

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO ESCOLA DE MINAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

EXISTE UMA INFLUÊNCIA CLIMÁTICA NA MORFOMETRIA DE BACIAS LITORÂNEAS BRASILEIRAS?

Pedro Dutra Drummond

EXISTE UMA INFLUÊNCIA CLIMÁTICA NA MORFOMETRIA DE BACIAS LITORÂNEAS BRASILEIRAS?





FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Tania Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

Vice-Diretor

Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Marco Antônio Fonseca

MONOGRAFIA

EXISTE UMA INFLUÊNCIA CLIMÁTICA NA MORFOMETRIA DE BACIAS LITORÂNEAS BRASILEIRAS?

Pedro Dutra Drummond

Orientador

Pedro Fonseca de Almeida e Val

Co-orientador

Ramon Messias Martins

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/1

OURO PRETO

2019

Universidade Federal de Ouro Preto – http://www.ufop.br Escola de Minas - http://www.em.ufop.br Departamento de Geologia - http://www.degeo.ufop.br/ Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita 35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Pedro Dutra Drummond

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

D795e

Drummond, Pedro Dutra.

Existe uma influência climática na morfometria de bacias litorâneas brasileiras? [manuscrito] / Pedro Dutra Drummond. - 2019.

41f.: il.: color; grafs; tabs; mapas.

Orientador: Prof. Dr. Pedro Val.

Coorientador: Prof. MSc. Ramon Messias Martins.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.

1. Geomorfologia. 2. Morfometria - Fatores climáticos. 3. Bacias hidrográficas. I. Val, Pedro. II. Martins, Ramon Messias. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Titulo.

CDU: 551.4

Catalogação: ficha.sisbin@ufop.edu.br

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Existe Uma Influência Climática na Morfometria de Bacias Litorâneas Brasileiras?

AUTOR: PEDRO DUTRA DRUMMOND

ORIENTADOR: Prof. Dr. Pedro Fonseca de Almeida e Val

CO-ORIENTADOR: Prof. Msc. Ramon Messias Martins

Aprovado em: 09 de julho de 2019

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Pedro F. de Almeida e Val DEGEO/UFOP

Dr. Daniel Peifer Bezerra

Msc. Fabrício Antônio Lopes Folsicio Antônio Lopes PPGECRN/UFOP

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador Pedro Val pelo apoio incondicional no qual sem ele nada disso seria possível. Ao co-orientador Ramon Messias que me ajudou durante todo o trabalho com bibliografias e formatação.

Agradeço aos meus pais Marcio e Silvana e toda minha família que me apoiaram durante todo este ciclo, me motivando e me fazendo sempre querer crescer mais.

Aos meus amigos Marcelo, Davi, Igor, Lucas e todos que estiveram comigo durante toda a graduação. Em especial Michelle que sempre me apoiou e me fez acreditar que tudo era possível.

A Laura e Adriana, e aos professores que sempre se dedicaram e me ajudaram com as diversidades. Em especial Marco Antônio e Leonardo Graça, que sem eles essa jornada não teria sido possível.

A Ouro Preto que me proporcionou experiências inesquecíveis, a geologia que me fez olhar para o mundo com outros olhos e a UFOP pela oportunidade, pelo conhecimento e financiamento.



Sumário

CAPÍTULO 1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	1
1.1. Introdução ao Tema	1
1.2. Localização e Vias de Acesso	2
1.3. Objetivos	3
1.4. Justificativa	3
CAPÍTULO 2. CONTEXTO CLIMÁTICO E GEOLÓGICO	5
2.1. Clima	5
2.2. Tectônica	7
2.3. Litologia e cobertura	8
CAPÍTULO 3. REVISÃO TEÓRICA	11
3.1. Evolução da plataforma sul americana	11
3.2. Evolução do relevo ao longo do tempo	13
3.3. Avanços teóricos na morfometria de bacias	14
CAPÍTULO 4. MATERIAIS E MÉTODOS	21
4.1. Seleção de dados	21
4.1.1. Aquisição e integração de dados litológicos	21
4.1.2. Aquisição e integração de dados de solo	21
4.1.3. Aquisição e integração de variáveis climáticas	21
4.2. Compartimentação da área de estudo	21
4.3. Correlação de parâmetros	23
4.4. Matriz de gráficos de dispersão	23
4.5. Análise morfométrica	24
4.6. Projeção do relevo	24
CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
5.1. Resultados	27
5.1.1. Análise morfométrica de bacias	27
5.1.2. Reconstrução de perfis longitudinais	30
5.2. Discussão	33
CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES	37
REFERÊNCIAS	39



