo-mecânico de Jarvis e Mckenzie (1980) para calcular a variação da topografia. No modelo, a advecção é originada pela deformação da litosfera, pela erosão e pelo consequente reajuste isostático.

Assim, com a componente advectiva, a equação de conservação de energia térmica fica (Jarvis e Mckenzie, 1980):

$$c\rho \frac{dT}{dt} = \kappa \frac{d^2T}{dx^2} + \rho H - v \frac{dT}{dx} \cdot \frac{1}{c\rho} \quad (11)$$

#### 4 - Isostasia

O manto litosférico possui densidade maior do que a astenosfera, porém a densidade média da litosfera é inferior à da astenosfera devido à presença da crosta, menos densa que o manto. Assim, a litosfera funciona como um bloco com flutuabilidade na astenosfera.

Pode-se calcular o relevo relativo entre dois blocos continentais adjacentes por isostasia considerando-se que tanto o peso como a espessura das colunas adjacentes sejam iguais na profundidade de compensação isostática (Figura 17).

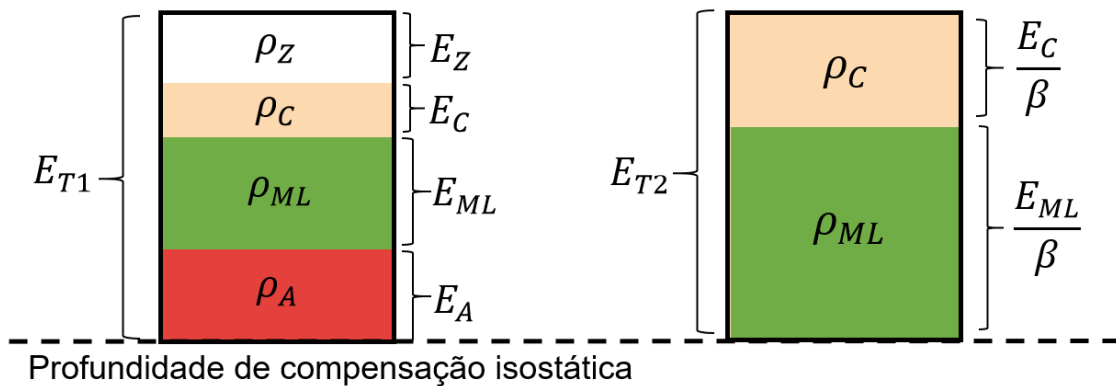


Figura 17: Esquema de blocos continentais utilizados para o cálculo de relevo por ajuste isostático. No caso apresentado, a litosfera sofreu espessamento devido à compressão. A legenda dos parâmetros da figura encontra-se listada abaixo.

Os parâmetros utilizados para o cálculo da sobrelevação por compensação isostática estão definidos a seguir:

$E_C$ : espessura da crosta pré-deformação

$E_{ML}$ : espessura do manto litosférico pré-deformação

$E_A$ : espessura da astenosfera pré-deformação

$E_Z$ : diferença entre a topografia após a deformação e antes da deformação, variação da altitude devido à deformação

$\rho_C$ : densidade da crosta

$\rho_{ML}$ : densidade do manto litosférico

$\rho_A$ : densidade da astenosfera

$\rho_Z$ : densidade do ar

$E_{T1}$ : espessura total pré-deformação

$E_{T2}$ : espessura total pós-deformação

$\beta$ : fator de encurtamento total

Como as espessuras das colunas em equilíbrio isostático são iguais antes e depois da deformação:

$$E_{T1} = E_{T2} \quad (12)$$

Assim:

$$E_Z + E_C + E_{ML} + E_A = \frac{E_C}{\beta} + \frac{E_{ML}}{\beta} \quad (13)$$

Pelo princípio de Arquimedes, na profundidade de compensação isostática os esforços são iguais:

$$E_1 \cdot \rho_1 = E_2 \cdot \rho_2 \quad (14)$$

Então:

$$E_Z \cdot \rho_Z + E_C \cdot \rho_C + E_{ML} \cdot \rho_{ML} + E_A \cdot \rho_A = \frac{E_C}{\beta} \cdot \rho_C + \frac{E_{ML}}{\beta} \cdot \rho_{ML} \quad (15)$$

Através das equações (13) e (15), é possível calcular o quanto a litosfera foi espessada e qual a elevação da topografia  $E_Z$ . Como a difusão térmica e o calor radiogênico foram considerados no modelo utilizado, em cada passo as densidades da crosta e do manto litosférico mudam após a deformação.

#### 5 - Flexura

Por fim, o modelo considera o fator flexural para o cálculo da topografia e da subsidência da bacia no depocentro: ao colocar uma carga sobre a litosfera, ocorrerá o efeito de deflexão até que a flexura tenha uma força de restituição para cima equivalente ao peso da carga. Isso ocorre porque esta deformação é do tipo elástica, ou seja, restituível (Turcotte e Schubert, 2002). Quanto maior a deformação, maior será a força de restituição para o estado original. Como consequência dessa força, a topografia resultante é maior do que a calculada pelo modelo isostático da etapa 4.

O comportamento elástico da litosfera e sua subsidência no depocentro  $w_0$  [m] devido a uma carga  $V_0$  [N/m] são dados por (Turcotte e Schubert, 2002):

$$w = \frac{V_0 \lambda}{2(\rho_A - \rho_S) \cdot g} \quad (16)$$

Onde:

$\rho_A$ : densidade da astenosfera

$\rho_S$ : densidade do sedimento

$g$ : aceleração da gravidade [m/s<sup>2</sup>]

E sendo:

$$\lambda = \left[ \frac{(\rho_A - \rho_S)}{4D} \right]^{1/4} \quad (17)$$

Onde:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (18)$$

$E$  e  $\nu$  são parâmetros do material que constitui a litosfera, sendo  $E$  o módulo de elasticidade ou de Young [N/m<sup>2</sup>] e  $\nu$  o coeficiente de Poisson. Já o  $T_e$  é a espessura elástica equivalente da placa, ou seja, uma unidade de medida relativa, em km, da espessura da litosfera em estado térmico e composição ideais.

### 5.1.2 Backstripping

O *Backstripping* é um método de análise no qual utiliza-se a sucessão estratigráfica de uma bacia sedimentar para reconstituir a sua subsidência ao longo do tempo. Essa técnica foi desenvolvida por Watts e Ryan (1976) e consiste nos seguintes princípios: conforme os sedimentos são depositados, o peso da pilha sedimentar promove a subsidência isostática e além disso, compacta as camadas sedimentares subjacentes. O método “retira” os estratos sedimentares um a um e considera seus efeitos de compactação e subsidência ao longo do período de tempo em que foram depositados, ou seja, a cada camada retirada, obtém-se a profundidade da bacia caso não houvesse o preenchimento sedimentar, sendo resultado apenas da subsidência tectônica (Figura 18). O processo é realizado do tempo presente para o passado e resulta em uma representação gráfica da subsidência da bacia ao longo de um período de tempo, incluindo a subsidência tectônica, a subsidência isostática devido à carga dos sedimentos e a subsidência total (Allen e Allen, 2005). As informações utilizadas para a obtenção das curvas são as espessuras das camadas, as idades do topo e da base de cada uma, suas litologias e o nível do mar.

O método possui algumas limitações, como as incertezas associadas às idades do topo e da base das camadas, em especial em bacias com conteúdo fossilífero pobre; a presença de discordâncias, que tornam incertos os eventos que ocorreram no intervalo de tempo com *gap* de informações; bem como a falta informações da variação do nível eustático ao longo do tempo (Xie e Heller, 2009). Em geral, a magnitude da variação do nível do mar é menor que 200 m, sendo pequena quando comparada à ordem de grandeza da subsidência. Além disso, na escala de milhões de anos, a variação do nível do mar pode ser desconsiderada, pois os valores tendem à média. Em bacias dominadas por depósitos continentais e costeiros, como o objeto deste estudo, os erros associados à variação do nível do mar podem ser desprezados, já que representam uma diferença relativamente pequena no gráfico da subsidência obtida (Haq et al., 1987; Harrison, 1990).

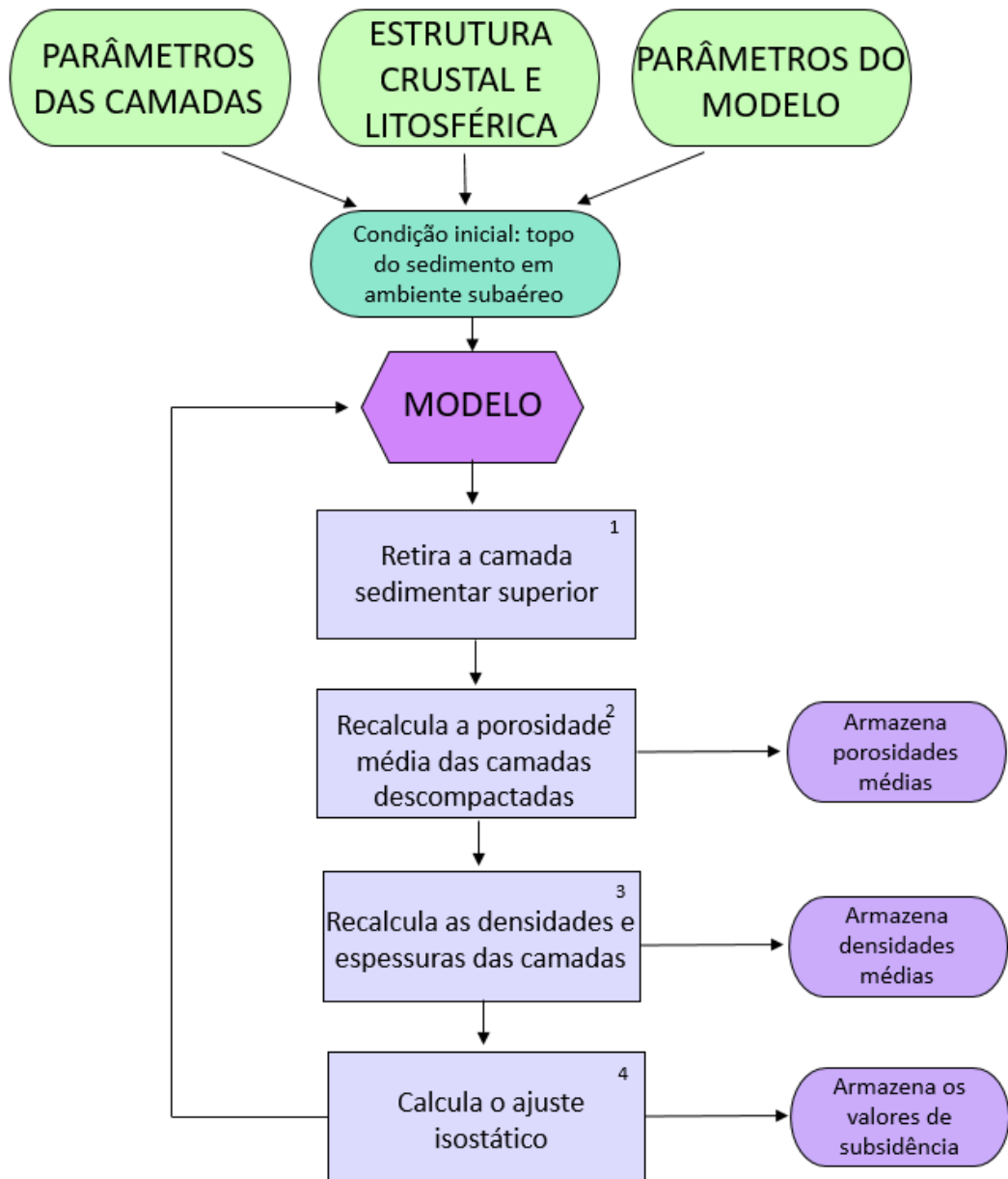


Figura 18: Modelo do *backstripping* utilizado. Os dados gerados ao final de cada passo alimentam o próximo. A duração de tempo de cada passo depende das idades da base e do topo das camadas retiradas.

Para uma única camada, sem considerar os efeitos de compactação, a profundidade de um embasamento  $Y$  [m] caso não houvesse preenchimento sedimentar e desconsiderando mudanças no nível do mar é dada por (Watts e Ryan, 1976):

$$Y = W + \frac{(\rho_A - \rho_S)}{(\rho_A - \rho_W)} \cdot S \quad (19)$$

Sendo:

$\rho_A$ : densidade astenosfera

$\rho_S$ : densidade camada sedimentar

$\rho_W$ : densidade da água

Onde  $W$  é a profundidade da água [m] no tempo inicial e  $S$  é a espessura total da camada sedimentar [m]. Na prática,  $Y - W$  representa a subsidência tectônica da bacia no período de deposição da camada  $S$ .

Para o caso de multicamadas, devido ao efeito da descompactação, a cada passo do *backstripping* é necessário que as porosidades, densidades e espessuras de cada camada sejam recalculadas antes da obtenção da subsidência tectônica.

A porosidade em função da profundidade  $\Phi(z)$  é dada por (Athys, 1930):

$$\Phi(z) = \Phi_0 \cdot e^{-k \cdot z} \quad (20)$$

Sendo:

$\Phi_0$ : porosidade do sedimento a profundidade zero ( $z=0$ )

$k$ : coeficiente de compactação [ $m^{-1}$ ]

$z$ : profundidade [m]

Como a porosidade varia ao longo da camada, pode-se obter a porosidade média de cada camada integrando as porosidades ao longo de toda a espessura e obtendo sua média:

$$\Phi_m = \frac{\Phi_0}{S} \int_{D_0}^{D_0+S} e^{-k \cdot z} \cdot dz = \frac{\Phi_0}{S \cdot k} [e^{-k \cdot D_0} - e^{-k(D_0+S)}] \quad (21)$$

Sendo:

$\Phi_m$ : porosidade média

$S$ : espessura da camada sedimentar [m]

$D_0$ : profundidade do topo da camada [m]

Mas, a espessura da camada sedimentar ( $S$ ) é a soma das espessuras equivalentes de matriz ( $M$ ) e de água ( $W$ ) dentro da camada sedimentar:

$$\begin{cases} S = W + M & (22) \\ W = S \cdot \Phi_m & (23) \end{cases}$$

Substituindo (23) em (22), tem-se:

$$S = \frac{M}{(1 - \Phi_m)} \quad (24)$$

Após a retirada da camada sedimentar, é necessário recalculas as novas espessuras e densidades das camadas restantes. Como a espessura equivalente de matriz ( $M$ ) é

constante, a equação (24) é substituída em (21) e assim aplica-se um método numérico para calcular o valor da porosidade média pós *backstripping*.

Assim, em cada passo é possível recalcular as densidades de cada camada utilizando a porosidade média obtida:

$$\rho_S = \Phi_m \cdot \rho_W + (1 - \Phi_m) \cdot \rho_M \quad (25)$$

Sendo:

$\rho_S$ : densidade média da camada ~ densidade da camada sedimentar

$\rho_W$ : densidade da água

$\rho_M$ : densidade da matriz do sedimento

Com a densidade média e a espessura de cada camada antes e após o *backstripping*, é possível obter a subsidência tectônica para  $N$  camadas utilizando o princípio da isostasia descrito no subitem 5.1.1 (Figura 19).

Para  $N$  camadas, considerando a compactação:

$$Y = W + S_1 \cdot \frac{(\rho_A - \rho_{S1})}{(\rho_A - \rho_W)} + S_2 \cdot \frac{(\rho_A - \rho_{S2})}{(\rho_A - \rho_W)} - S_{2b} \cdot \frac{(\rho_A - \rho_{S2b})}{(\rho_A - \rho_W)} + \dots + S_N \cdot \frac{(\rho_A - \rho_{SN})}{(\rho_A - \rho_W)} - S_{Nb} \cdot \frac{(\rho_A - \rho_{SNb})}{(\rho_A - \rho_W)} \quad (26)$$

Sendo  $S_1$  a camada sedimentar retirada no passo. Para o caso de multicamadas,  $Y$  representa o espaço de acomodação na bacia sem a existência da camada  $S_1$ , o qual é preenchido por água. Esse processo é realizado a cada camada sedimentar retirada, de modo que a subsidência tectônica ( $T$ ) e isostática ( $I$ ) geradas em **cada passo**, são dadas por:

$$T = Y - W \quad (27)$$

$$I = I_2 - I_1 \quad (28)$$

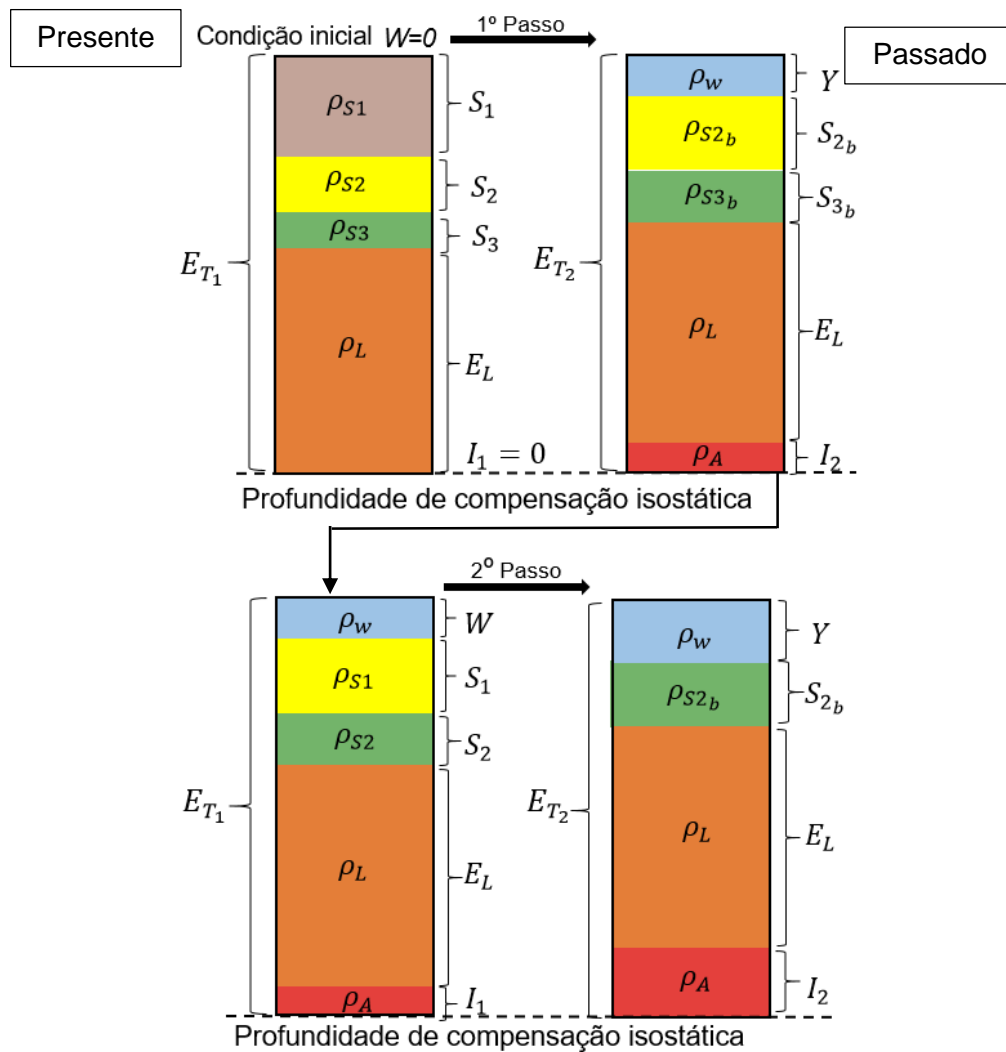


Figura 19: Modelo de isostasia aplicado ao caso do *backstripping*. A cada camada retirada, os estratos sedimentares subjacentes são descompactados e conseqüentemente espessados. O nível de base se mantém, pois o modelo utilizado não considera que o nível do mar varia. A litosfera e os sedimentos restantes na bacia soerguem a cada passo devido à retirada de parte da carga que gera o esforço. A imagem mostra a condição inicial, na qual o topo do sedimento está em exposição subaérea. Considera-se que o espaço gerado pela retirada das camadas é preenchido por água. As espessuras e densidades obtidas após o *backstripping* funcionam como condição inicial para o próximo passo do modelo. O *b* presente nos parâmetros representa o valor das densidades e espessuras após a retirada da camada em cada passo. A densidade  $\rho_L$  e espessura  $E_L$  da litosfera são considerados constantes ao longo de todo o *backstripping*. A espessura total dos blocos não muda ao longo do processo, de modo que  $E_{T_1} = E_{T_2}$ .  $I_1$  e  $I_2$  representam as subsidências isostáticas acumuladas ao longo dos passos.