Lista de Figuras

2
5
6
8
11
12
14
17
18
22
25
28
29
30
31
32
32



Lista de Tabelas

5.1	. Tabela de correlação.	28
5.2	. Valores dos coeficientes K , D e S_c	29



Lista de Equações

3.1. Taxa de incisão	15
3.2. Lei de Flint	15
3.3. Lei de Flint, concavidade normalizada	16
3.4. Relação da variável χ com a elevação	16
3.5. Descrição geométrica da bacia	17
3.6. Taxa de erosão	18
4.1. Coeficiente de Person	23
4.2. Coeficiente de Person, matriz de correlação	23
4.3. Coeficiente de Person, valores da diagonal	24
4.4. Gradiente topográfico	24



Resumo

A geomorfologia das paisagens é conhecida por registrar informações da taxa de elevação da topografia ao longo do tempo e história tectônica. Diversos estudos utilizam da morfometria da paisagem para entender como se relacionam os processos tectônicos, litológicos e climáticos em regiões tectonicamente ativas. Porém, existem poucos estudos em regiões tectonicamente inativas que buscam entender os efeitos de processos climáticos e litológicos na evolução do relevo. O presente trabalho testa relações morfométricas, climáticas e pedológicas em 67 bacias costeiras brasileiras entre as latitudes 2,75° S a 18,5 ° S e utiliza reconstruções de paleo-elevações da foz de 27 rios da mesma região para verificar a existência de outros processos que prejudiquem a interpretação da influência climática. A relação do índice de declividade (k_{sn}) e gradiente topográficos revelaram tendências distintas com a variação de precipitação das bacias, já os valores de concavidade das bacias estudadas se mostraram independentes de variações climáticas, litológicas e pedológicas. As diferenças entre as elevações atuais e as paleo-elevação da foz dos rios exibem padrões de crescimento em direção a latitudes mais baixas que podem ser provocadas por topografias pré-existentes, influencias de plumas mantélicas ou flexura da crosta induzida por erosão. Os resultados indicam que o clima pode influenciar a forma da paisagem em regiões de margem continental passiva. A análise morfométrica se mostrou uma ferramenta útil que pode ser utilizada em regiões tectonicamente inativas para o entendimento da influência do clima, porém deve ser usada com cuidado pois essas regiões, apesar de serem consideradas tectonicamente inativas podem ter sofrido influências isostáticas ou mantélicas durante sua evolução.



1.1- INTRODUÇÃO AO TEMA

O comportamento da superfície terrestre é controlado por fatores intrínsecos e extrínsecos à Terra sólida, como a tectônica e o clima respectivamente. Diversas pesquisas relacionam os fenômenos tectônicos e climáticos e suas influencias nas taxas de erosão e evolução da paisagem (Whipple 2009). Em regiões montanhosas, estas pesquisas giram em torno do balanço de massa, ou seja, taxas de erosão versus taxas de soerguimento (Whipple 2009). Nestas regiões, os processos tectônicos tendem a governar as taxas de erosão, independente das variações climáticas (Val *et al.* 2018). Já em escala global, entende-se que o clima influencia na morfologia de bacias (Seybold *et al.* 2017; Yi *et al.* 2018), o que sugere que, em paisagens onde não predominam influências tectônicas, a morfologia das bacias é dependente do clima.

As características físicas de uma bacia constituem elementos de grande importância para seu entendimento evolutivo, sendo resultado de interações entre processos tectônicos, intempéricos, pedogênicos e litológicos. Para estudo das formas de relevo, as bacias hidrográficas configuram feições importantes para modelamento da evolução da superfície terrestre. Porém apenas aspectos qualitativos não são suficientes para identificar os fatores que afetam as formas de relevo, portanto é necessária a utilização métodos quantitativos para estudo dessa natureza (Alves & Castro 2003). A análise morfométrica é um método que deduz alterações nas paisagens decorrentes da ação de processos exógenos e endógenos, a partir da quantificação de parâmetros morfométricos.

O presente trabalho utiliza Modelos Digitais de Elevação (MDEs) (Jarvis *et al.* 2008) para extrair e estimar os valores dos coeficientes morfométricos de declividade e concavidade de bacias de hidrográficas que desaguam no Oceano Atlântico ou próximo ao mesmo, e que se situam ao longo do gradiente pluviométrico do litoral brasileiro entre 2,75° S a 18,5 ° S (Figura 1.1). Para avaliar se há influência da precipitação na morfometria das bacias, busca-se a correlação entre os dados morfométricos e pluviométricos. Para quantificar influências litológicas e pedológicas também serão utilizados mapas geológicos, pedológicos e de espessura do solo.

1.2- LOCALIZAÇÃO

A área selecionada para o estudo está compreendida entre 2,75° S a 18,5 ° S (Figura 1.1) e é representada por 67 bacias litorâneas geograficamente situadas nos estados do Espirito Santo, Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Ceará e Maranhão (Figura 1.1)

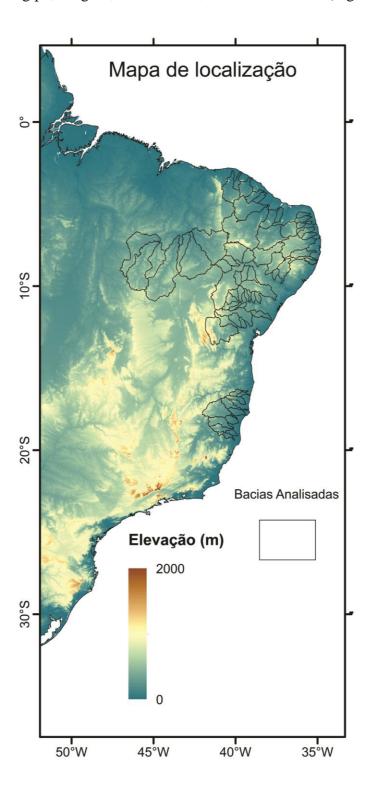


Figura 1.1. Localização e acesso da área estudada.

1.3- OBJETIVOS E HIPÓTESE

O objetivo principal do trabalho é determinar o quanto o clima influencia a morfometria de rios e bacias costeiras. Para isso, é necessário determinar se há influência tectônica ou de variações do nível do mar, em um primeiro momento, para confirmar que a morfometria das bacias reflete apenas variações pluviométricas.

O trabalho possuí como objetivos específicos:

- a. Determinar se a morfometria dos rios e bacias é influenciada pelos parâmetros:
 - I. Litologia;
 - II. Tectônica local;
 - III. Clima.
- b. Determinar se a paleo-elevação da foz dos rios é semelhante ao longo do litoral.

O estudo partirá da hipótese de que os coeficientes morfométricos de concavidade e declividade (θ e k_{sn} , respectivamente) são controlados pela taxa de precipitação. Para avaliar esta hipótese e atingir os objetivos, serão identificadas assinaturas morfométricas comuns aos perfis longitudinais dos rios através de:

- I. Computação de médias morfométricas, pluviométricas, litológicas e pedológicas por bacia;
- II. Análise de perfis longitudinais de rios.

1.4- JUSTIFICATIVA

O conhecimento dos processos e parâmetros que controlam a forma de uma bacia são essenciais para o melhor entendimento da superfície da Terra, especificamente em contexto de margens passivas, além de contribuir para melhor gestão hídrica de bacias e estudos socioambientais de vulnerabilidade de enchentes, erodibilidade de rios, etc. Para estudos geomorfológicos de longo prazo, este estudo auxilia no entendimento das mudanças de paisagem na ausência de processos tectônicos típicos de margens ativa. Isso é importante pelo fato de que processos superficiais em margens passivas podem causar pulsos erosivos e levar a mudanças no aporte sedimentar (Prince *et al.* 2011). No entanto, pouco sabe se estes processos são controlados ou não por fatores climáticos. Assim justifica-se o uso parâmetros morfométricos para descrever e quantificar processos superficiais e comparar características de diferentes bacias sedimentares.

Drummond P.D. 2019.	Existe uma	influência	climática na	a morfometria d	le bacias	litorâneas	brasileir
---------------------	------------	------------	--------------	-----------------	-----------	------------	-----------

CONTEXTO CLIMÁTICO E GEOLÓGICO

2.1- **CLIMA**

Os fenômenos e a circulação atmosférica são fortemente controlados pelas feições topográficas, vegetações e oceanos. Devido a seu imenso comprimento meridional, o Brasil exibe diferentes tipos de tempo e clima, possuindo clima tropical a semi-árido. A cordilheira Andina é a feição topográfica de maior expressão na América do Sul, estendendo-se ao longo de toda borda oeste Sul Americana e exibindo elevações superiores a 4 km, afetando o clima em escala continental, bloqueando os fluxos atmosféricos e influenciando padrões de ventos e precipitações regionais (Bookhagen & Strecker 2007).

Além da influência orográfica, a circulação anual da atmosfera no continente sul americano é fortemente ligada a variação sazonal entre a temperatura da superfície oceânica e a temperatura da superfície terrestre, a qual aumenta devido o aquecimento diferencial causado por diferentes capacidades térmicas entre o continente e oceano (Boers *et al.* 2013). A precipitação não é homogênea ao longo do continente e obedece a circulações atmosféricas presentes, como a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e a Zona de Convergência Sul Americana (SACZ) (Figura 2.1).

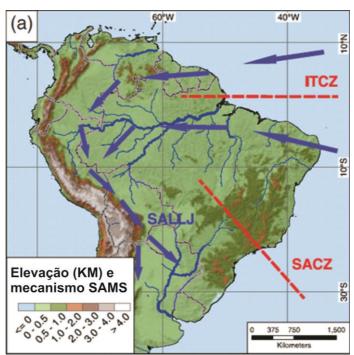


Figura 2.1: Mapa de elevação e feições climáticas da América do Sul. Adaptado de Boers et al. (2013).