### 5.1.3 Produção sedimentar

A área fonte para os sedimentos transportados e depositados na Bacia Madre de Dios localiza-se na vertente leste da Cordilheira Oriental e na Zona Subandina (Latrubesse et al., 2005, Theime et al. 2007), na transição do altiplano para o *foredeep* dos Andes Centrais Peruanos (Figura 20).

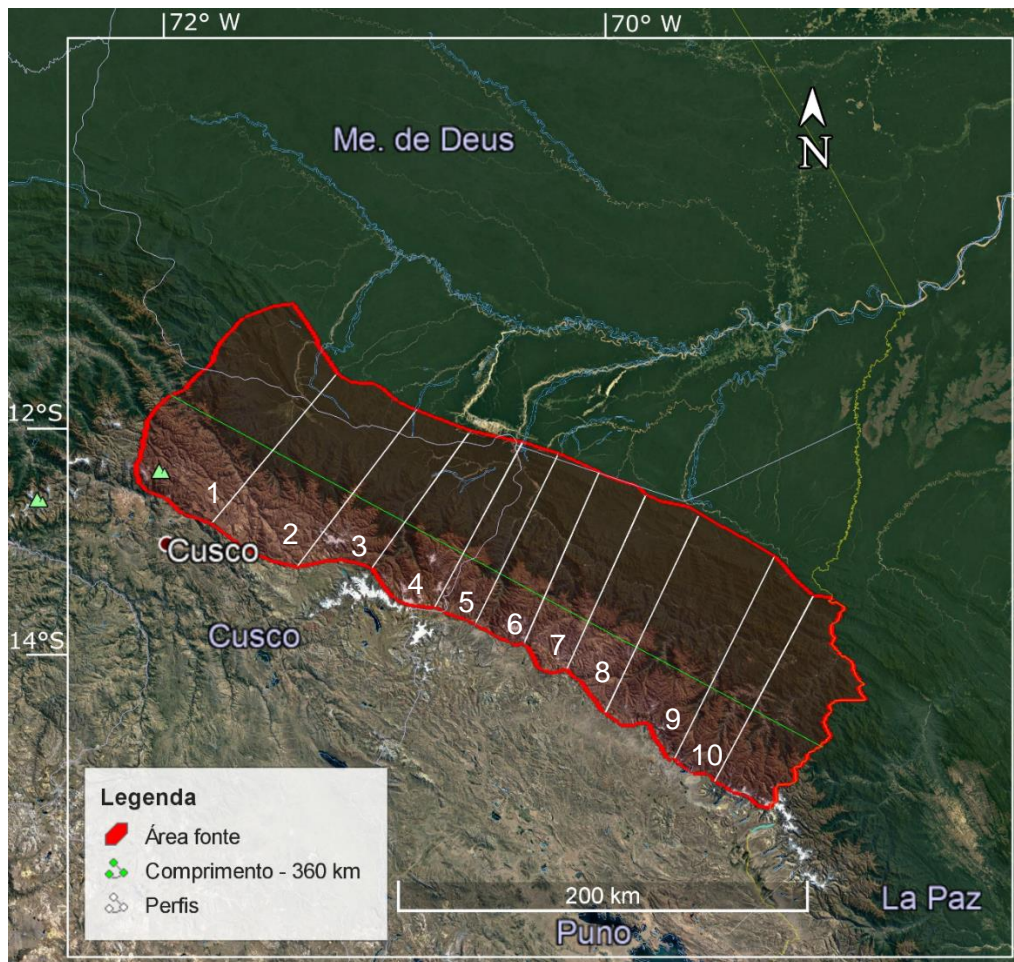


Figura 20: Área fonte de sedimentos da Bacia Madre de Dios destacada em vermelho. Os traços em branco correspondem aos perfis utilizados para obtenção das altitudes da região bem como a largura média da bacia. Imagem: Google Earth Pro.

No modelo de paleoelevação, os valores de produção sedimentar ( $SY$ ) são armazenados a cada passo. Como o modelo é unidimensional e calcula a topografia considerando que todo o encurtamento da crosta resultou em espessamento, as altitudes resultantes são mais próximas dos valores máximos esperados na região. Os valores de produção sedimentar obtidos são superestimados e não correspondem à média da área fonte ( $SY_{máx}$ ), pois representam a  $SY$  onde o relevo atingiu altitudes máximas.

Para calcular a  $SY_{média}$  da área fonte, foram traçados 10 perfis (Figura 21) com direção SW-NE, perpendicular ao *trend* dos Andes. Com base neles, foi realizada uma aproximação do formato do perfil para uma geometria triangular (Figura 22).

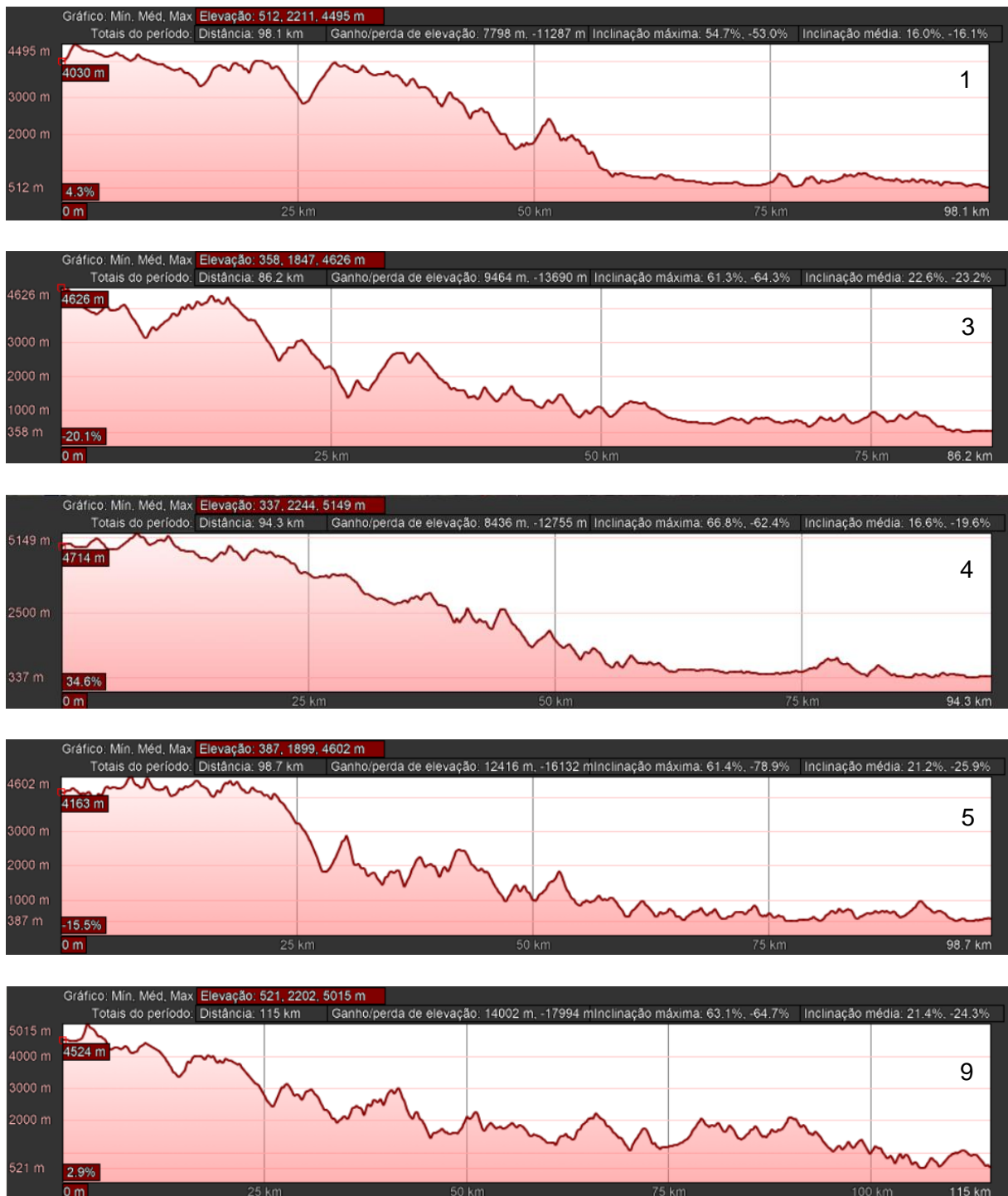


Figura 21: Perfis topográficos com orientação SW-NE, perpendiculares ao *trend* dos Andes Centrais Peruanos, correspondentes à vertente leste da Cordilheira Oriental e à Zona Subandina. O formato do perfil pode ser aproximado para um triângulo retângulo para o cálculo da produção sedimentar média da vertente. Imagem: Google Earth Pro.

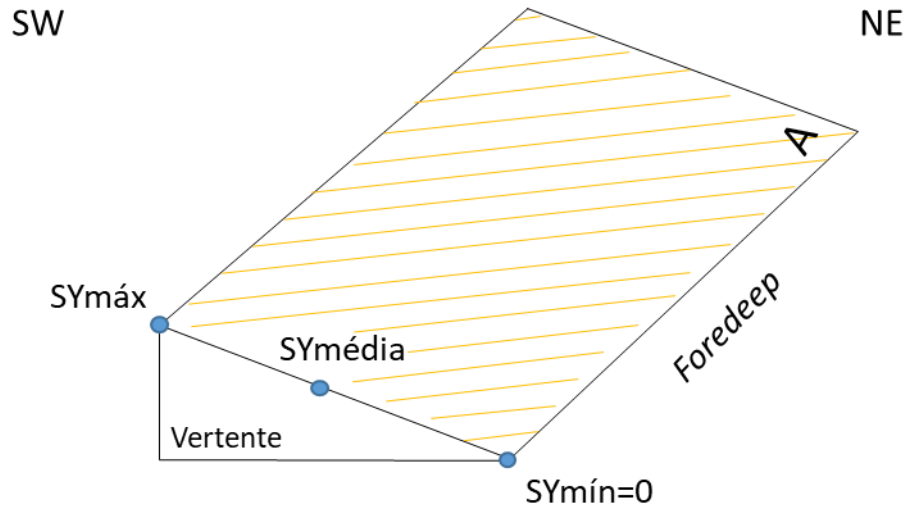


Figura 22: Simplificação da forma geométrica da vertente da área fonte. Hachurado em amarelo está a área de produção sedimentar, de 36.000 km<sup>2</sup>. A nordeste da vertente, localiza-se o *foredeep* da bacia, onde por simplificação, considera-se que não há produção sedimentar.

Com base nos perfis traçados na Zona Subandina, a média da altitude máxima da região é de 4.885 m. Esse valor foi utilizado como altitude máxima para que a produção sedimentar fosse mais representativa da área fonte inteira. Assim, foi obtida a relação ( $c_h$ ) entre a média da altitude máxima da bacia ( $h_{perfil}$ ) e a altitude resultante do modelo ( $h_{modelo}$ ).

$$c_h = \frac{h_{perfil}}{h_{modelo}} = \frac{4885}{5500} \approx 0,88 \quad (29)$$

Assim, a produção sedimentar gerada no modelo ( $SY_{máx}$ ) deve ser multiplicada por  $c_h$ . Considerando que a produção sedimentar varia linearmente com a altura (Ludwig e Probst, 1998; Syvistiki e Milliman, 2007), sendo a  $SY_{máx}$  localizada no topo da vertente e a  $SY_{mín} = 0$  localizada no final da vertente, a  $SY_{média}$  [t/km<sup>2</sup>/ano] é dada por:

$$SY_{média} \approx \frac{(SY_{máx} \cdot c_h) + SY_{mín}}{2} = \frac{(SY_{máx} \cdot c_h)}{2} \quad (30)$$

Com base nesses valores, foi possível obter uma curva de produção sedimentar média para a Bacia Madre de Dios ao longo do tempo de deformação nos Andes. Integrando a área sob essa curva, foi obtida a produção sedimentar total ao longo dos 46 Ma.

$$\int_{46}^0 SY_{média} dt = SY_{total} \approx 5,18 \cdot 10^9 t/km^2 \quad (31)$$

A área fonte foi estimada em planta através do polígono irregular traçado no *Google Earth Pro* (Figura 20), compreendendo os 360 km de comprimento dos Andes Centrais Peruanos com uma largura média de 99,7 km. Esse polígono possui as maiores declividades da região, totalizando uma área *em planta* de 34.000 km<sup>2</sup>. Considerando a inclinação do

terreno e a aproximação do formato da vertente para um triângulo, o valor da área fonte ( $A$ ) é de 36.000 km<sup>2</sup>.

Assim, utilizando o valor da área ( $A$ ), em km<sup>2</sup>, constante ao longo do tempo, a massa de sedimentos  $m_s$  [t] produzida pela bacia ao longo dos 46 Ma é dada por:

$$m_s = SY_{total} \cdot A \quad (32)$$

#### 5.1.4 Balanço de massa

Para obter uma comparação entre a massa de sedimentos produzida nos Andes Centrais Peruanos e a massa que foi depositada na Bacia Madre de Dios, foram utilizados, respectivamente, os resultados de produção sedimentar do modelo de paleoelevação 1D e o registro sedimentar presente na bacia de *foreland*. Foram considerados somente os eventos relacionados aos últimos 46 m.a.

Para calcular o volume de sedimentos presente na bacia foi realizada uma adaptação da sua geometria: a Zona Subandina e o *foredeep* foram representados como dois poliedros distintos, devido às diferenças em suas estratigrafias (Figura 23). Em seção perpendicular ao depocentro, a Zona Subandina teve um formato aproximado para um trapézio, já o volume que representa o *foredeep* foi adaptado como uma pirâmide de base retangular. As medidas utilizadas estão na Tabela 2.

É importante destacar que a Zona Subandina, de área de 18.000 km<sup>2</sup> foi considerada tanto como área fonte como também área de deposição de sedimentos.

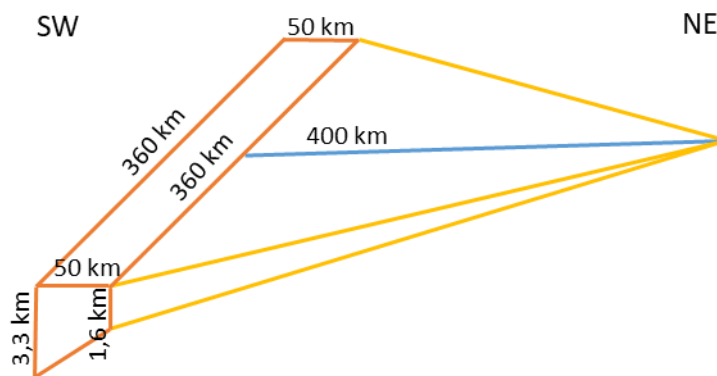


Figura 23: Aproximação geométrica das camadas sedimentares depositadas nos últimos 46 Ma. A porção em laranja representa a Zona Subandina e a porção em amarelo representa o *foredeep*.

Tabela 2: Valores utilizados para o cálculo dos volumes de sedimentos na Zona Subandina e no *foredeep*. As espessuras dos depocentros foram obtidas pela soma da espessura média de cada camada sedimentar (Gil, 1999; 2001; Hermoza, 2004; Roddaz *et al.*, 2010; Louterbach, 2014; Horton, 2017).

<b>Comprimento da bacia</b>	360 km
<b>Largura da bacia</b>	450 km (Perupetro S.A., 2002)
<b>Largura da Zona Subandina (ZSA)</b>	50 km (Google Earth Pro)
<b>Largura do <i>foredeep</i></b>	400 km
<b>Espessura do depocentro da ZSA (46 Ma)</b>	3,325 km
<b>Espessura do depocentro do <i>foredeep</i> (46 Ma)</b>	1,600 km
<b>Área total da bacia</b>	90.000 km <sup>2</sup>

O *backstripping* armazena os valores de porosidade e espessura das camadas sedimentares ( $S$ ). Assim, a partir da equação 24 é possível obter a espessura equivalente de matriz ( $M$ ) de cada camada, de modo que:

$$\frac{M}{S} = a \quad (33)$$

Sendo  $a$  a proporção de sedimentos dentro da camada. Assim, o volume equivalente apenas aos sedimentos em cada camada ( $V_{sed}$ ) é dado por:

$$V_{sed} = V_{camada} \cdot a \quad (34)$$

Para obter a massa de sedimentos em cada camada ( $m_{cam}$ ), basta multiplicar o volume de sedimentos pela sua densidade:

$$m_{cam} = V_{sed} \cdot \rho_{sed} \quad (35)$$

Assim, foi possível comparar a massa de sedimentos erodida na área fonte e a massa depositada na Bacia Madre de Deus por intervalo de tempo.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 *Backstripping* da Bacia Madre de Dios

#### 6.1.1 *Dados para entrada no modelo*

Os dados de entrada para a realização do *backstripping* e obtenção da curva de subsidência da bacia foram compilados a partir dos trabalhos de Gil (et al., 1999; 2001), Hermoza (2004), Roddaz *et al.* (2010), Louterbach (2014) e Horton, 2017. A Tese de Louterbach (2014) possui dados confidenciais que não apresentam fonte. Esses trabalhos construíram os modelos estratigráficos da bacia com base em informações obtidas diretamente, em afloramentos, em poços e indiretamente, através de seções sísmicas e da construção de seções geológicas.

Foram reunidas informações da estratigrafia da Bacia Madre de Dios do Neocretáceo e do Cenozoico, intervalo de tempo relacionado ao soerguimento andino. Os dados necessários para o *backstripping* são: espessura da camada, idade da base e do topo e litologia. Como há uma variação da estratigrafia ao longo da bacia, foi realizado um *backstripping* para a Zona Subandina e um para a região de *foredeep*. Devido a limitações dos dados de idade, as formações Vivian, Cachiyacu e Huchpayacu foram consideradas como uma única unidade para a realização do *backstripping*, bem como a Formação Bala e a Formação Quendeque.

Os parâmetros geocronológicos são os principais limitantes do modelo, devido à necessidade das idades da base e do topo das camadas, ainda pouco definidas na bibliografia. No caso das camadas mais antigas, com idades obtidas através de datação relativa, foi necessário estipular valores para os intervalos de deposição, pois as informações encontradas na literatura referiam-se apenas à Idade ou Época na qual ocorreu a deposição das camadas. As idades estipuladas com datação absoluta são as que possuem menores erros associados.

As idades das formações Chonta, Vivian, Cachiyacu, Huchpayacu, Huayabamba, Quendeque e Ipururu foram estimadas através de datação relativa (Gutierrez, 1982; Müller, 1982; Baby et al., 1995; Hermoza, 2004), de modo que esses intervalos de deposição possuem maior incerteza associada às idades. As informações completas para realização do *Backstripping* na Zona Subandina e no *foredeep* encontram-se respectivamente nas Tabelas 3 e 4.

Para o cálculo das porosidades e densidades das camadas após a descompactação, foram utilizados os valores obtidos por Sclater (1980) considerando a equação  $\Phi(z) = \Phi_0 \cdot e^{-k \cdot z}$  (Athys, 1930) de mudança da porosidade das camadas com a profundidade.

Os valores são apresentados na Tabela 5. A densidade utilizada para a astenosfera é de 3300 kg/m<sup>3</sup> (Allen e Allen, 2005).

Tabela 3: Dados de entrada para realização do *backstripping* da Zona Subandina da Bacia Madre de Dios. Os erros de datação que são conhecidos foram acrescentados à tabela. Fonte: Gil et al. (1999), Gil (2001), Hermoza (2004), Roddaz et al. (2010), Louterbach (2014) e Horton (2017).

Formação	Espessura (m)	Idade	Método de datação	Fonte	Litologia
Chonta	250-300	100,5 - 72,1Ma	Datação relativa (palinologia)	Hermoza (2004)	Folhelho com areia
Vivian-Cachiyacu-Huchpayacu	450-800	72,1 - 66Ma	Datação relativa (Carófitas)	Müller (1982); Gutierrez (1982)	Folhelho com areia
Huayabamba	20	64 - 53 Ma	Datação relativa (Carófitas)	Gutierrez (1982)	Arenito
Bala-Quendeque	700-1700	29,6 ± 1,2 - 16,5 Ma	Marcadores bioestratigráficos e idades AFT	Baby et al. (1995); Hermoza (2004)	Arenito com lama
Charqui	1500-1750	16,5 – 3 ± 0,5Ma	Datação de tufos ( <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar)	Strub et al. (1994); Strub (2006); Hérail et al. (1994)	Arenito
Mazuko	500	3 - 0 Ma	Base considerada coincidente do topo da Formação Charqui	-	Arenito

Tabela 4: Dados de entrada para realização do *backstripping* do *foredeep* da Bacia Madre de Dios. Os erros de datação que são conhecidos foram acrescentados à tabela. Fonte: Gil et al. (1999), Gil (2001), Hermoza (2004), Roddaz et al. (2010), Louterbach (2014) e Horton (2017).

Formação	Espessura (m)	Idade	Método de datação	Fonte	Litologia
Chonta	250-300	100,5-72,1Ma	Datação relativa (palinologia)	Hermoza (2004)	Folhelho
Vivian-Cachiyacu-Huchpayacu	450-800	72,1-66Ma	Datação relativa (Carófitas)	Müller (1982); Gutierrez (1982)	Folhelho
Huayabamba	20	64 - 53 Ma	Datação relativa (Carófitas)	Gutierrez (1982)	Arenito
Ipururu	1100-1300	23-9 Ma	Correlações estratigráficas	Hermoza (2004)	Arenito
Madre de Dios	400	9,01±0,28-0	Datação em feldspatos pelo método <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Campbel et al. (2001)	Arenito com lama

Tabela 5: Valores utilizados no *backstripping* para o cálculo de porosidades, densidades e espessuras. Os valores para folhelho com areia e arenito com lama foram considerados iguais. Devido à grande variedade que os conglomerados podem apresentar há uma falta de dados para seus parâmetros, de modo que foram utilizados os valores para arenitos. Valores de Sclater (1980).

Litologia	Porosidade inicial	Coefficiente de compactação [10 <sup>-3</sup> m <sup>-1</sup> ]	Densidade da matriz [kg/m <sup>3</sup> ]
Folhelho	0,63	0,51	2720
Arenito	0,49	0,27	2650
Folhelho com areia	0,56	0,39	2680

### 6.1.2 Estimativas

O *backstripping* foi realizado para diferentes cenários utilizando as espessuras mínimas, médias e máximas das camadas, tanto na Zona Subandina como na região de

*foredeep*, para que a sensibilidade do modelo à variação da espessura fosse testada. Foram assim obtidas seis histórias de subsidência para a Bacia Madre de Deus. Como a variação da espessura das camadas ( $\Delta_{\text{espessura}}$ ) é da mesma ordem de grandeza dos valores absolutos de espessura das camadas, uma escolha equivocada dos valores de entrada no modelo para esse parâmetro pode resultar em tendências errôneas para a curva de subsidência da bacia.

O cenário que apresentou maior discrepância em relação à evolução da subsidência no tempo foi para o caso em que foram utilizadas as espessuras mínimas na Zona Subandina, no qual ocorre um aumento nas taxas de subsidência com a deposição da Formação Charqui, em 16,5 Ma (Apêndice B). Isso ocorre porque o conjunto das formações Bala-Quendeque apresenta uma variação da espessura uma ordem de grandeza maior do que a Formação Chonta, com a diferença entre a espessura máxima e mínima sendo respectivamente 1000 m e 250 m. Portanto, o *backstripping* apresenta maior sensibilidade nos resultados quando a variação da espessura das camadas é muito heterogênea entre as camadas, como no caso do conjunto das formações Bala-Quendeque e da Formação Chonta, que resultou em uma tendência de aumento nas taxas de subsidência no Mioceno diferente das tendências de diminuição obtidas nos demais cenários, tanto na Zona Subandina, como no *foredeep*.

As curvas de subsidência referentes às espessuras médias das camadas são apresentadas nas Figuras 24 e 25, já que são as mais representativas para a evolução da bacia. As demais curvas constam nos Apêndices A, B, C e D. Também foram obtidos gráficos da taxa de subsidência ao longo do tempo. As taxas referentes às espessuras médias são apresentadas na Figura 26.

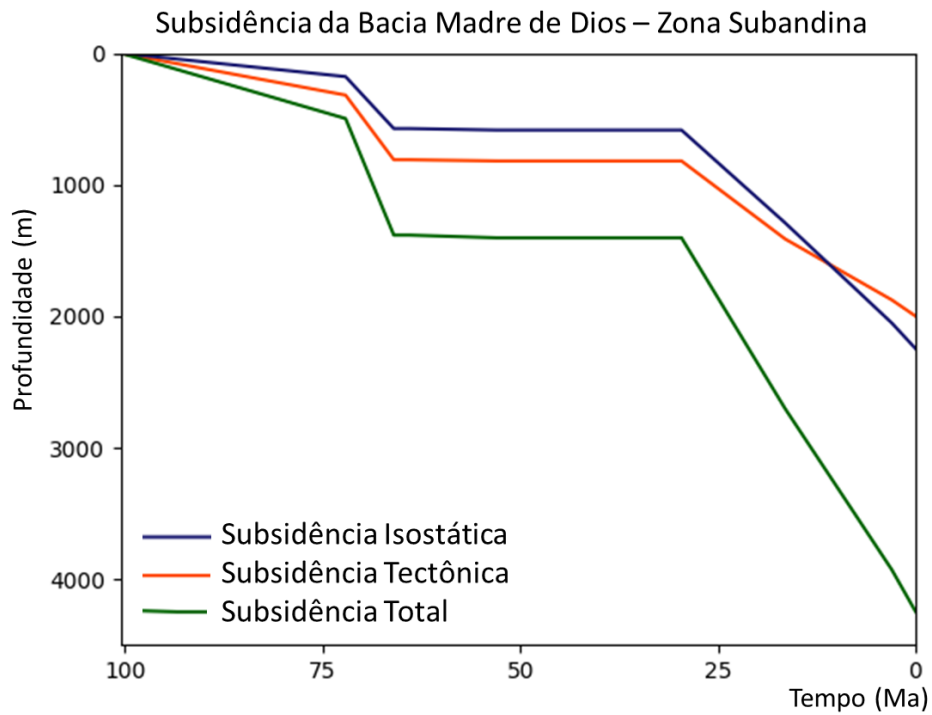


Figura 24: Curvas de subsidência da Bacia Madre de Dios na Zona Subandina obtidas através de *backstripping*, considerando as espessuras médias das camadas. A curva em verde representa a subsidência total, em laranja a tectônica e em azul a isostática.

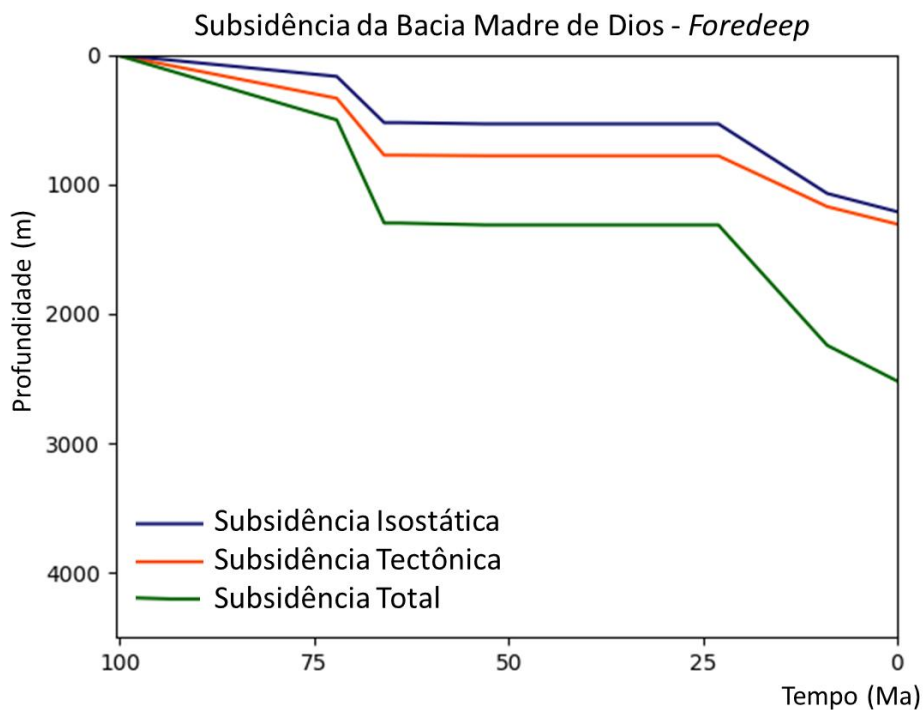


Figura 25: Curvas de subsidência da Bacia Madre de Dios na região do *foredeep* obtidas através de *backstripping*, considerando as espessuras médias das camadas. A curva em verde representa a subsidência total, em laranja a tectônica e em azul a isostática.

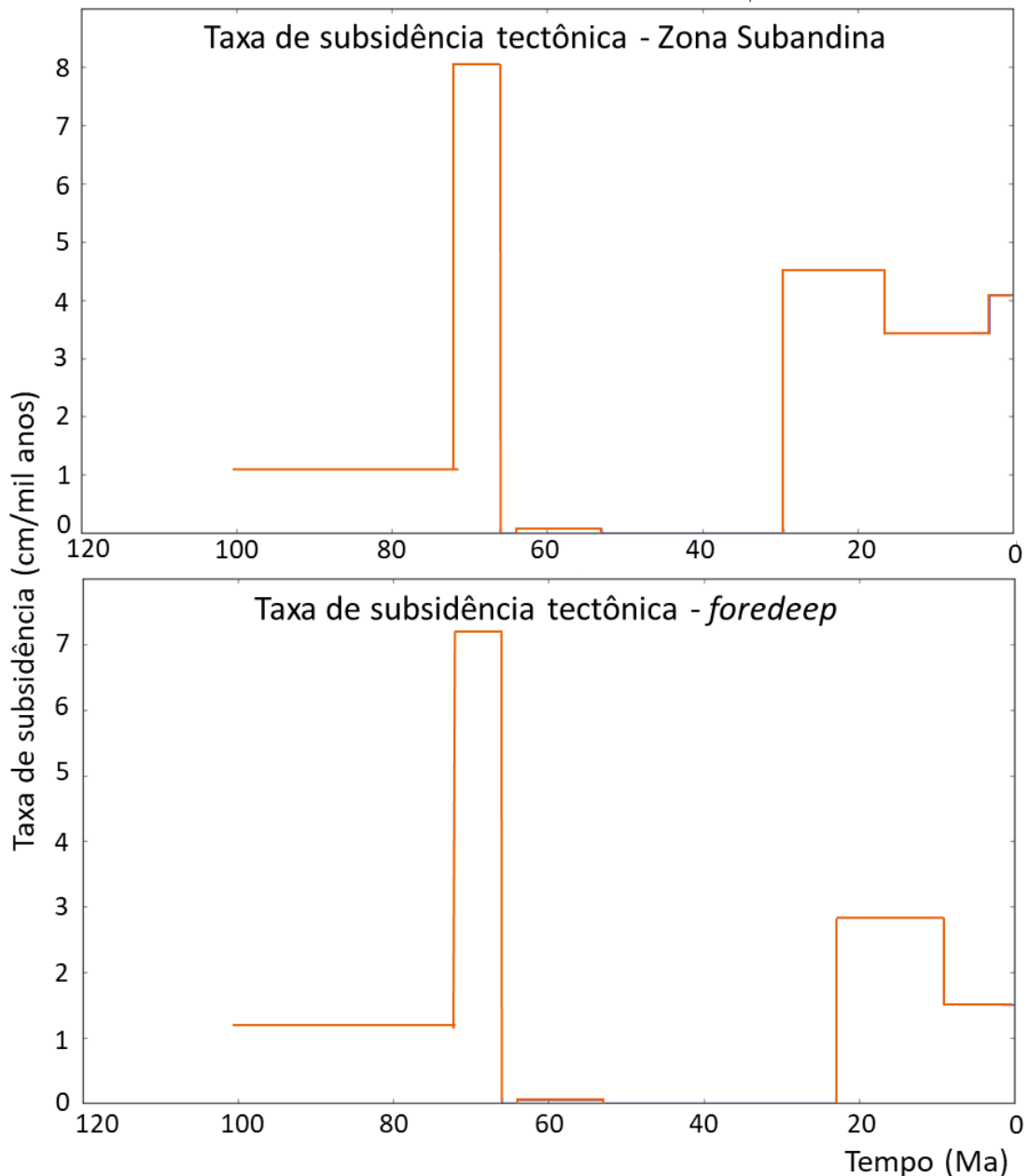


Figura 26: Taxas de subsidência total ao longo do tempo obtidas por *backstripping* considerando as espessuras médias das camadas.

## 6.2 Modelo de paleoelevação 1D dos Andes Centrais

### 6.2.1 Dados para entrada no modelo

Os dados necessários para entrada no modelo de paleoelevação 1D foram obtidos a partir de publicações referentes à deformação nos Andes Centrais. O trabalho de Oncken *et al.* (2006) traz um compilado de informações em relação aos diversos fatores envolvidos na evolução da região. Os dados de encurtamento referem-se à latitude 21°S, uma das porções mais largas dos Andes. A partir da curva cumulativa de encurtamento dessa região, foi adaptada uma curva para os Andes Centrais Peruanos (Figura 27). A seção de Oncken *et al.* (2006) possui 740 km de largura atualmente e sofreu um encurtamento de 300 km ou aproximadamente 29%. Já a seção utilizada próxima à Bacia Madre de Dios possui 440 km

de comprimento (Figura 28). Para a aplicação do modelo, considerou-se que a região também teria sofrido um encurtamento de 29%, equivalente a 180 km no total. Os outros parâmetros de entrada no modelo encontram-se na Tabela 6.

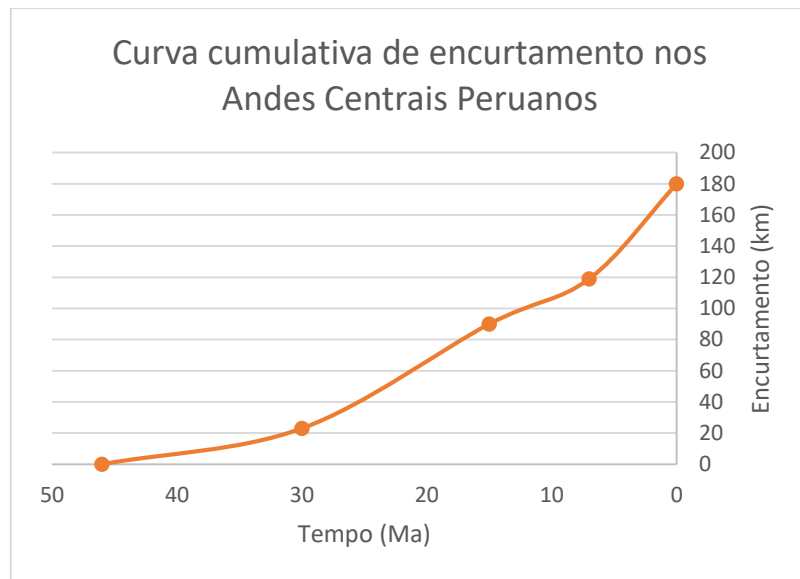


Figura 27: Curva de encurtamento cumulativa estimada na porção norte dos Andes Centrais, na região da Bacia Madre de Dios, com base nos dados presentes em Oncken *et al.* (2006).



Figura 28: Seções utilizadas para realizar as estimativas de encurtamento da porção norte dos Andes Centrais. A seção utilizada por Oncken *et al.* (2006) encontra-se em vermelho, já a seção em amarelo corresponde à porção onde foi estimado o encurtamento. Imagem: Google Earth Pro (2019).