A zona de convergência intertropical (intertropical convergence zone, ITCZ) corresponde a uma faixa de baixa pressão e intensa troca de ventos de baixa altitude sobre os oceanos equatoriais. Sobre a costa tropical atlântica, o ITCZ alcança o equador produzindo a temporada de chuvas no Nordeste brasileiro. É também responsável por transportar a umidade do oceano para o continente (Garreaud *et al.* 2009).

A zona de convergência do Atlântico Sul (South Atlantic Convergence Zone, SACZ), é uma faixa convectiva de precipitação que se estende a sudeste a partir do centro da bacia amazônica. A SACZ transporta a umidade vindo da troca de ventos da região amazônica tropical; a mudança na direção do fluxo atmosférico ocorre próximo a superfície, do centro-oeste para sudeste, devido a barreira topográfica andina. Além disso, possui maior intensidade no verão quando conectada com a parte central do continente, o que produz intensos episódios de chuva sobre o sudeste Americano (Liebmann *et al.* 1999).

A combinação dessas correntes atmosféricas acarreta em uma distribuição pluviométrica heterogênea na América do Sul. Portanto a pluviometria obedece às circulações impostas, como é observado na Figura 2.2. As altas taxas de precipitação durante o ano migram da região central do Brasil para o norte até o equador. Essa migração é fortemente influenciada pelas correntes ITCZ e ZACS.

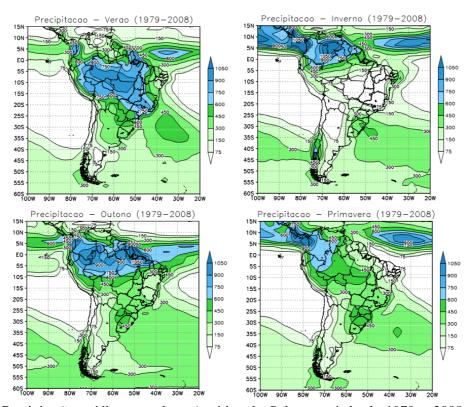


Figura 2.2. Precipitação média sazonal na América do Sul no período de 1979 a 2008. Dados do Global Precipitation Climatology Project. Adaptado de Alder *et al.* (2003)

2.2- TECTÔNICA

O continente brasileiro é parte da placa tectônica Sul Americana, a qual é delimitada a leste pela dorsal meso-oceânica atlântica de caráter extensional, a oeste pela cadeia orogênica andina de caráter compressional, a norte pela subducção da placa caribenha, de caráter compressional, e ao sul pela borda transpressiva pela placa de Scótia. Dessa forma, o continente brasileiro possui características típicas de uma tectônica intraplaca e de margem passiva.

A última orogênese registrada no território brasileiro foi o Ciclo Brasiliano, que inicia com a um regime extensional com formação de riftes entre 950 a 800 Ma. O clímax orognético tem idade Paleozoica e é caracterizado por intenso metamorfismo, tectonismo e granitogênese com idades entre 670 a 550 Ma. O ciclo termina com o colapso orogenético e transição para um novo regime extencional entre 510 a 490 Ma (Almeida *et al.* 1973).

Após o Brasiliano, o território brasileiro não sofreu influência de grandes eventos tectônicos, mas sofre de eventos menores considerados neotectônicos. O termo neotectônico de acordo com a Comissão de Neotectônica INQUA (International Union for Quaternary Research) considera como neotectônica: "quaisquer movimentos ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente da idade", ou seja, não há limite temporal definido.

O Brasil possuí quatro regiões em que é notado grandes influências da neotectônica. (1) Bloco nordeste setentrional; (2) os blocos montanhosos da serra do Mar e Mantiqueira; (3) baixada da planície Amazônica; (4) extremidade oeste da Amazônia (Saadi 2013).

- (1) A região nordeste apresenta uma das maiores sismicidade do país, possuindo soerguimentos periódicos, flexura continental e falhamentos transcorrentes. De maneira geral, o nordeste brasileiro é representado por um domeamento crustal de escala regional iniciado no Eoceno-Oligoceno (Saadi 2013). A partir dos grandes lineamentos nordestinos, originados do prolongamento das zonas de fraturas oceânicas, formam-se ondulações morfológicas e estruturais (Melo *et al.* 1978).
- (2) A região sul e sudeste possuem diversos trabalhos sobre as atividades tectônicas cenozoicas, porém são áreas com contextos geomorfológicos diferentes impossibilitando uma síntese definitiva. Em destaque, Almeida (1976) caracterizou o "sistema de Rifts da Serra do

Mar" instalado a partir do Oligoceno e gerado por reativações da Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul.

- (3) A planície amazônica é interpretada como uma estrutura em flor resultado da interação entre as placas Sul-Americana, Nazca e Caribenha (Igreja 1999). Silva *et al.* (2007) documentou a existência de um sistema transcorrente de Riedel com falhas normais NW-SE controlando a posição de alguns rios. Rosseti (2014) descreveu diversos sistemas de falhas com orientações variadas ao longo do norte brasileiro. Apesar de várias evidências de falhas que afetam a paisagem, pouco se sabe sobre o mecanismo que as controla.
- (4) A extremidade oeste da Amazônia a sismicidade é associada a subducção da placa de Nazca e ao orógeno andino.