Tabela 6: Parâmetros térmicos, de estrutura crustal e litosférica de entrada no modelo de paleoelevação 1D.

<b>Duração do passo</b>	5 m.a
<b>Espessura inicial da crosta continental ou <math>T_e</math></b>	35 km
<b>Coefficiente de Poisson</b>	0,25 (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Módulo de elasticidade</b>	$1 \cdot 10^{11}$ N/m <sup>2</sup> (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Espessura da camada mais radioativa</b>	20 km
<b>Produção de calor radiogênico na camada mais radioativa</b>	$1,5 \cdot 10^{-6}$ W/s (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Produção de calor radiogênico na camada menos radioativa</b>	$0,0 \cdot 10^{-6}$ W/s
<b>Tempo para ajuste da geoterma inicial</b>	500 m.a.
<b>Condutividade térmica (<math>\kappa</math>)</b>	$1 \cdot 10^{-6}$ m <sup>2</sup> /s (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Espessura da camada com comportamento reológico do quartzo</b>	20 km
<b>Densidade do manto astenosférico (varia com a temperatura)</b>	3300 kg/m <sup>3</sup> (Allen e Allen, 2005)
<b>Densidade da crosta (varia com a temperatura)</b>	2800 kg/m <sup>3</sup> (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Densidade preenchimento da bacia</b>	2300 kg/m <sup>3</sup> (Turcotte e Schubert, 2002)
<b>Produção sedimentar a 2240 m de altitude</b>	570 t/km <sup>2</sup> /ano (Latrubesse e Restrepo, 2014)

### 6.2.2 Estimativas

O principal produto do modelo de paleoelevação 1D é a curva de sobrelevação da topografia, considerando-se que o espessamento da crosta é resultado do encurtamento horizontal e que parte do relevo é removido por erosão, que aumenta linearmente com a altitude (Figura 29). Analisando apenas a relação entre as taxas de encurtamento e de sobrelevação, é possível observar que existem quatro principais tendências de elevação da altitude: entre 46 e 30 Ma, ocorre uma sobrelevação relativamente lenta, com tendência a um *steady state*, o qual não foi atingido devido a um aumento na taxa de encurtamento em 30 Ma, de modo que entre 30 e 15 Ma a sobrelevação ocorre a maiores taxas. Já entre 15 e 7 Ma, ocorre um aparente *steady state* na região, resultado da diminuição na taxa de encurtamento. Por fim, observa-se as maiores taxas de crescimento vertical nos últimos 7 M.a., resultado das maiores taxas de encurtamento para o intervalo de tempo simulado. Essas análises são apenas interpretações diretas da saída do modelo. Para um melhor entendimento da evolução da região, é necessário que sejam analisados outros parâmetros em conjunto, como produção sedimentar, clima e subsidência no *foreland*.

O modelo também tem como uma das saídas a evolução da subsidência no depocentro ao longo do tempo (Figura 30), resultado da flexura na litosfera devido à carga dos Andes. O alto valor de subsidência que a curva atingiu ocorre devido à geometria adotada no modelo: por simplificação, a forma do orógeno foi considerada retangular e com uma largura constante no tempo, com o depocentro da bacia adjacente ao término do orógeno. Porém, na realidade o orógeno cresceu não só verticalmente como também lateralmente (Elger et al., 2005; Oncken et al., 2006), resultando na migração do depocentro da bacia para leste ao longo do tempo (Carrapa e DeCelles, 2008), o que faz com que o depocentro real da bacia seja mais raso do que o do modelo.

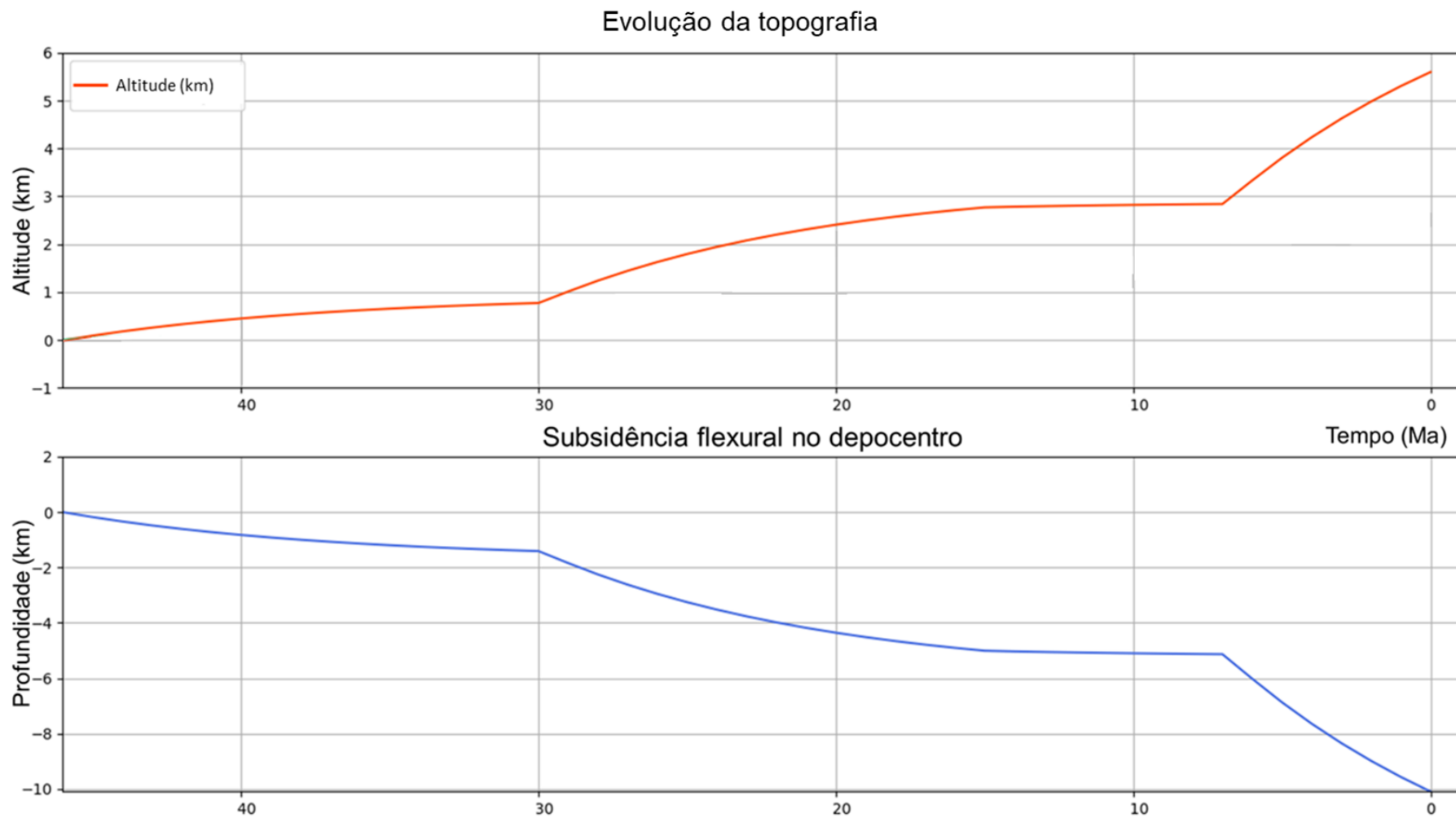


Figura 29: Resultados obtidos com o modelo de paleoelevação 1D. O primeiro gráfico mostra a evolução da topografia ao longo do tempo resultado do espessamento da crosta, considerando uma produção sedimentar de 570 t/km<sup>2</sup>/ano (Latrubesse e Restrepo, 2014) para 3.000 m de altitude. Conforme a altitude fica maior, a produção sedimentar também aumenta. O segundo gráfico mostra a evolução da subsidência flexural ao longo do tempo, resultado da sobrelevação do orógeno.

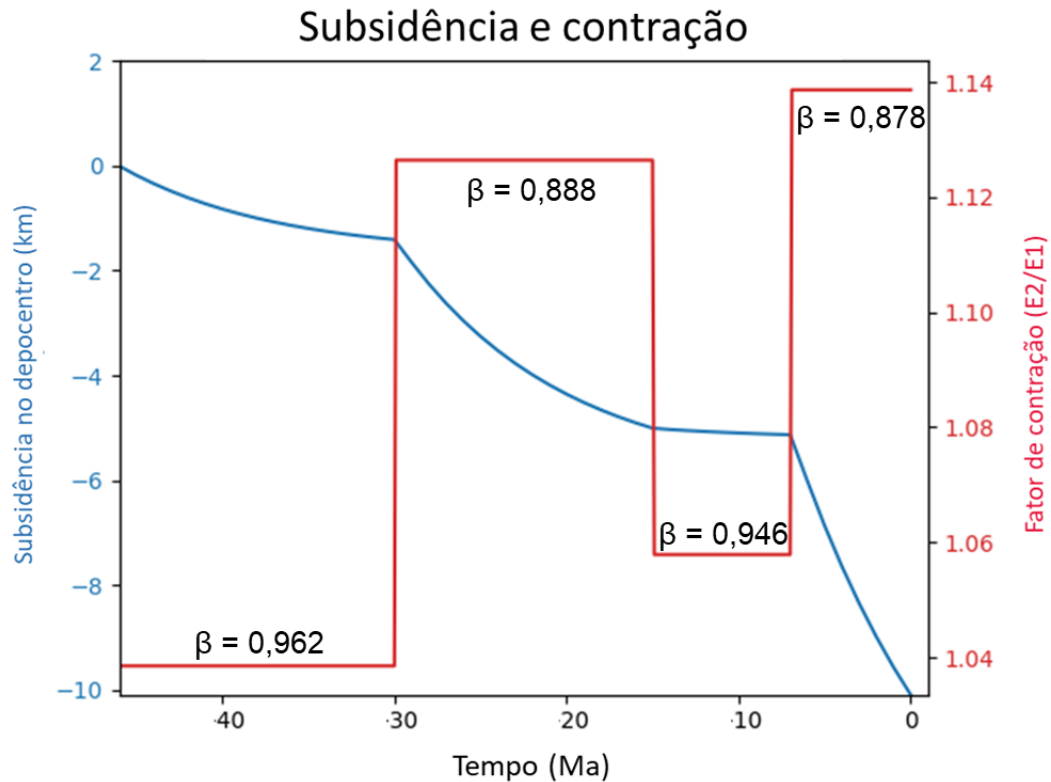


Figura 30: Curva de subsidência associada à flexura devido à carga dos Andes. É possível relacionar essa curva com o fatores de contração médios ao longo do tempo na região, destacados pela curva em vermelho. O fator de contração é equivalente a  $1/\beta$ .

### 6.3 Produção sedimentar

#### 6.3.1 O modelo BQART (Syvitski e Milliman, 2007)

Com base no modelo BQART de Syvitski e Milliman (2007), a partir da equação (1) foi calculada a produção sedimentar para a Bacia Madre de Dios utilizando os parâmetros presentes na Tabela 7.

Tabela 7: Parâmetros utilizados no modelo BQART de Syvitski e Milliman (2007). O fator R utilizado é o valor médio da altitude máxima da região obtida através dos perfis do Google Earth Pro.

Parâmetro	Valor	Fonte
$\omega$ [t/ano]	600	Syvitski e Milliman (2007)
B	1,6	Syvitski e Milliman (2007)
A [km <sup>2</sup> ]	124200	Latrubesse e Restrepo (2014)
R [km]	4,88	Google Earth Pro
T [°C]	10	Syvitski e Milliman (2007)
Q [km <sup>3</sup> /ano]	164,3	Latrubesse e Restrepo (2014)

Assim, a produção sedimentar atual na bacia é dada por:

$$SY = \omega \cdot B \cdot Q^{0,31} \cdot A^{-0,5} \cdot R \cdot T = 646,37 \text{ t} \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1} \quad (1)$$

Também foram calculadas as produções sedimentares para outros valores de área da bacia (Tabela 8).

Tabela 8: Produção sedimentar calculada para diferentes valores de área da bacia de drenagem.

Área [km <sup>2</sup> ]	Produção Sedimentar [t/km <sup>2</sup> /ano]	Fonte
108.000	693,15	Geometria da bacia utilizada neste trabalho
124.200	646,37	Latrubesse e Restrepo, 2014
160.000	569,48	Thieme et al., 2007

Esses valores de  $SY$  são muito próximos dos valores medidos de 570 t/km<sup>2</sup>/ano (Guyot et al., 2007; Latrubesse e Restrepo, 2014) e 584 t/km<sup>2</sup>/ano (Latrubesse et al., 2005), em especial ao utilizar a área de 160.000 km<sup>2</sup>. Assim, pode-se dizer que a produção sedimentar na Bacia Madre de Dios pode ser aproximada pelo modelo BQART.

Esses resultados justificam a utilização do relevo ao invés da declividade no modelo de paleoelevação 1D para o cálculo de produção sedimentar: apesar da declividade apresentar melhor correlação com a erosão na região, como demonstrado por Aalto et al. (2006), utilizar aproximações quantitativas desse parâmetro tornaria o modelo mais complexo, além disso, poderia ocorrer uma maior propagação de erros. O modelo BQART mostra que utilizar a altitude para estimar a produção sedimentar da região traz resultados factíveis.

### 6.3.2 Produção sedimentar e balanço de massa

A curva de produção sedimentar e da taxa de denudação obtidas com o modelo de paleoelevação 1D acompanham a tendência do soerguimento na região, já que a  $SY$  aumenta linearmente com a altitude (Ludwig e Probst, 1998; Syvitski e Milliman, 2007). A Figura 31 traz as curvas da evolução desses parâmetros nos últimos 46 Ma. Deve-se destacar que a produção sedimentar apresentada refere-se à  $SY_{máx}$ , pois está relacionada às paleoaltitudes de saída do modelo.

Para obtenção da massa de sedimentos erodida, foram utilizadas as médias dos parâmetros dos perfis traçados na área fonte. Esses valores estão apresentados na Tabela 9.

Sendo a produção sedimentar da área fonte ao longo dos 46 Ma igual a  $5,18 \cdot 10^9$  t/km<sup>2</sup> ( $SY_{total}$ ), a massa de sedimentos ( $m_s$ ) erodida é dada pela equação (28):

$$m_s = SY_{total} \cdot A = 5,18 \cdot 10^9 \cdot 35921 = 1,86 \cdot 10^{14} t \quad (32)$$

A massa de sedimentos erodida e depositada foi calculada para intervalos de tempo baseados nas idades das camadas da bacia de *foreland*. Essa adaptação foi realizada por falta de uma melhor resolução temporal de como a deposição evoluiu dentro do intervalo de tempo de cada camada. A Tabela 10 mostra como o balanço de massa evoluiu utilizando a área de deposição da bacia de 90.000 km<sup>2</sup>, obtida através da aproximação geométrica (Tabela 2), enquanto a Tabela 11 apresenta o balanço de massa utilizando a área de deposição da bacia de 142.000 km<sup>2</sup> (Thieme et al., 2007).

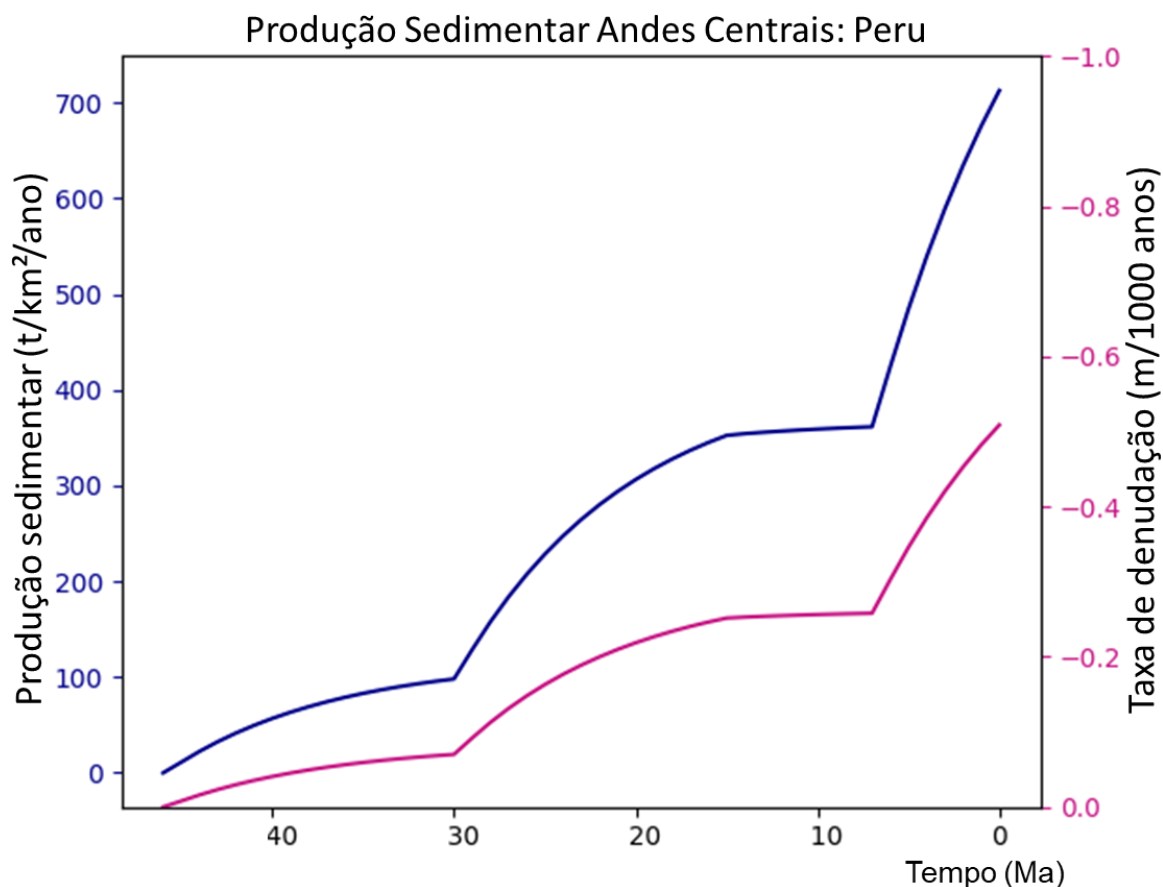


Figura 31: Evolução da produção sedimentar e da taxa de denudação para as paleoaltitudes calculadas no modelo.

Tabela 9: Média dos parâmetros utilizados para o cálculo da produção sedimentar média e a massa de sedimentos produzida nos Andes Centrais Peruanos.

<b>Altitude máxima</b>	4.885 m
<b>Altitude média</b>	2.240 m
<b>Altitude mínima</b>	383 m
<b>Variação na altitude (dh)</b>	4.502 m
<b>Largura da área fonte</b>	99,67 km
<b>Comprimento da área fonte</b>	360 km
<b>Área fonte</b>	35.921 km <sup>2</sup>

Tabela 10: Balanço sedimentar entre a massa de sedimentos erodida na área fonte e o que encontra-se no registro na Bacia Madre de Dios. A massa depositada foi calculada utilizando a área de 108.000 km<sup>2</sup>, obtida pela aproximação geométrica do formato da bacia. Notar que a proporção retida na bacia diminui ao longo do tempo. \*Esse resultado para o balanço de massas é equivocado, pois não há registro preservado na bacia nesse intervalo de tempo.

<b>Intervalo de tempo</b>	<b>Massa Erodida (t)</b>	<b>Massa Depositada (t)</b>	<b>Massa que sai da bacia (t)</b>	<b>Proporção retida na bacia</b>
46-30 Ma	3,15.10 <sup>13</sup>	0	3,15.10 <sup>13</sup>	0*
30-16 Ma	1,11.10 <sup>14</sup>	5,92.10 <sup>13</sup>	5,15.10 <sup>13</sup>	53%
16-3 Ma	1,62.10 <sup>14</sup>	7,08.10 <sup>13</sup>	9,14.10 <sup>13</sup>	44%
3-0 Ma	6,20.10 <sup>13</sup>	1,40.10 <sup>13</sup>	4,80.10 <sup>13</sup>	23%
<b>Total</b>	3,66.10 <sup>14</sup>	1,44.10 <sup>14</sup>	2,22.10 <sup>14</sup>	39%

Tabela 11: Balanço de massa entre os sedimentos erodidos na área fonte e os sedimentos depositados no *foreland*, considerando que dentre os 160.000 km<sup>2</sup> da bacia de drenagem descrita por Thieme et al. (2007), 18.000 km<sup>2</sup> fazem parte da Cordilheira Oeste, enquanto os 142.000 km<sup>2</sup> restantes compreendem a Zona Subandina (18.000 km<sup>2</sup>) e o *foredeep* (124.000 km<sup>2</sup>). \*Esse resultado para o balanço de massas é equivocado, pois não há registro preservado na bacia nesse intervalo de tempo.

Intervalo de tempo	Massa Erodida (t)	Massa Depositada (t)	Massa que sai da bacia (t)	Proporção retida na bacia
46-30 Ma	$3,15 \cdot 10^{13}$	0	$3,15 \cdot 10^{13}$	0*
30-16 Ma	$1,11 \cdot 10^{14}$	$7,64 \cdot 10^{13}$	$3,43 \cdot 10^{13}$	69%
16-3 Ma	$1,62 \cdot 10^{14}$	$9,40 \cdot 10^{13}$	$6,83 \cdot 10^{13}$	58%
3-0 Ma	$6,20 \cdot 10^{13}$	$1,69 \cdot 10^{13}$	$4,50 \cdot 10^{13}$	27%
<b>Total</b>	$3,66 \cdot 10^{14}$	$1,87 \cdot 10^{14}$	$1,79 \cdot 10^{14}$	51%

## 7 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 7.1 *Backstripping*

O modelo de *backstripping* teve como saídas as curvas de subsidência acumulada e as taxas de subsidência da Bacia Madre de Dios desde o Neocretáceo até o Recente.

Ao comparar a subsidência na Zona Subandina e no *foredeep*, é possível notar que existe uma tendência de valores maiores tanto de subsidência absoluta como de taxas na Zona Subandina, o oposto do esperado para um contexto de bacia de *foreland*, na qual o depocentro localiza-se no *foredeep*. Essa história de subsidência reflete a migração do sistema andino para leste, resultando na migração do próprio depocentro para leste ao longo do tempo. A estratigrafia da Zona Subandina também registra a migração do orógeno, já que as camadas basais teriam sido depositadas em contextos de *backbulge* e *foredeep* distal do *foreland*, passando para *foredeep* proximal e por fim depósitos de *wedge-top* no Mioceno, com a Formação Charqui (Gil, 2001).

#### 7.1.1 Neocretáceo

A subsidência flexural e a deposição sintectônica devido ao soerguimento andino teve início enquanto ocorria a deposição da Formação Chonta (Hermoza, 2004), no Neocretáceo. A subsidência ocorreu inicialmente a taxas baixas e registra um pico ao final do Cretáceo.

#### 7.1.2 Paleoceno - Oligoceno

Do Paleoceno ao início do Oligoceno ocorre um *gap* no registro estratigráfico da bacia. Existem duas principais possibilidades para esse *gap*: a não deposição de sedimentos ou a erosão.

O primeiro caso poderia ser explicado por um intervalo de tempo no qual a topografia dos Andes Centrais atingiu valores próximos ao *steady state*, quando a taxa de erosão é igual à taxa de soerguimento (Willet e Brandon, 2002; Naylor e Sinclair, 2008), de modo que a altitude se mantém constante e conseqüentemente não há subsidência tectônica e deposição no *foreland*.

Outra explicação para a não deposição é de que nessa época, a região da atual bacia poderia estar próxima ao *forebulge*, de modo que não houve deposição ou a deposição foi restrita. Gil (2001) interpretou respectivamente as formações Huayabamba e Pozo como depósitos de *foredeep* distal e de *backbulge*. Assim, existe a possibilidade de que nesse intervalo de tempo, a área atual da bacia estivesse em um contexto do *foreland* onde ocorre menor taxa de deposição, como interpretado por Horton (2017) para o caso das bacias Madre de Dios e do Chaco (Bolívia).

Já o segundo caso seria resultado da diminuição da topografia andina com um consequente soerguimento do *foreland* devido a ajustes isostáticos e flexurais. Esse reajuste ocorre na escala de milhares de anos, como observado nos terraços de Östergransholm, em Eastern Gotland, Suécia, que registram o soerguimento isostático após o derretimento da cobertura de gelo, cerca de 10 mil anos atrás (Turcotte e Schubert, 2002). Portanto, na escala de tempo de milhões de anos, seria possível que a Bacia Madre de Dios sofresse o efeito de soerguimento e erosão devido à redução da altitude do orógeno adjacente.

A diminuição da altitude de orógenos pode ser originada tanto devido ao incremento na produção sedimentar, com mudanças climáticas para condições mais úmidas, como devido à interrupção ou diminuição da taxa de soerguimento (Willet e Brandon, 2002).

A hipótese da ausência total da atividade tectônica nesse período de tempo pode ser descartada porque existem dados quantitativos de encurtamento nos Andes Centrais desde o Eoceno (~46 Ma) (Elger *et al.*, 2005; Oncken *et al.* 2006). Além disso, a Formação Huayabamba (64-53 Ma) e a Formação Pozo mostram que houve alguma deposição, mesmo que a uma taxa muito baixa, o que indica que houve subsidência tectônica.

Sabe-se que a parte superior da Formação Huayabamba foi erodida (Louterbach, 2014), o que indicaria um soerguimento da bacia entre o Eoceno e Oligoceno. O soerguimento do *foreland* reflete uma redução da carga adjacente, ou seja, uma diminuição da topografia andina devido a uma taxa de erosão maior do que a taxa de soerguimento tectônico.

Existem dois principais fatores que podem explicar o aumento da taxa de denudação em relação à taxa de soerguimento nessa época. Esses fatores não são excludentes, sendo provavelmente complementares: (1) na transição do Paleoceno para o Eoceno ocorreu um aumento de temperatura global (Figura 32), com um ótimo climático no Eoceno Inferior, no qual o clima era mais úmido e consequentemente, a produção sedimentar mais intensa, o que reduziria o relevo. No Eoceno Médio ocorreu um segundo ótimo climático, com uma queda de temperatura relativamente abrupta na transição do Eoceno para o Oligoceno, que teria resultado no aumento da aridez (Armijo *et al.*, 2015). A influência dos fatores climáticos porém deve ser analisada com mais cautela, já que aumentos globais de temperatura não necessariamente implicam em aumento da umidade local. Para trazer argumentos climáticos mais robustos para essa discussão, seriam necessários estudos locais da evolução paleoclimática na região do Platô e da Zona Subandina ao longo do Cenozoico. (2) O trabalho de Noblet *et al.* (1996) aponta que do Eoceno ao início do Oligoceno, a atividade tectônica compressiva na região sofreu uma atenuação, já que faltam registros de encurtamento relacionados a esse intervalo de tempo. Esse efeito seria resultado da intensificação do *rollback* (Oncken *et al.*, 2006).

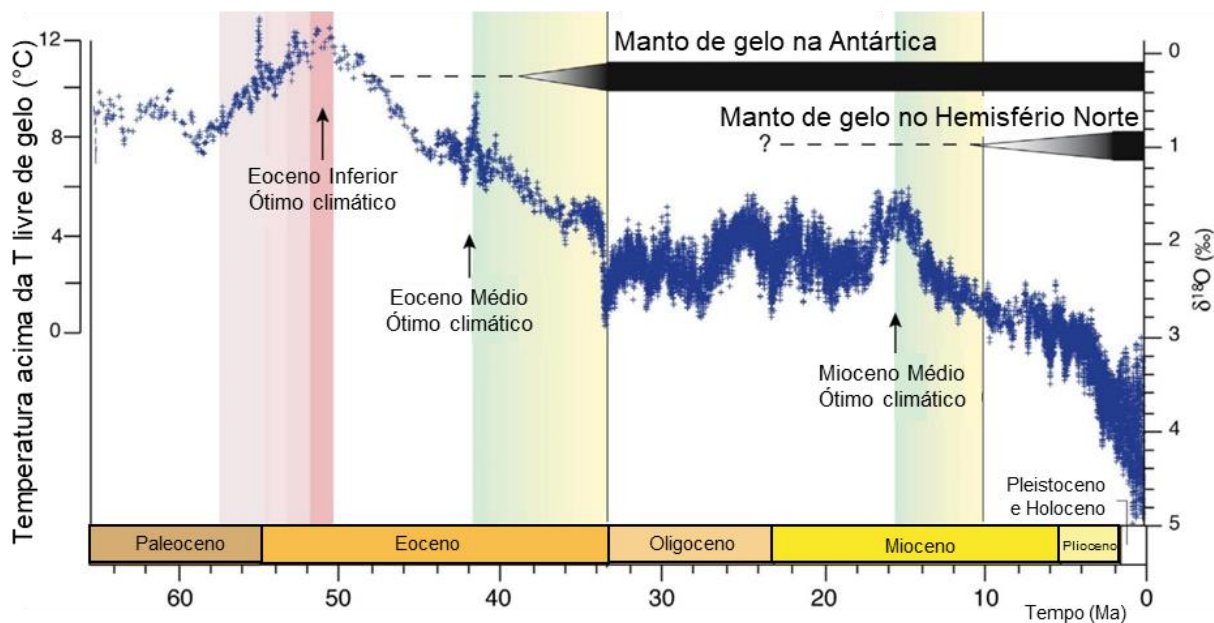


Figura 32: Variação da temperatura ao longo do Cenozoico com base no  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) de foraminíferos. Notar que ocorrem dois ótimos climáticos no Eoceno, com o consequente aumento na umidade. Essas condições resultariam no aumento das taxas de denudação e em redução da topografia, de modo que a diminuição da carga poderia resultar no soerguimento do *foreland* adjacente. A transição do Eoceno para o Oligoceno apresenta uma queda relativamente alta na temperatura, o que poderia ser um dos motivos para a tendência de diminuição da erosão nos Andes e a predominância do efeito do soerguimento tectônico na topografia. Imagem: Zachos et al., 2008.

### 7.1.3 Mioceno - Recente

A bacia volta a apresentar registros no Oligoceno (~29,6 Ma) na Zona Subandina e no início do Mioceno (~23 Ma) para o *foredeep*. Independentemente do que ocorreu no período de *gap*, o reaparecimento do registro indica que a taxa de soerguimento voltou a ser maior do que a taxa de denudação, as altitudes no Andes aumentaram e a subsidência no *foreland* voltou a ocorrer (Figura 33). Gil (2001) descreve um aumento na velocidade relativa de convergência entre 30-15 Ma, com um consequente aumento na taxa de encurtamento (Elger et al., 2005). Além disso, Armijo et al. (2015) afirma que por volta de  $30 \pm 5$  Ma, teria ocorrido um aumento na aridez na porção oeste dos Andes, o que poderia reduzir a produção sedimentar. Portanto, esse cenário favorece a sobrelevação dos Andes Centrais, a subsidência no *foreland* e a volta da presença de registros na estratigrafia da bacia.

Gil (2001) e Hermoza (2004) interpretam que a formação de depósitos continentais cada vez mais grossos a partir do Oligoceno estaria relacionada a maiores taxas de subsidência. Porém o aumento da taxa de subsidência causa um efeito inicial contrário na estratigrafia, de diminuição na granulação dos sedimentos, como já demonstrado por Heller et al. (1988) e Clevis et al. (2003). Os depósitos mais grossos podem refletir a migração do orógeno para leste, originando depósitos cada vez mais proximais.

Por volta de 16,5 Ma, na Zona Subandina e 9 Ma no *foreland*, existe uma tendência à diminuição das taxas de subsidência tectônica, refletindo uma aproximação nos valores da

taxa de soerguimento e de denudação. Elger et al. (2005) descreve uma diminuição nas taxas de encurtamento em 15 Ma, que teria resultado nessa tendência.

O cálculo dos valores de subsidência por isostasia do *backstripping* não leva em consideração a flexura da litosfera, que tornaria **menor** o efeito da carga de sedimentos na subsidência devido à rigidez flexural. Portanto, os valores de subsidência tectônica estão subestimados, sendo valores mínimos. Já os valores de subsidência isostática estão superestimados. Isso poderia explicar o motivo da subsidência isostática ultrapassar a tectônica em aproximadamente 10 Ma na Zona Subandina (Figura 24).

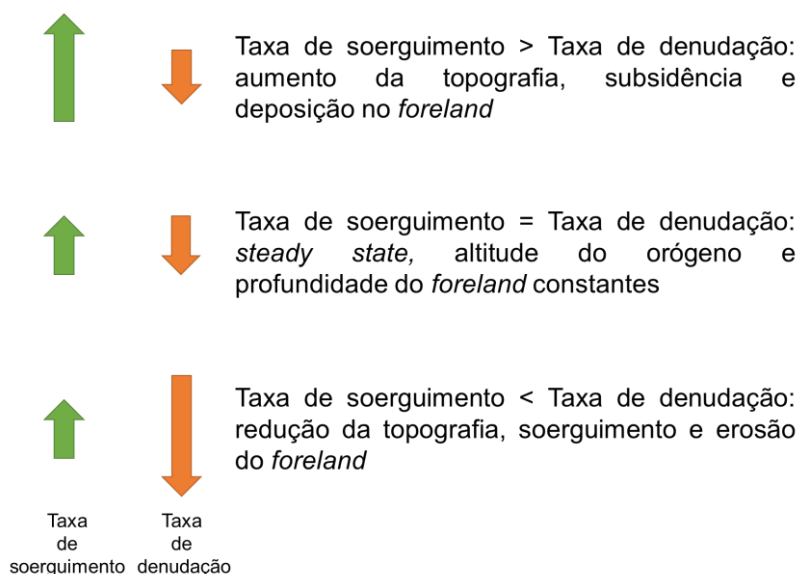


Figura 33: Respostas da topografia do orógeno e da subsidência no *foreland* considerando-se as relações entre taxa de soerguimento tectônico e taxa de denudação (Willet e Brandon, 2002; Naylor e Sinclair, 2008). É importante destacar que a taxa de denudação é função da altitude e conseqüentemente da taxa de soerguimento. Portanto, mantendo uma taxa de soerguimento e parâmetros climáticos constantes no tempo, a tendência é que a taxa de denudação aumente até atingir valores próximos ao soerguimento, de modo que o relevo chega ao *steady state*.

## 7.2 Modelo de paleoelevação 1D

A curva cumulativa de encurtamento (Figura 27) mostra que a região dos Andes Centrais sofreu encurtamento desde no mínimo 46 Ma, quando teve início a formação das compartimentações que se tem atualmente na região (Elger et al., 2005).

O modelo da evolução da topografia (Figura 30) atingiu uma altitude de 5.500 m para o tempo atual, próxima das altitudes máximas presentes nos Andes Centrais Peruanos, em especial na Cordilheira Leste. Como o modelo é unidimensional, todo o encurtamento resultou em espessamento crustal. Na realidade, o que ocorre é uma deformação heterogênea no espaço e no tempo (Elger et al., 2005; Oncken et al. 2006), com porções que sofreram maiores e menores encurtamentos.

O resultado da simulação aproxima-se mais das maiores altitudes porque as taxas de encurtamento utilizadas no modelo tiveram como base as taxas dos Andes Centrais na latitude

21°S, as maiores dos Andes, diminuindo para norte e para sul (Oncken *et al.*, 2006). Além disso, a região dos Andes Peruanos apresenta uma obliquidade em relação ao esforço compressivo, o que também diminui os valores de encurtamento. Assim, a topografia obtida no modelo aproxima-se mais das altitudes máximas do que das médias para a região.

Apesar da incerteza nos valores exatos de deformação, as variações das taxas de encurtamento ao longo do tempo são conhecidas, de modo que os formatos das curvas trazem elementos para a discussão da evolução da topografia.

### 7.2.1 Eoceno Médio ao Mioceno Médio (46 – 30 Ma)

Até o final do Eoceno, as taxas de encurtamento são pequenas ( $\beta=0,962$ ), com um posterior aumento ( $\beta=0,888$ ) do Oligoceno (~30 Ma) até o Mioceno médio (~15 Ma). Dados de termocronologia de baixa temperatura obtidos em Traços de Fissão de Apatita (AFT – *Apatite Fission Track*) nos Andes Centrais Bolivianos (Hoorn *et al.*, 2010) registram picos de idade entre 34 e 28 Ma (Figura 34), que estariam relacionados a um aumento na taxa de denudação em decorrência do soerguimento andino. Essa história de deformação não está preservada no registro da bacia, já que ocorre um hiato na sua estratigrafia nesse intervalo de tempo. Esse *gap* seria explicado pela posição da bacia, já que como nessa época a deformação concentrava-se na Cordilheira Oeste e no Altiplano Central, a região onde atualmente encontra-se a bacia estaria próxima ao *forebulge* da flexura, enquanto o depocentro da bacia estaria a oeste do depocentro atual.