Segundo esses estudos a costa brasileira registra diversos fenômenos neotectônicos, principalmente na região nordeste, podendo interferir nas bacias estudadas e afetando os resultados. Sabemos que a costa Sul-Americana é relativamente estável tectonicamente, apresentando apenas pequenos movimentos neotectônicos. Possíveis efeitos de soerguimento neotectônico serão detectados através de análise de perfis longitudinais e dados Log-S vs Log-A (Figura 2.3). Caso se constate a influência de falhas, a bacia não será utilizada para analise aqui proposta.

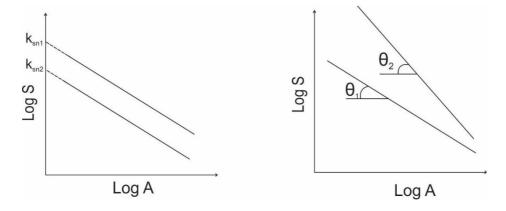


Figura 2.3. Análise de perfis longitudinais e dados Log-S vs. Log-A a serem realizadas.

2.3- LITOLOGIA E COBERTURA

As regiões foram separadas levando em consideração as taxas pluviométricas. Porém as litologias e solos são importantes para as analises morfométricas, pois estão intrinsecamente ligadas ao coeficiente de erodibilidade da rocha (*K*), a concavidade e a

declividade local dos canais (Whipple & Tucker 1999). Neste tópico, serão descritos sucintamente as litologias e solos predominantes na região, assim como sua espessura, para estimar variações relativas de K (se os substratos são mais ou menos resistente).

Área Sudeste – Constituída de depósitos cenozoicos detríticos pobremente selecionados (cascalho areia a argila), intrusões graníticas neoproterozoicas, xistos e quartzitos. No entanto, há um predomínio a litologia granítica. Os solos presentes na área Sudeste são principalmente argissolos, latossolos vermelhos e mais próximo as cabeceiras, neossolos. A espessura varia de 10 m próximo a foz e 5 metros nas cabeceiras.

Área Nordeste — Constituída basicamente por ortognaisses e granitos paleoproterozoicos, intrusões graníticas neoproterozoicas de médio a alto potássio, e mais a sul quartzitos e depósitos cenozoicos mal selecionados. Os solos das bacias da região nordeste são constituídos principalmente por planossolos háplicos, com ocorrências de latossolos. A espessura varia entre 3 a 10 m, predominando solos menos espessos.

Área Norte – Constituída por arenitos conglomeráticos, arenitos argilíticos (ambiente desértico fluvial), arenitos arcoseanos, arenitos ferruginosose sedimentos cenozoicos. Os solos pertencentes a regiões mais ao sul são mais variado, possuindo porções de neossolo quartzarênico, latossolo e planossolo. Já na porção mais ao norte na região do rio Itapicuru o solo é basicamente constituído por latossolos. A espessura média do solo nessa região varia de 8 a 15m.

A predominância de litologias de constituição granítica entre as bacias no sudeste e nordeste é vantajosa para a comparação entre as mesmas, uma vez que devem possuir um coeficiente de erodibilidade (*K*) semelhantes. A variação nas bacias ao norte, onde predominam litologias areníticas, pode oferecer complicação para comparações geomorfológicas, devido aos diferentes valores de *K*. Porém, essas bacias serão mantidas, pois suas taxas pluviométricas são cerca de duas vezes maiores que as maiores taxas de pluviosidade das outras regiões analisadas.

Drummond P.D.	2019	Existe uma	influência	climática na	a morfometria de	hacias	litorâneas	brasileir
Diummonu i .D.	201 <i>)</i> .	Laiste uma	mmuchicia	Cillinatica in	a momonicura u	, vacias	morancas	urasmen

3.1- EVOLUÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

A plataforma Sul-Americana é uma entidade tectônica cuja sua individualização remonta ao cretáceo (Almeida 1967). Os registros estruturais indicam quatro episódios de aglutinação e dispersão de massas continentais de antigos crátons, entre o Pré-Cambriano e Paleozoico (Almeida *et al.* 2000).

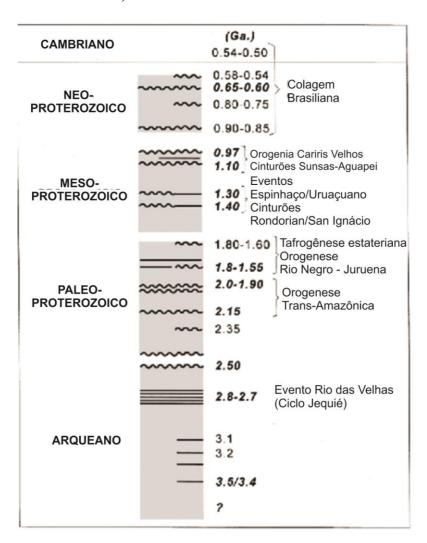


Figura 3.1. Principais eventos do embasamento da plataforma sul américa, do mais novo para o mais velho (Brito Neves 1999).