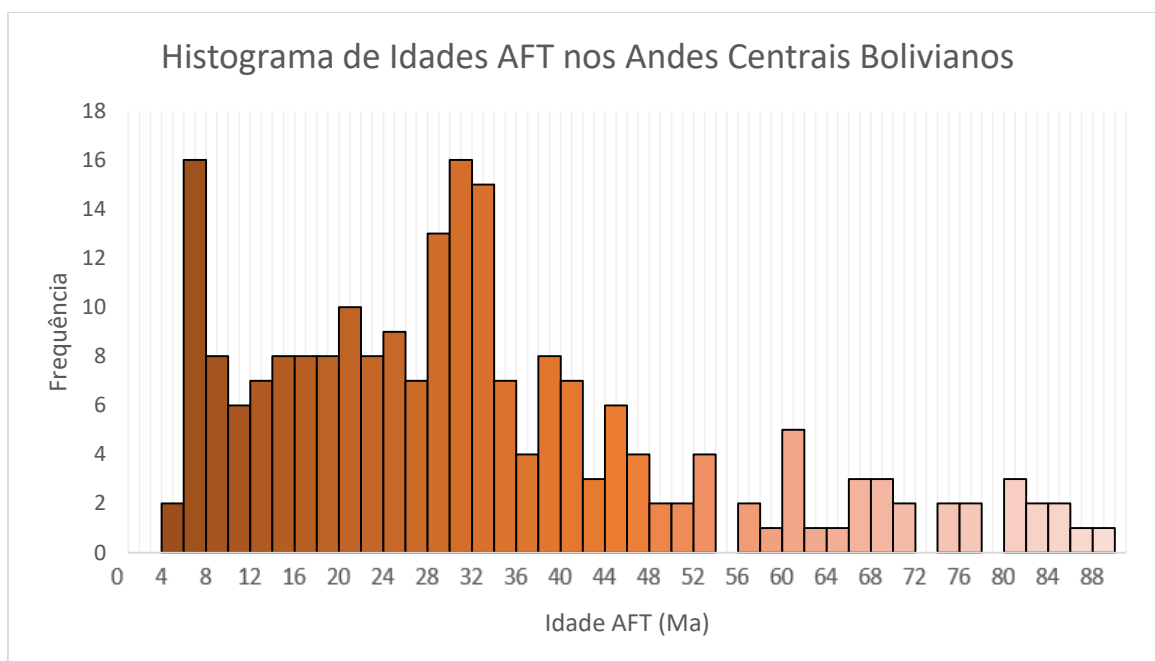


Figura 34: Idades AFT (*Apatite Fission Track*) obtidas nos Andes Centrais Bolivianos. É possível observar dois picos de idades: o primeiro ocorre no início do Oligoceno (34-28 Ma), no qual a maior parte das amostras localiza-se no Altiplano; já o segundo ocorre no final do Mioceno (8-6 Ma), com grande parte das amostras localizada na Cordilheira Leste. Dados: Hoorn *et al.* 2010.

### 7.2.2 Mioceno Médio ao Mioceno Inferior (15 – 7 Ma)

A diminuição na taxa de encurtamento no intervalo de 15-7 Ma resultou em menores taxas de soerguimento tectônico ( $\beta=0,946$ ). O modelo de paleoelevação (Figura 30) mostra que nesse intervalo de tempo a topografia teria sofrido pouca sobrelevação, atingindo condições próximas ao *steady state*, ou seja, quando a taxa de denudação aproxima-se da taxa de soerguimento tectônico (Willet e Brandon, 2002; Naylor e Sinclair, 2008). Porém, o modelo de *backstripping* da bacia Madre de Dios para o mesmo período revela taxas de subsidência significativas para esse intervalo de tempo, não condizentes com as pequenas variações de altitude. Uma primeira explicação para isso seriam incertezas associadas aos métodos de reconstituição das taxas de encurtamento horizontal dos Andes ao longo do tempo. Vale ressaltar que a curva de encurtamento acumulada utilizada para o modelo de paleotopografia foi adaptada a partir de dados dos Andes Centrais Bolivianos, onde ocorrem as maiores taxas de encurtamento dos Andes. Assim, as taxas de soerguimento encontradas para o modelo representam as taxas máximas e podem não corresponder à história de deformação do Peru do Mioceno Médio ao Mioceno Inferior.

Uma segunda explicação para essa divergência nos resultados entre os modelos de paleoelevação e de subsidência seria pelo fator climático: o modelo de paleoelevação considera que a produção sedimentar varia no tempo devido apenas à altitude. Porém, mudanças climáticas interferem nas taxas de erosão, o que poderia explicar a diferença de resultados entre os modelos: após um período de relativa estabilidade nas temperaturas do Oligoceno ao Mioceno Médio, finalizado com um ótimo climático (Figura 32), a temperatura global começa a cair, por volta de 15 Ma. Essa queda na temperatura seria responsável pelo aumento da aridez na porção oeste do orógeno (Armijo et al., 2015). Essa aridez seria responsável por uma redução nas taxas médias de denudação da região.

Portanto, apesar da redução da taxa de soerguimento tectônico entre 15 e 7 Ma, o *steady state* não foi atingido e a subsidência no *foreland* continuou ativa provavelmente porque a variação climática causou uma diminuição das taxas de denudação, permitindo que as altitudes dos Andes Centrais continuassem crescendo (Figura 35).

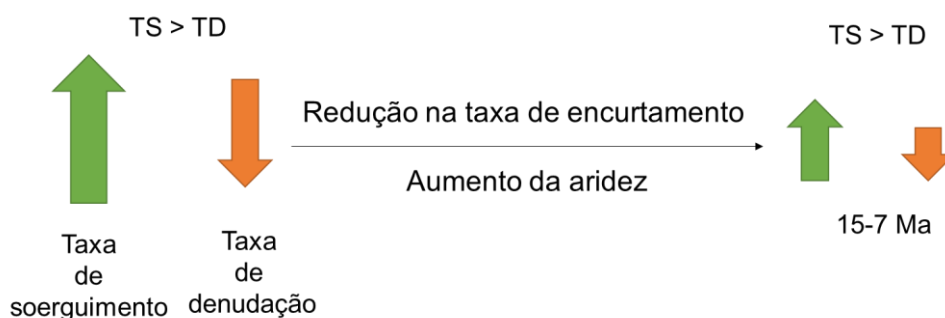


Figura 35: Representação esquemática do comportamento das taxas de denudação (TD) e de soerguimento (TS) ao longo do intervalo de tempo entre 15 e 7 Ma: a subsidência no *foreland* indica que a taxa de denudação sofreu

redução para compensar a diminuição na taxa de soerguimento, de modo que a TS permaneceu maior que TD e a subsidência da bacia continuou ativa.

### 7.2.3 Mioceno Inferior ao Recente (7 – 0 Ma)

Ao final do Mioceno (~7 Ma), as taxas de encurtamento são as maiores registradas desde o Eoceno ( $\beta=0,878$ ). No mesmo intervalo, o modelo de paleoelevação apresenta as maiores taxas de incremento na topografia, coincidente com a diminuição do ângulo de subducção, (*flat slab subduction*) (Ramos, et al. 2002). As idades AFT compiladas no trabalho de Hoorn et al. (2010) para a região mostram um pico entre 6 e 8 Ma (Figura 34), o que poderia reforçar a ideia de aumento nas taxas de soerguimento nessa época. Porém, o registro da bacia não acompanha essa tendência, apresentando redução nas taxas de subsidência desde 15 Ma. No *foredeep*, essa aparente discrepância é mais evidente, com a redução para quase metade da taxa de subsidência tectônica média, de cerca de 2,8 cm/1000 anos no intervalo entre 23 – 9 Ma, para 1,5 cm/1000 anos no intervalo de 9 Ma até o recente.

De fato, os dados de termocronologia de baixa temperatura refletem maiores taxas de denudação e não necessariamente soerguimento acelerado. O efeito da denudação seria a redução da carga flexural e portanto redução na taxa de subsidência ou mesmo soerguimento na bacia.

Uma possível explicação para esse cenário seria a heterogeneidade lateral da deformação nos Andes Centrais: o aumento da largura do orógeno durante o Cenozoico e a formação do platô resultaram em uma grande porção de litosfera espessada, aumentando a rigidez flexural da região, o que dificultou o encurtamento do platô ao longo do tempo (Armijo et al., 2015). Assim, nos últimos 10 milhões de anos, a deformação foi concentrada nas bordas do platô, onde a rigidez flexural é menor devido à menor espessura da litosfera e ao maior fluxo térmico (Artemieva, 2006). Essa deformação é facilitada pelo calor radiogênico produzido pela crosta espessada no orógeno adjacente, que também diminui a rigidez flexural nas bordas do platô (Jamieson e Beaumont, 2013).

O modelo termal da litosfera continental TC1 (Artemieva, 2006) indica que a Cordilheira Oeste, do Platô e da Cordilheira Leste teriam litosferas com espessuras entre 175 e 200 km (Figura 36). Já na Zona Subandina as espessuras seriam entre 150 e 175 km, valores intermediários entre a litosfera não espessada (no *foredeep*) e a litosfera espessada (do orógeno). Isso condiz com a ideia de propagação lateral da deformação ao longo do tempo, de modo que o espessamento litosférico teria se concentrado na Cordilheira Leste e principalmente na Zona Subandina nos últimos 10 Ma, como descrito nos trabalhos de Elger et al. (2005), Oncken et al. (2006). Armijo et al. (2015) propõem que a região de *forearc*, onde se localiza o Deserto do Atacama, também estaria sofrendo deformação nos últimos 10 Ma.

A preservação das elevadas topografias do Altiplano foi possível desde então devido ao clima árido e às declividades relativamente mais suaves, responsáveis pelas baixas taxas de denudação da região (Aalto et al., 2006).

Sabe-se que a Zona Subandina possui clima úmido devido às chuvas orográficas (Montgomery et al., 2001), o que lhe confere altas taxas de denudação. Assim, tem-se um cenário de avanço da deformação e do orógeno para leste contra um progressivo aumento da umidade e conseqüentemente intensificação da erosão devido à proximidade da bacia hidrográfica do Amazonas. Esse cenário, poderia estar caminhando em direção a um *steady state*, pois apesar das taxas de encurtamento serem altas na Zona Subandina nos últimos 10 Ma, com taxas atuais de 9 mm/ano (Bevis et al. 2001; Klotz et al. 2001), foi observada uma redução na taxa de subsidência no *foreland* porque as maiores taxas de produção sedimentar, que reduzem a topografia de maneira mais eficiente, encontram-se na Zona Subandina, onde a deformação foi concentrada nesse intervalo de tempo (Figura 37). Portanto, as baixas taxas de sobrelevação foram registradas com a diminuição na taxa de subsidência no *foreland*.

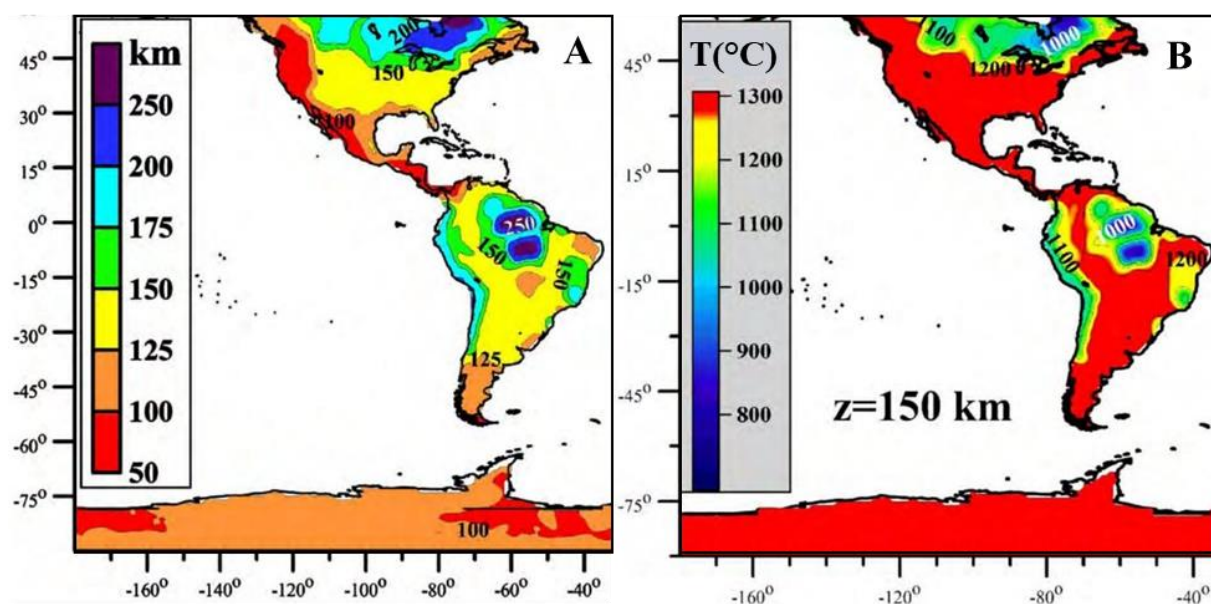


Figura 36: Modelo termal da litosfera continental 1°x1° de Artemieva (2006). A – Espessura da litosfera continental, notar que na região dos Andes Centrais, a espessura da litosfera diminui para leste, o que resulta na propagação da deformação para o leste, onde a resistência flexural é menor. B – Temperatura da litosfera a uma profundidade de 150 km. Para as porções nas quais a temperatura é 1300°C, essa é a profundidade da base da litosfera. Notar que o gradiente geotérmico e o fluxo térmico são menores na região do Platô Andino e aumenta para leste. Fonte: Artemieva, 2006.

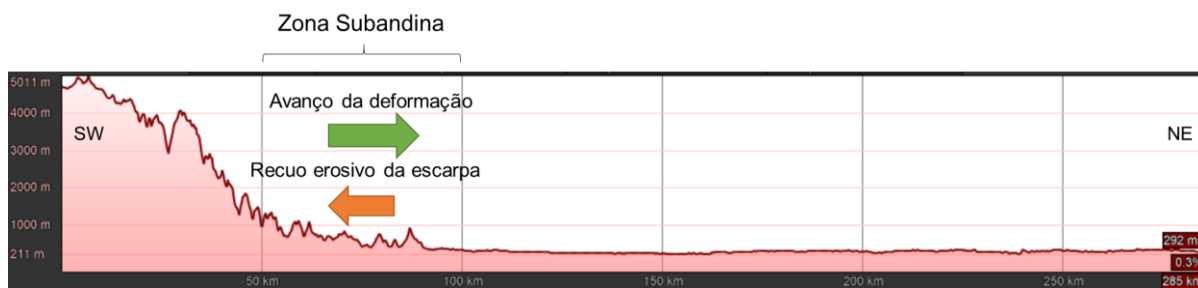


Figura 37: Perfil SW-NE da porção central da Bacia Madre de Dios. Notar que a Zona Subandina, onde se concentrou a deformação nos últimos 10 Ma, localiza-se em uma região de altas pluviosidades, tanto devido à proximidade da Bacia Amazônica (localizada a NE), como também pelas chuvas orográficas. Imagem: Google Earth Pro.

## 7.3 Produção sedimentar

### 7.3.1 Taxas de denudação

As curvas de produção sedimentar e taxa de denudação do modelo de paleoelevação (Figura 31) são proporcionais à altitude do orógeno. Assim, é natural que essas curvas apresentem formatos parecidos com a evolução da topografia (Figura 30).

As bacias hidrográficas nos Andes Bolivianos apresentam taxas de denudação entre 0,01 e 6,9 m/1000 anos (Aalto, et al. 2006), incluindo o platô (taxas mais baixas) e a região da Zona Subandina (taxas mais elevadas). O esperado é que as bacias localizadas nos Andes Centrais Peruanos apresentem taxas semelhantes, já que se encontram em contexto semelhante. A taxa de denudação atual obtida pelo modelo para uma altitude de 5.500 m é de aproximadamente 0,50 m/1000 anos, o que condiz com as taxas regionais.

Wittmann et al. (2011) obtiveram o valor de  $0,37 \pm 0,06$  m/1000 anos para a taxa de denudação na área fonte da Bacia Beni e  $0,28 \pm 0,13$  para a Bacia Madre de Dios, baseado em isótopos cosmogênicos de  $^{10}\text{Be}$ .

No caso da Bacia Madre de Dios, para a altitude média da área fonte de 2.240 m, o valor da taxa de denudação obtido pelo modelo de paleoelevação é de 0,23 m/1000 anos, resultado dentro da faixa de erro com o resultado de Wittman et al. (2011) obtido na Bacia Madre de Dios (Tabela 12).

O valor da produção sedimentar atingido pelo modelo também é satisfatório em comparação ao valor obtido na região através de estações de medição de carga de sedimentos em suspensão, apresentando a mesma ordem de grandeza. O valor apresentado em Latrubesse e Restrepo (2014) é de 570 t/km<sup>2</sup>/ano, enquanto este Trabalho atingiu o valor de 320 t/km<sup>2</sup>/ano.

Tabela 12: Resultados de produção sedimentar e de taxa de denudação obtidos nesse trabalho com modelos numéricos em comparação com os valores disponíveis na bibliografia obtidos com métodos analíticos.

Parâmetro	Modelo	Bibliografia	Referência
Produção Sedimentar	320 t/km <sup>2</sup> /ano	570 t/km <sup>2</sup> /ano	Latrubesse e Restrepo, 2014
Taxa de denudação	0,23 m/1000 anos	0,28 ± 0,13 m/1000 anos	Wittmann et al., 2011

Como os resultados para as taxas de denudação e produção sedimentar obtidos através do modelo de paleoelevação resultou em valores condizentes com os reais, isso indica que as taxas de denudação relacionam-se especialmente à altitude e conseqüentemente declividade da área fonte. O clima resultaria em perturbações rápidas nas taxas, que em seguida voltariam a tender a um patamar limitado pela taxa de soerguimento tectônico. Ou seja, as taxas de denudação aumenta até se igualarem às taxas de soerguimento tectônicos, pois como no *steady state* a topografia não se eleva, as taxas de denudação também não se elevam.

Portanto, a evolução da produção sedimentar e taxas de denudação de uma região são limitadas pelo soerguimento tectônico e as taxas obtidas validam o modelo de paleoelevação simulado nesse Trabalho. As variações climáticas criam instabilidades em curtos intervalos de tempo nas taxas de denudação, porém o principal efeito do clima é na altitude do orógeno.

### 7.3.2 Balanço de massas

O intervalo de 46 – 30 Ma não apresenta registro na Bacia Madre de Dios. Como discutido no item 7.1.2, provavelmente na época a região encontrava-se em um contexto próximo ao *forebulge*, no qual praticamente não há deposição, em especial nos estágios iniciais de formação da bacia. Assim, o balanço de massas apresentado para esse intervalo de tempo é errôneo, pois a deposição dos sedimentos ocorreu a oeste da atual bacia, antes do orógeno e do *foreland* migrarem para leste. Além disso, no início da subsidência, provavelmente quase toda a massa de sedimentos ficava retida no *foreland* (Heller et al., 1988). Com o passar do tempo, o esperado é que a proporção de sedimentos retida na bacia diminua, como observado no balanço de massas calculado de 30 Ma até o Recente.

Por outro lado, a proporção de sedimentos retidos na bacia foi subestimada ao longo de todo o intervalo calculado, já que atualmente cerca de 50% do sedimento produzido na porção norte Andes Centrais fica retido nas bacias de *foreland* (Baby et al., 1999). O cenário mais próximo calculado nesse Trabalho foi de uma retenção de apenas 27% dos sedimentos.

Atualmente, na Bacia Madre de Dios são produzidas 71 Mt/ano de sedimentos (Latrubesse e Restrepo, 2014). Considerando que não houve variação na produção sedimentar nos últimos 3 Ma, a massa de sedimentos gerada na bacia é de aproximadamente 22 Mt/ano, valor de mesma ordem de grandeza que o descrito na literatura. A subsidência no *foreland* nesse intervalo de tempo indica que houve sobrelevação andina e conseqüentemente, aumento da produção sedimentar no tempo. Levando isso em consideração, seria possível que o valor do modelo chegasse mais próximo da realidade.

Por outro lado, a massa de sedimentos depositada na bacia foi subestimada para todo o intervalo de tempo, pois o balanço de massas calculado não apresenta as condições esperadas para o início da deposição e nem reflete o cenário encontrado atualmente na região. Esse resultado provavelmente ocorreu devido às simplificações geométricas utilizadas não só na bacia, como também na área fonte, bem como pela utilização de valores de área constantes no tempo e no espaço. Além disso, os fatores climáticos não foram considerados para calcular a variação da produção sedimentar ao longo do tempo, mas apenas a altitude da área fonte. Portanto, a propagação de erros devido a essas simplificações poderia explicar os valores subestimados no balanço de massas.

Contudo, vale ressaltar que modelos geométricos simples foram capazes de fornecer dados para calcular a massa de sedimentos produzidos na área fonte e depositados em sua respectiva bacia, de modo a obter resultados da mesma ordem de grandeza do que os observados na região.

## 8 CONCLUSÕES

A avaliação quantitativa por modelos simplificados (unidimensionais) de paleotopografia, que calculam a subsidência flexural e a topografia, revela que a sucessão de eventos descrita em trabalhos da história da deformação andina não é compatível com o registro estratigráfico na bacia de *foreland*. A interpretação em conjunto dos modelos de subsidência da bacia e de paleoelevação nos Andes obtidos nesse Trabalho de Formatura permitiu que hipóteses para a evolução da região fossem propostas, de modo explicassem tanto o resultado do modelo de deformação dos Andes Centrais, como também o registro estratigráfico na Bacia Madre de Dios.

Apesar de ser bem aceito que o encurtamento dos Andes Centrais ocorre pelo menos desde o Eoceno Médio (~46 Ma), a região na qual se encontra a Bacia Madre de Dios não apresenta registro estratigráfico no intervalo entre 46 e 30 Ma, o que pode ser explicado pela posição da bacia nessa época, provavelmente próximo ao *forebulge*, como sugerido por Horton (2017). Uma segunda explicação sugerida nesse Trabalho, que não exclui a primeira, seria que um aumento na produção sedimentar, proporcionado pelo ótimo climático do Eoceno Médio, e as baixas taxas de encurtamento ( $\beta=0,962$ ) resultariam na redução da topografia, com um soerguimento e erosão no *foreland*.

Do Oligoceno Inferior ao Mioceno Médio (30-15 Ma), os resultados dos modelos de subsidência na bacia e de paleoelevação obtidos apresentam histórias complementares, com uma aceleração do encurtamento ( $\beta=0,888$ ) e da sobrelevação nos Andes com uma subsidência no *foreland* como resposta flexural à carga. Por volta de 15 Ma, houve redução na taxa de encurtamento ( $\beta=0,946$ ) acompanhada por um aumento da aridez e conseqüentemente na produção sedimentar. A interpretação em conjunto dos dois modelos sugere que o balanço final entre essas taxas resultou em menores taxas de sobrelevação para esse intervalo de tempo, o que reduziu a taxa de subsidência na bacia de 4,5 para 3,5 cm/mil anos na Zona Subandina.

A partir do Mioceno Tardio (~7 Ma), o modelo de paleoelevação indica as maiores taxas de encurtamento desde do Cenozoico ( $\beta=0,878$ ), porém o modelo de *backstripping* apresenta queda na taxa de subsidência em 15 Ma para a Zona Subandina e em 9 Ma para o *foredeep*, onde a redução foi de 2,8 para 1,5 cm/mil anos. Modelos termiais da litosfera apontam para um aumento na resistência onde a litosfera foi espessada, que teria resultado na propagação da deformação para leste ao longo do tempo, o que condiz com a história de deformação concentrada na Zona Subandina nos últimos 10 Ma. A alta pluviosidade nessa região seria responsável por altas taxas de denudação, reduzindo a sobrelevação. Assim, com base nos modelos de subsidência, de paleoelevação e com os dados de clima, sugere-se que a tendência de redução nas taxas de subsidência no *foreland* nesse intervalo de tempo

poderia estar relacionado ao fato de que a deformação concentrou-se onde as taxas de denudação são as maiores da região.

As taxas de denudação e produção sedimentar obtidas nesse trabalho com modelos numéricos condizem com as encontradas na região. Como essas taxas foram originadas a partir do modelo de paleoelevação, esse resultado valida o modelo como uma boa aproximação para a evolução da topografia andina. Além disso, essa compatibilidade entre o modelado e o real mostra que o valor das taxas de denudação é comandado em primeira ordem pela taxa de soerguimento tectônico, de modo que os fatores climáticos possuem maior influência na altitude final do orógeno.

Portanto, esse Trabalho de Formatura evidencia que uma ampla e crítica revisão bibliográfica, juntamente com a análise de modelos quantitativos numéricos simples, são capazes de trazer relevantes discussões e apontamentos para inconsistências que existem entre os modelos tectônicos e sedimentares atualmente propostos para a região, o que indica a importância de uma abordagem integradora e quantitativa em relação à tectônica, produção sedimentar, clima e subsidência para explicar a evolução da região dos Andes Centrais e da Bacia de Madre de Dios.

## 9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aalto, R; Dunne, T., Guyot, J. L. (2006). Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates. *The Journal of Geology*, 114, 85-99.
- Ahnert, F. (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268, 243–263.
- Allen, P. A., Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: Principles and Applications*. Blackwell Publishing. 3-366.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1),139–174.
- Apatite to Zircon Inc. (2004). *Peru Samples: Apatite and Zircon Fission-Track Data*, 545.
- Ardill, J., Flint, S., Chong, G., Wilke, H. (1998). Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155, 71–88.
- Armijo, R., Lacassin, R., Curveur, A. C., Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143(2015), 1-35.
- Artemieva, I. M. (2006). Global 1°x1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416(2006), 245-277.
- Athy, L.F. (1930) Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 14(1930), 1-24.
- Audebaud, E., Bard, J.-P., Raymond, C., Dalmayrac, B., Marocco, R., Megard, F., Paredes, J. (1971). *Le métamorphisme précambrien de basse pression des Andes orientales du Pérou*. CRAS Paris, 273: 450-453.
- Baby, P., Colletta, B., Zubieta, D. (1995). Etude géométrique d'un bassin transporté exemple du synclinal de l'Alto Beni (Andes Centrales). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, 797-811.
- Baby P., Rivadeneira M., Christophoul F., Barragan R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. *4<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics*, 68-72. Göttingen.

Baby, P., Guyot, J. L., Deniaud, Y., Zubieta, D., Christophoul, F., Rivadeneira, M., Jara, F. (1999). Conference: Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins. *The High Amazonian Basin: tectonic control and mass balance*. Manaus, Brasil.

Bahlburg, H., Hervé, F. (1997). Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of American Bulletin*. 109(7), 869–884.

Balkwill, H. R. (1995). Northern part of Orient Basin, Ecuador, reflection seismic expression of structures. In: RODRIGUE, G., PAREDES, F. I., ALMEIDA, J. P. (Eds) AAPG Memoir 62: *Petroleum Basins of South America*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 559.

Barragán, T. R. (1999). *Relations entre volcanisme, tectonique d'inversion et sédimentation dans le Bassin Crétacé équatorialien Oriente*. Tese (Doutorado). Bélgica: Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Barragan, R., Baby, P., Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intraplate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth Planet Science Letters*, 670-690.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G. and Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5), 407-410.

Beck, S. L., Zandt, G., (2002). The nature of orogenic crust in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 1-16, Doi: 0.1029/2000JB000124.

Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. Second Edition. Wiley.

Campbell, K. E., Frailey, C. D., Romero-Pittman L. (1996). The Late Miocene gomphothere *Amahuacatherium peruvium* (Proboscidea: Gomphotheriidae) from Amazonian Peru: implications for the Great American Faunal Interchange. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 23(D), 1-152.

Campbell, K. E., Heizler, M., Frailey, C. D., Romero-Pittman, L., Prothero, D. R. (2001). Upper Cenozoic chronostratigraphy of the southwestern Amazon Basin. *Geology*, 29: 595-598.

Carrapa, B., DeCelles, P. G. (2008). Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics*, 27(1), 1-19.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile* (21-114). London: The Geological Society.

Christophoul, F. (1999). *Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence: exemples du bassin subandin d'Equateur*, Tese (Doutorado) Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Christophoul, F., Baby, P., Dávila, C. (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene Times. *Tectonophysics*, 345(1-4), 281-298.

Clevis, Q., Boer, P., Wachter, M. (2003). Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional aluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163(2003), 85-110.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*. 18(3-4), 303-332.

Collins, W. (2003). Slab pull, mantle convection, and Pangaeian assembly and dispersal. *Earth and Planetary Science Letters*. 205(3), 225-237.

Cooperacion técnica Peruana-Alemana, 1982. *Evaluación de las Cuencas Ucayali y Madre de Dios*. Rapport interne Perupetro.

DeCelles, P.G., Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 105-123.

DeCelles, P. G., Horton, B. K. (2003). Early to middle Tertiary basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society American Bulletin*, 58-77.

Elger, K., Oncken, O., Glodny, J. (2005). Plateau-style accumulation of deformation – the Southern Altiplano. *Tectonics*, 24(4), 1-19.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., Hermoza, W. (2011). A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12 S): Implications for growth of the northern Andean Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 123(9-10), 2050-2068.

Filizola, N.P., Guyot, J. L., Boaventura, G. (1999). O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. *Conference: Hydrogeological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, 1-9. Manaus.

Filizola, N., Guyot, J. L. (2011). Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4), 566-576.

Garzzone, C. N., Molnar, P., Labarkin, J. C., MacFadden, B. (2006). Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, 543-556, DOI: 10.1016/j.epsl.2005.11.026.

- Gil, W.F. (2001). *Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique: exemples des bassins subandins entre 0° et 16°S*. Tese (Doutorado). Toulouse: Université Paul Sabatier.
- Gil, W., Baby, P., Marocco, R., Ballard, J. F., (1999). North-South structural evolution of the peruvian subandean zone. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics*, 278-282. Paris: Institut de recherche pour le développement e Georg August Universität.
- Gil, W., Baby, P., Ballard, J.-F. (2001). Structure et controle paléogéographique de la zone subandine péruvienne. *Earth and Planetary Science*, 333, 741-748.
- Gregory-Wodzicki, K.M. (2000). Uplift history of the central and northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*. 112, 1091–1105.
- Gutiérrez, M. (1982). Zonación bioestratigráfica del intervalo Neocretáceo-Terciario inferior. In: Gutiérrez, T. (Eds), *Evaluación del potencial petrolífero de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios*. Informe inédito Petroperu.
- Guyot, J. L. (1993). *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Collection Etudes et Thèses, Paris: Editions de l'ORSTOM, 261.
- Guyot, J.L., Bazan, H., Fraizy, P., Ordonez, J. (2007). Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports*, 3–10.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156–1167.
- Harrison, C. G. A. (1990). Long-term eustasy and epeirogeny in continents. In: National Research Council, Geophysics Study Committee (Eds), *Sea-level change* (141–158). Washington D.C.: National Academy Press.
- Haschke, M., Guenther, A., (2003). Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. Magmatic means. *Geology*, 31(11), 933 – 936.
- Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S., Paola, C. (1988). Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16, 501-504.
- Hérail, G., Sharp, W., Viscarra, G., Fornari, M. (1994). La edad de la Formación Cangalli: nuevos datos geocronologicos y su significado geologico. *Memorias del XI Congreso Geologico de Bolivia, La Paz*. Bolivia.
- Hermoza, W. (2004). *Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du retro-bassin d'avant-pays des Andes Centrales*. Tese (PhD). Toulouse: Université Paul Sabatier.

- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N. (2005) The Huallaga foreland basin evolution: thrust propagation in deltaic environment, in the northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 21–34.
- Hernández, R. M., Jordan, T. E., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B. D., Reynolds, J. H. (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal South American Earth Science*, 19(2005), 495–512.
- Hicks, D. M., Hill, J., and Shankar, U. (1996). Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology. *Exeter Symposium*, v. 236, 149–156. Exeter.
- 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. (2010). Amazonia Through Time: Andean uplift, climate change, landscape evolution and biodiversity (Supporting Online Material). *Science*, 330(2010), 927-931.
- Horton, B. K. (2017). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178(2018), 279-309.
- Horton, B. K., DeCelles, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10), 895–898.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero, P. L., Lertola, K. (2005). Miocene semi-diurnal tidal rhythmites in Madre de Dios. *Geology*, 34(1).
- Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C. (2008). Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. *Earth and Planetary Science Letters*. 271 (1), 303–310.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, 3211–3231, DOI: 10.1029/JB093iB04p03211.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C. (2013). On the origin of orogens. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11-12), 1671-1702.
- Jarvis, G. T., McKenzie, D. P. (1980). Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters*. 48(1980), 42-52.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society America Bulletin*, 95(7), 341–361.

- Lamb, S., Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, 792-797.
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*. 70 (2005), 187-206.
- Latrubesse, E. M., Restrepo, J. D. (2014). Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. *Geomorphology*, 216, 225-233.
- Laubacher, G. (1974). Le Paleozoïque inférieur de la Cordillère Orientale du Sud-Est du Pérou. *Géologie de l'ORSTOM*, VI(1): 19-40.
- Louterbach, M. (2014). *Propagation du front orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d'avant-pays Amazonien (Madre de Dios, Pérou)*. Tese (Doutorado). Toulouse: Université de Toulouse.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., Wemmer, K. (2000). Proterozoic–Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26°S) — a mobile belt of the South American Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. 13 (8), 697–715.
- Ludwig, W., Probst, J. L. (1998). River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global subjects. *American Journal of Science*, 298(4), 1998.
- Mahlburg, K. S., Mpodozis, C., Coira, B. (1999). Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33° S Latitude). In: Skinner, B. J. (Eds), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (v. 7, 27-59). Society of Economic Geology Special Publication.
- Martin-Gombojav, N., Winkler, W. (2008). Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova*, 20, 22–31.
- Martinelli, L. A., Forsberg, B. R., Victoria, R. L., Devol, A. H., Mortatti, J. R., Ferreira, J., Bonassi, J., de Oliveira, E. (1993). *Suspended Sediment load in the Madeira river*. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, 74, 41– 54.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1978), 25-32.
- Meade, R. (1994). Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*. 21, 29– 39.

- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, London: 141(5), 893–900.
- Milliman, J.D., Meade, R.H. (1983). World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology*. 91, 1-21.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment transport to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*. 100, 525–544.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K. (2011). *River discharge to the Coastal Ocean – a global synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge. UK.
- Montgomery, D. R., Balco, G., Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*. 29 (7), 579 – 582.
- Mpodozis, C., Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In: George E. E., María, T. C. P., John, A. R. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (59–90). Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M. (1996). Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea level fluctuations on river loads. *The Journal of Geology*. 104, 509–523.
- Müller, H. (1982). Evaluación Potencial Petrolífero cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios. Estudio palinológico del Mesozoico y Paleozoico, Cooperación Técnica Peruano – Alemana. *Informe inédito Petroperú*.
- Müller, J. P., Kley, J., Jacobshagen, V. (2002). Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S). *Tectonics*, 21(5), 1-24.
- Naylor, M., Sinclair, H. D. (2008). Pro- vs. Retro-foreland basins. *Basin Research*, 20(3): 285-303.
- Noblet, C., Lavenu, A., Marocco R. (1996). Concep of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255(1-2), 65-78.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K. (2006). Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H. J., Ramos, V. A., Strecker, M. R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active subduction orogeny* (3-27).
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, 6(3), 233-248.

- Perupetro S.A. (2002). *Madre de Dios Basin Technical Report*. Lima, Peru.
- Pinet, P., and Souriau, M. (1988). Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*. 7, 563–582.
- Ramos, V.A. (1988). Tectonics of the Late Proterozoic – Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3), 168-174.
- Ramos, V.A. (2010). The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. 45 (1), 2–25.
- Ramos, V. A., Cristallini, E.O., Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 15 (2002), 59-78.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*. 26 (8), 707–710.
- Roddaz, M. (2004). *Transition des stades alimentés à suralimentés dans les systèmes de rétro-bassin d'avant-pays: Exemple du système d'avant-pays alimenté*. Tese (PhD). Toulouse: Université Paul Sabatier, Toulouse 3.
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., Darrozes, J. (2005). Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: the case study of the arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, 399(1), 87-108.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Herail, G. (2005b). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planetary Science Letters*, 239, 57–78.
- 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. In: Horn, C., Wesseling, F. (Org.), *Amazonia: Landscape and Species Evolution – a Look into the Past*, (61-88). Oxford: Wiley-Blackwell.
- Russo, R.M., Silver, P.G. (1996). Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*. 24 (6), 511–514.
- Santos, C., Jaramillo, C., Bayona, G., Rueda, M., Torres, V. (2008). Late Eocene marine incursion in north-western South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264(1), 140–146.

Slater, J. G., Christie, P. A. F. (1980). Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85, 3711-3739. England.

Sobolev, S. V., Babeyko, A.Y., Koulakov, I., Oncken, O., Vietor, T. (2006). Mechanism of the Andean orogeny: insight from the numerical modeling. In: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V. A. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger (Eds.), *The Andes – active subduction orogeny*. (v. 1, 513-536). New York: Springer.

Steckler, M. S., Watts, A. B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1-13. Amsterdam.

Strub, M. (2006). *Evolution géomorphologique et tectonique au front des Andes Centrales (Nord de la Bolivie)*. Tese (PhD). Toulouse: University of Toulouse.

Strub, M., Hérail, G., Darrozes, J., García-Duarte, R., Astorga, G. (2005). Neogene to Present tectonic and orographic evolution of the Beni Subandean Zone. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, 709–713. Barcelona.

Syvitski, J. P., Morehead, M. D. (1999). Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel Margin, northern California. *Marine Geology*. 154, 13–28.

Syvitski, J. P. M., Peckham, S. D., Hilberman, R. D., Mulder, T. (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*. 162, 5–24. Errata para *Sedimentary Geology*. 164, 345.

Syvitski, J. P. M., Milliman, J. D. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *The Journal of Geology*. 115, 1-19.

Syvitski, J. P. M., Cohen, S., Kettner, A. J., Brakenridge, G. R. (2014). How important and different are tropical rivers? – An overview. *Geomorphology*, 227, 5-17.