A primeira aglutinação ocorreu entre 2,2 a 1,8 Ga com colisões de diversas massas continentais culminando na formação do supercontinente Atlântida (Brito Neves 1999). Seguido do processo de aglutinação, ocorreu a fissão do supercontinente, entre 1,8 a 1,6 Ga, dividindo-o em vários fragmentos.

O segundo processo de aglutinação pode ter ocorrido no paleoproterózoico e mesoproterózoico entre 1,45 a 0,97 Ga, resultando no supercontinente Rodínia.

O terceiro episódio de aglutinação inicia-se com tafrogênese do Toniano (~850Ma) e sua consolidação completa no Eo-ordoviciano (~500Ma), resultando na formação do supercontinente Panotia, formado por Gondwana e Laurásia (Brito Neves 1996). A concepção de "Pannotia" (*i.e.* "todos os terrenos ao sul"), diz respeito ao fato de que os continentes Laurasia, Gondwana Ocidental e Gondwana Oriental estavam colocados no hemisfério Sul (Stump 1987, Powell 1995). Esse evento é conhecido como Orogênese Brasiliana (Schobbenhaus *et al.* 1984). Esse evento reuniu o bloco continental Gondwana que hoje representa partes da América do Sul, África, Austrália, Antártica e Índia (Trompette 1994). Após a Orogênese Brasiliana, parte do que hoje é a América do Sul passou por um momento de calmaria tectônica que durou até o final do Jurássico.

O quarto e último evento de aglutinação ocorreu no final do Paleozoico, aproximadamente 230Ma, com a orogênese que deu origem ao supercontinente Pangeia (Windley 1995). Esse evento não se manifestou de forma expressiva no território brasileiro, pois Gondwana não se fragmentou ao curso da dispersão pós-brasiliana. Durante o Triássico Superior inicia-se a implantação do oceano Atlântico sul por eventos de desarticulação (Figura3.2) marcados por intenso vulcanismo (Brito Neves 1999).

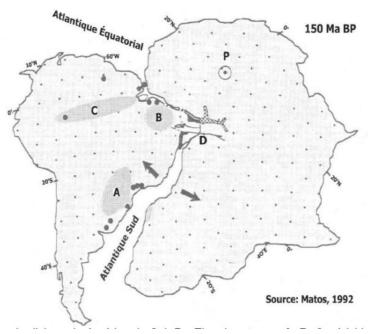


Figura 3.2. Divisão da América do Sul evidenciando atividades vulcânicas entre o período jurássico superior e cretáceo inferior (A, B, C). As bacias intracratônicas da fase rifte foram colorido de cinza escuro.

3.2- EVOLUÇÃO DO RELEVO AO LONGO DO TEMPO

As margens continentais passivas são resultantes de processos de rifteamento que levam a ruptura continental e abertura de oceanos. A margem continental rifteada passa por modificações em sua topografia ao longo do tempo a partir dos processos superficiais e efeitos isostáticos resultantes, que progridem em direção ao continente (Gilchrist & Summerfield 1990). Existem margens passivas caracterizadas por baixas e altas elevações (Gilchrist & Summerfield 1990). As margens de baixa altitude aumentam gradualmente em direção ao interior continental. Já as margens de grande altitude possuem um flanco elevado que separa o grande escarpamento costeiro do interior continental menos elevado (Gilchrist & Summerfield 1990). Gilchrist & Summerfield (1990) afirmam que durantes os estágios iniciais de rifteamento a margem continental sofre a maior parte de sua erosão ao longo do tempo, resultando no recuo paralelo da escarpa em direção ao interior contiental. Portanto, em margens continentais passivas maduras, como é o caso do Brasil, espera-se que a maior parte do seu desmonte erosivo, principalmente relacionado ao seu processo de soerguimento inicial, já tenha ocorrido.

Para explicar a evolução do relevo, diversas teorias unificadoras foram propostas para ambientes tectonicamente ativos e inativos (Figura 3.1). Davis (1899), propôs a teoria do ciclo geomórfico que se baseia em três fases no processo de evolução de relevo, sendo esses: (1) a juventude, na qual o início do soerguimento de massas continentais resulta em altitudes elevadas e processos denudacionais intensos; (2) a maturidade, na qual processos erosivos são controlados pela ação fluvial de incisão vertical de seus talvegues e (3) a senilidade em que a contínua ação fluvial gera desmoronamentos nas vertentes adjacentes tornando a superfície aplainada. Já Penck (1953), sustentava que a evolução do relevo era resultado dos processos endógenos e que o cessar do soerguimento era mais gradual que o defendido pelo modelo de Davis (1899). Hack (1960) propôs o equilíbrio dinâmico entre os processos que constroem e os que destroem a topografia, ou seja, processos endógenos e exógenos. Diferentemente dos outros autores, Hack (1960) sustentava que a denudação pode preservar as formas de relevo existentes a depender de fatores como soerguimento e resistência erosiva do substrato rochoso.