Thieme, M., Bernhard, L., Abell, R., Hamilton, S. K., Kellendorfer, J., Powell, G., Riveros, J. C. (2007). Freshwater conservation planning in data-poor areas: An example from a remote Amazonian basin (Madre de Dios River, Peru and Bolivia). *Biological Conservation*. 135, 500-517.

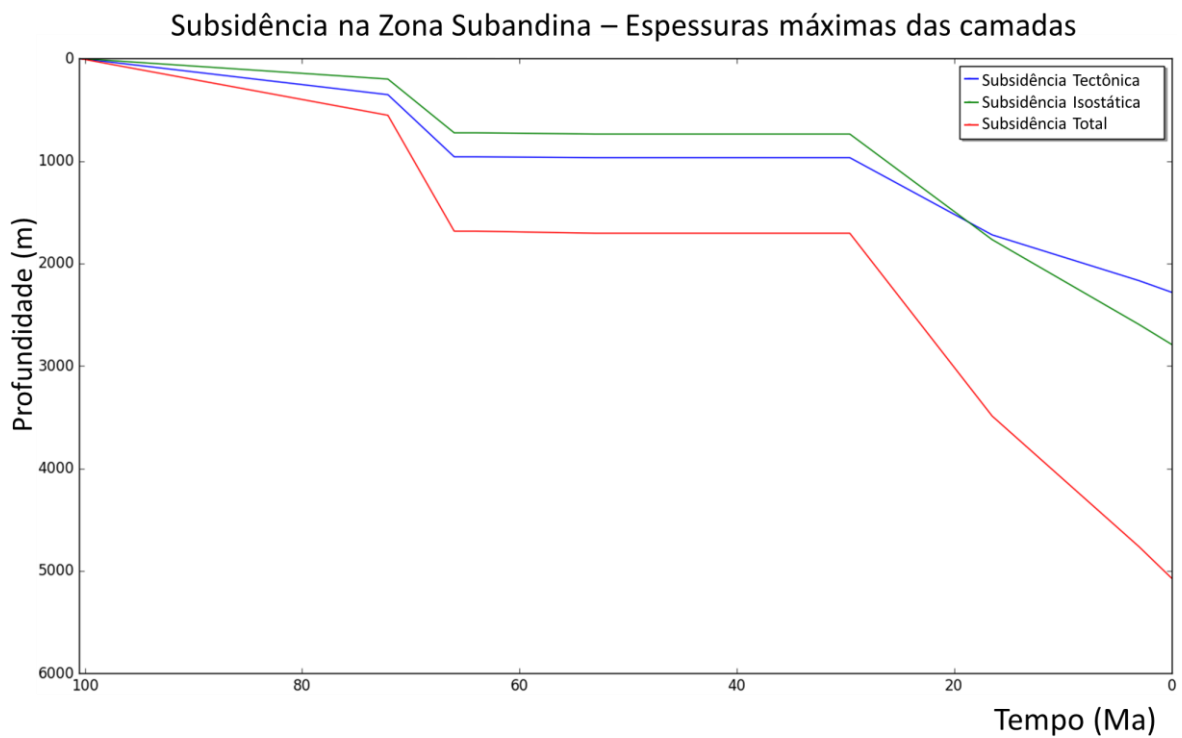
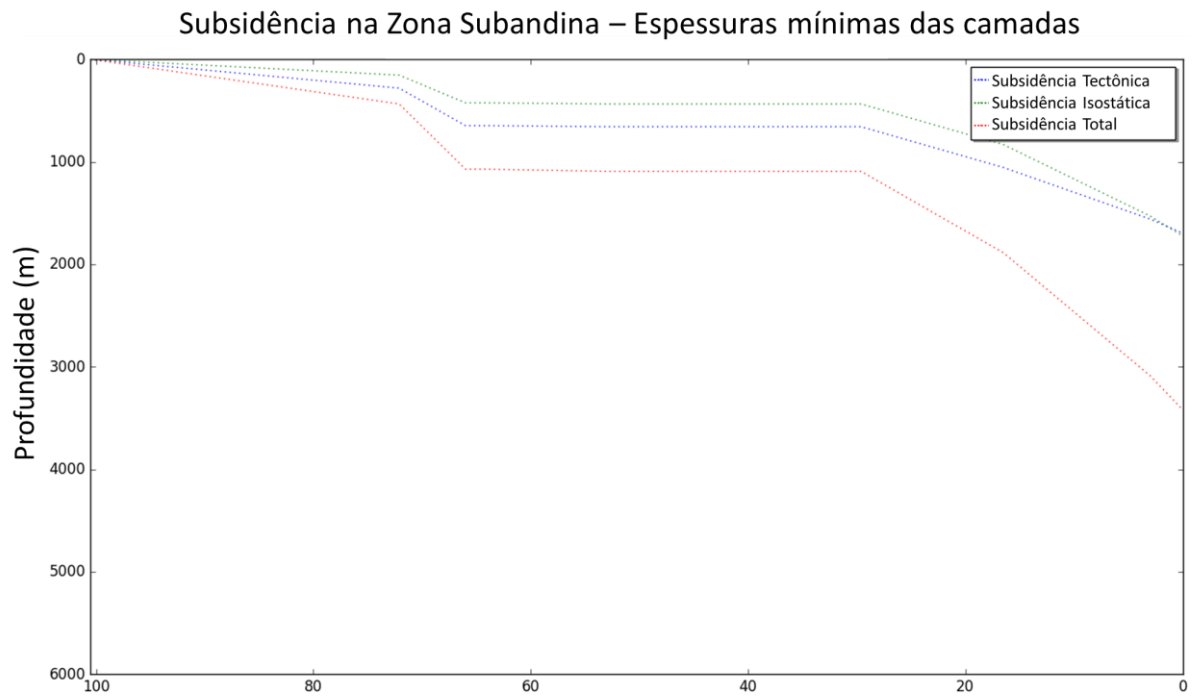
Turcotte, D. L., Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. First Edition. Cambridge. 185-198.

Valdivia, H. (1974). *Estratigrafía de la Faja Subandina de la región de Madre de Dios*. Lima: Petroperu.

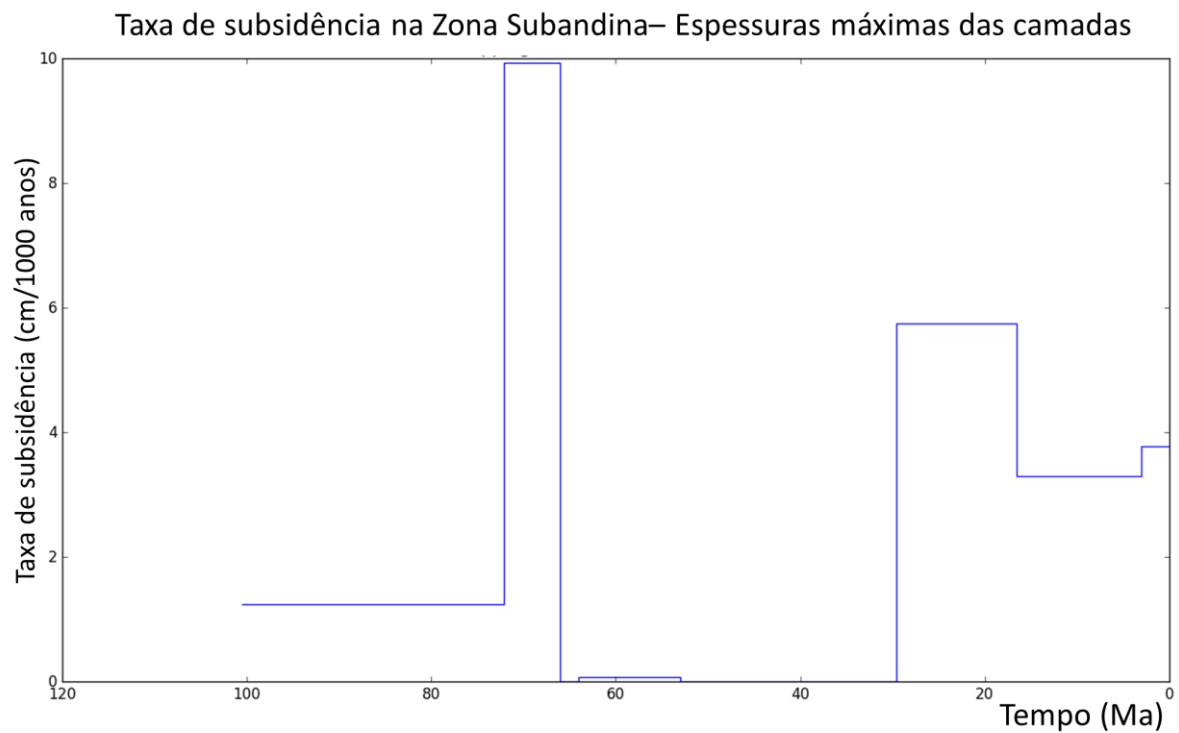
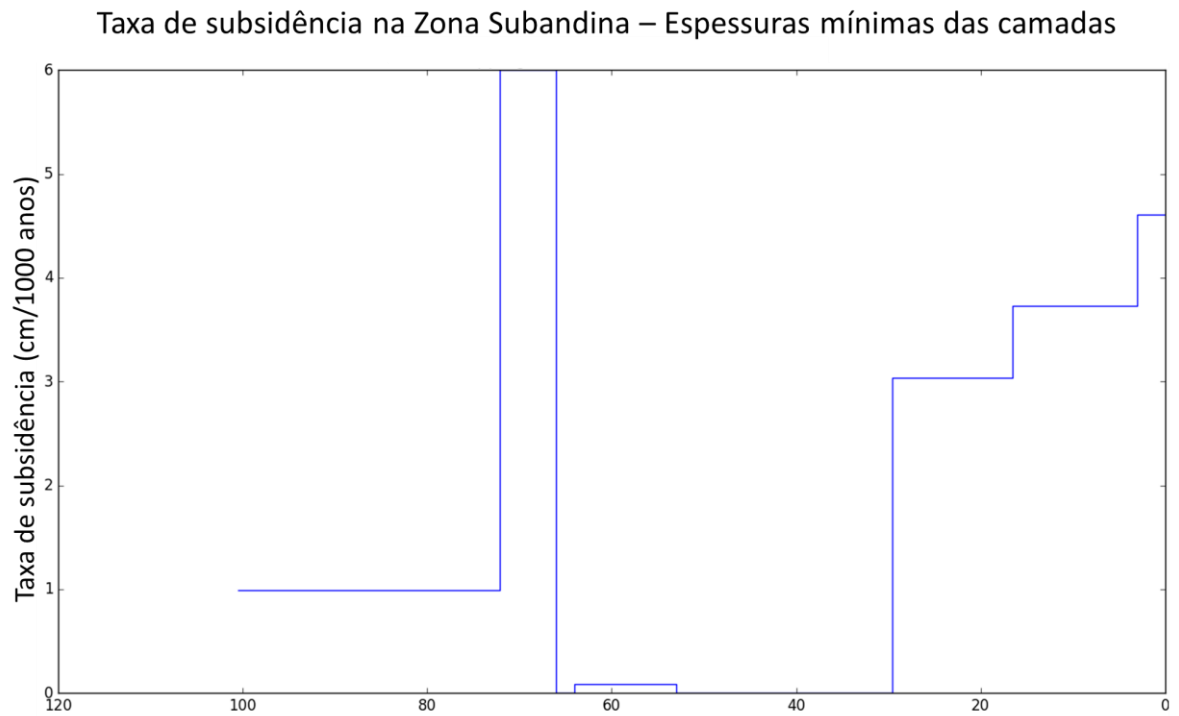
- Victor, P., Oncken, O., Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4), 1-24.
- Wangen, M. (1992). Pressure and temperature Evolution in sedimentar basins. *Geophysical Journal International*, 110, 601-613.
- Watts, A. B., Ryan, W. B. F. (1976). Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36, 25-44.
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J. (1994). Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K. J. Reutter, E. Scheuber, P. J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes* (23-48). Springer.
- Willet, S. D., Brandon, M. T. (2002). On steady state in mountain belts. *Geology*, 30(2), 175-178.
- Williams, M. D. (1949). Depósitos terciarios continentales del Valle del Alto Amazonas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 2.
- Willner, A. P., Castroviejo, B. R., Rodrigues, J. F., Acosta, J. and Rivera Feijóo, M. (2010). High pressure metamorphic conditions in garnet amphibolite from a collisional shear zone related to the Tapo ultramafic body, Eastern Cordillera of Central Peru. *XV Congreso Peruano de Geología*. Cusco.
- Wittmann, H., Blanckenburg, F., Guyot, J.-L., Maurice, L., Kubik. (2011). Quantifying sediment discharge from the Bolivian Andes into the Beni foreland basin from cosmogenic <sup>10</sup>Be-derived denudation rates. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4), 629-641.
- Xie, X., Heller, P.L. (2009) Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin*. 121, (1/2), 55–64.
- Yrigoyen, M. R. (1991). *Hydrocarbon resources of Argentina*. Buenos Aires: Argentine Petroleum Institute, 23, 38-54.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451(7176), 279–283.
- Zandt, G., Velasco, A. A., Beck, S.L. (1994). Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*. 22(11), 1003-1006.

# APÊNDICES

## Apêndice A – Subsidiência na Zona Subandina para espessuras mínimas e máximas das camadas

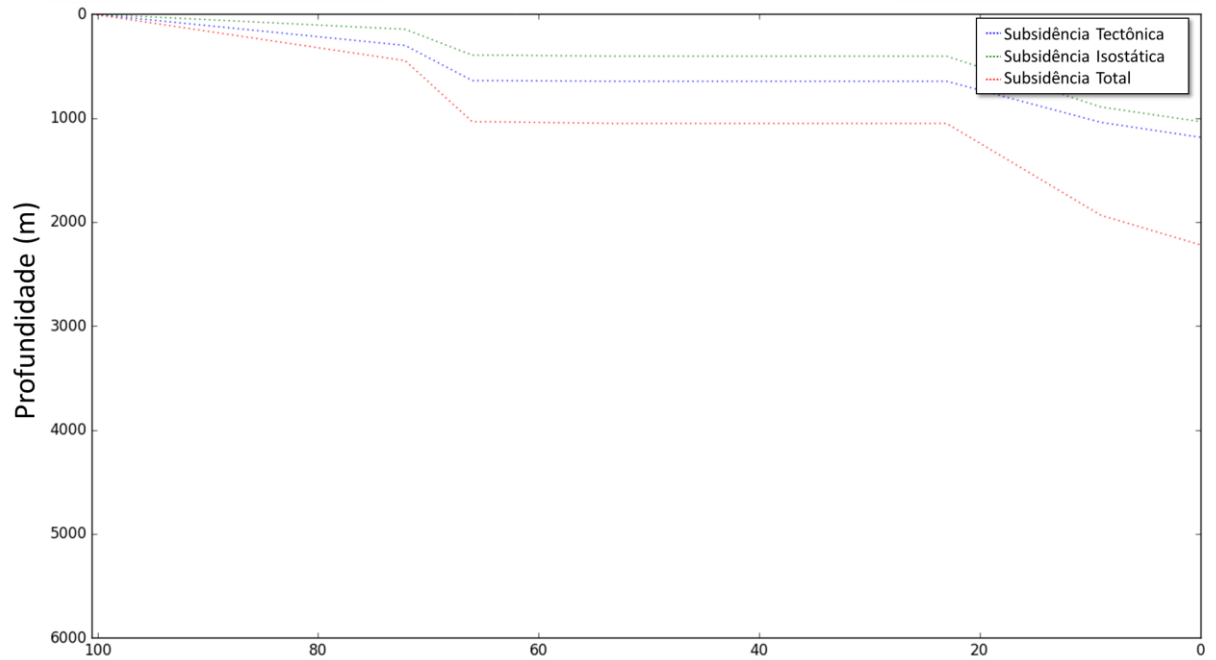


## Apêndice B – Taxa de subsidência na Zona Subandina para espessuras mínimas e máximas das camadas

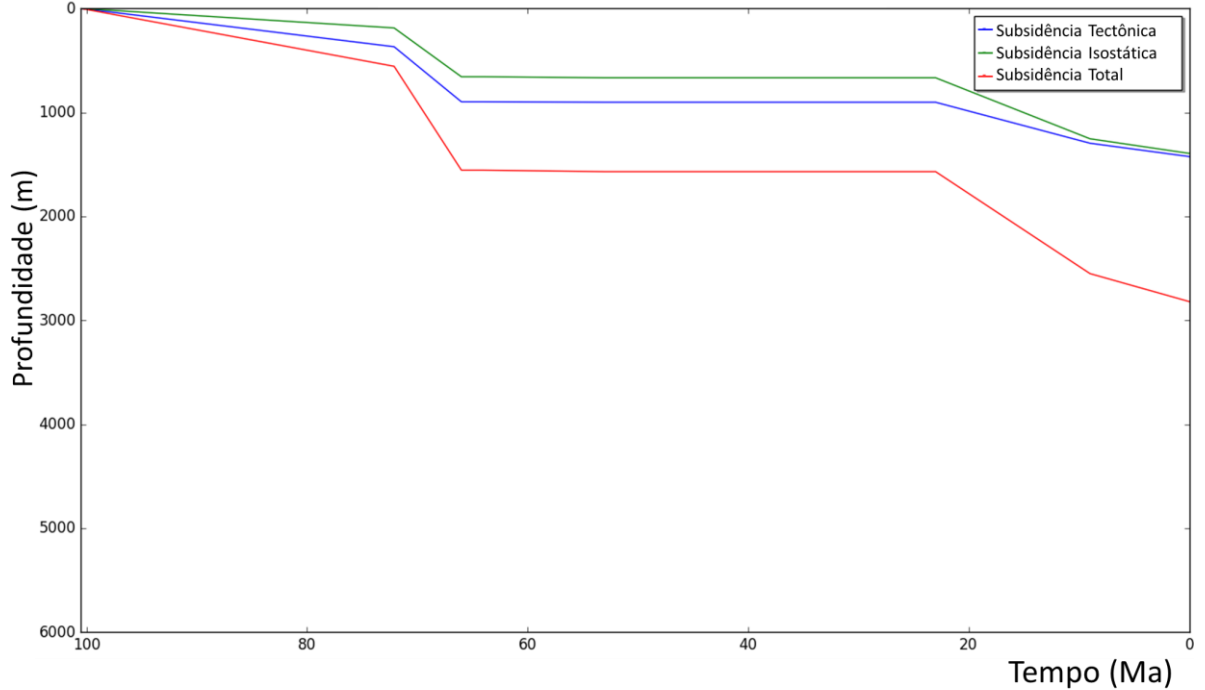


**Apêndice C – Subsidiência no *foredeep* para espessuras mínimas e máximas das camadas**

Subsidiência no *foredeep* – Espessuras mínimas das camadas



Subsidiência no *foredeep* – Espessuras máximas das camadas



**Apêndice D – Taxa de subsidência no *foredeep* para espessuras mínimas e máximas das camadas**