Estes modelos de evolução da paisagem não consideram a influência variável do clima ao longo do período pós-soerguimento. Além disso, esses modelos não foram testados de forma rigorosa em regiões continentais tectonicamente inativas, como no Brasil. Estudos

recentes indicam que paisagens podem perdurar por dezenas de milhões de anos inalteradas (Vasconcelos & Carmo 2018). Com essas considerações, e sabendo que climas diferentes podem influenciar os processos superficiais de diferentes maneiras (Tucker & Slingerland, 1997), este trabalho pode contribuir para o entendimento da maneira com que o clima pode modificar a forma do relevo em regiões de margem passiva.

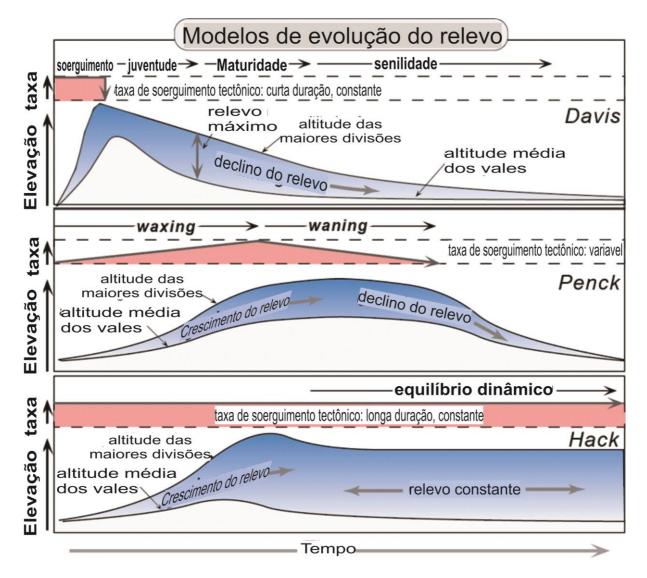


Figura 3. 3: Modelos de evolução propostos por Davis (1899), Penck (1953) e Hack (1960). Figura de Burbank & Anderson (2012).

3.3- AVANÇOS TEÓRICOS NA MORFOMETRIA DE BACIAS

As características físicas e bióticas de uma bacia hidrográfica controlam os processos hidrológicos, influenciando a infiltração, o escoamento superficial e subsuperficial, a evapotranspiração, etc. (Lima 1986). As formas de relevo são controladas principalmente pelas taxas de denudação e taxa de sedimentação. As características da rede de drenagem de

uma bacia, ou seja, declividade, extensão, largura e forma do canal, refletem os processos motrizes de evolução geomórfica como o clima, tectônica e litologia presentes (Lima 1986).

Para o estudo do modelado das formas de relevo terrestres é necessário a utilização de métodos quantitativos que investigam as interações entre os processos físicos por meio de análises morfométricas. O conhecimento sobre a influência entre o clima, tectônica, e a evolução da paisagem, permite prever a taxa de incisão de um rio sob condições de equilíbrio. Portanto, é necessário o conhecimento da mecânica dos processos erosivos no leito dos rios, incluindo diferentes processos de incisão fluvial como: (1) Abrasão pelo movimento (e consequente fricção) de sedimentos sobre o leito do rio; (2) arrancamento do leito por forças hidráulicas; e (3) danos causados por bolhas de cavitação (causada por violenta implosão de pequenas bolhas).

A taxa de incisão de um rio, ou taxa de erosão, considerando uniformes a litologia e o clima, pode ser expressa em função do cisalhamento basal, através da equação 3.1 (Howard & Kerby 1983; Howard *et al.* 1994):

$$E=KA^{m}S^{n}$$
 (eq. 3.1)

onde S é o gradiente local do canal, A é a área das drenagens, K é uma constante que incorpora as taxas de incisão de processos relacionados ao substrato, clima, vazão, e largura do rio, indicando a eficiência erosiva, e os coeficientes m e n são positivos e tem relação com a forma do canal e processos de incisão específicos.

Existe uma extensa literatura que caracteriza as formas de perfis longitudinais de rio. Para rios considerados em condição de equilibro estes são descritos por uma relação entre o gradiente do canal e a área da drenagem a montante, conhecida como a lei de Flint (Flint, 1974) expressa na equação 2:

$$S = K_s A^{-\theta}, \qquad (eq. 3.2)$$

onde k_s , θ são variáveis referidas como, respectivamente, coeficiente de declividade do canal (*channel steepness index*) e índice de concavidade do canal (*channel concavity index*). Analisando esta relação, nota-se que a declividade diminui com o aumento da área da drenagem, descrevendo um perfil longitudinal côncavo sendo a mudança de gradiente do rio controlada por θ .

Estudos conduzidos por Tucker (2004) e Whipple & Tucker (1999) em leitos rochosos, sugerem que o índice de concavidade é fortemente controlado pelo aumento de descargas e largura do rio e a frequência e extensão de rocha exposta no leito do rio. Supondo um ambiente em equilibro, em que a taxa de soerguimento é igual a taxa de erosão, pode-se

dizer que a concavidade não depende do clima, litologia e tectônica. Na área de estudo, o gradiente climático pode influenciar a espessura do solo, que por sua vez pode controlar tanto os parâmetros hidrológicos como a variação de resistência à erosão, em que ambos podem causar variações sistemáticas do índice de concavidade (Harel *et al.* 2016).

Tendo o índice de concavidade como constante em ambientes estáveis e independente de fatores climáticos, litológicos e tectônicos, o coeficiente de declividade (k_s) se torna uma métrica que indica o controle destes fatores. Entretanto, pequenas variações na concavidade ocasionam grandes mudanças nos valores do coeficiente de declividade, impossibilitando cálculos de regressões lineares, importante para o cálculo do k_s . Portanto criou-se valores de referência para índice de concavidade (equação 3) que possibilitam comparação de bacias de diferentes ambientes:

$$S = k_{sn}A^{-\theta ref}.$$
 (eq. 3.3)

Perfis longitudinais de rios muitas vezes não se encontram em estado de equilíbrio. Neste contexto, existem os *knickpoints*, que nada mais são que descontinuidades onde há variação na inclinação do canal, como cachoeiras e corredeiras. Existem dois tipos de *knickpoints*: (1) de degrau vertical e (2) de quebra de gradiente. O *knickpoint* de degrau vertical é definido por um uma variação abrupta da altura do rio de maneira vertical e associado normalmente a mudanças litológicas (Figura 3.3). O knickpoint de quebra de gradiente, por sua vez, é definido por uma mudança abrupta no gradiente do canal e é geralmente associado a processos que alteram o nível de base dos rios. A quantificação de *knickpoints* permite estimar mudanças nos níveis de base locais e evolução do perfil do canal em períodos de desequilíbrio.

Recentemente, ganhou-se força a realização desta análise pelo método de χ (chi) (Perron & Royden, 2012). Por exemplo, a relação entre a variável χ e a elevação descrevem uma reta quando em situação de equilíbrio, identificável em análise de gráficos χ -z e descritas pela equação:

$$z(x) = z(x_b) + {\binom{U}{KA_0}}^{\frac{1}{n}} \cdot \chi,$$
 (eq. 3.4)

em que z(x) é a elevação em função da distância (x), $z(x_b)$ é a elevação do nível de base, A_0 é uma constante (geralmente determinada como 1), o termo entre parênteses é equivalente ao k_{sn} descrito a cima (coeficiente angular da curva), e χ é uma coordenada horizontal com dimensões de comprimento definida pela equação:

$$\chi = \int_{x_b}^{x} \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}}$$
 (eq. 3.5)

em que x é o a distância ao longo do rio em metros, A(x) é a variação de área de drenagem ao longo da rede de drenagem, m e n são os expoentes da lei erosiva introduzida a cima (lembrando que m/n é a concavidade do canal) e dx é o intervalo de distância em que chi é computado.

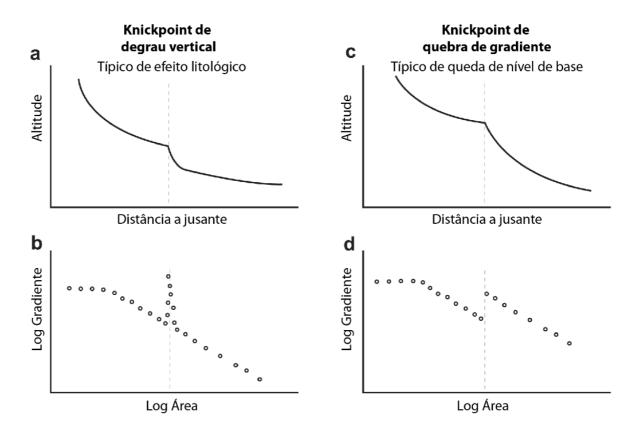


Figura 3. 4: Gráficos realçando os diferentes tipos de knickpoints e suas diferentes formas de interpretação. Adaptado de Whipple *et al.* (2013).

Nesse estudo, propõe-se testar a hipótese de que ambos os coeficientes k_{sn} e θ variam de acordo com a precipitação. Para Aalto *et al.* (2006) climas úmidos e com tempestades estão associados a menores valores de k_{sn} . A variação do índice de concavidade está relacionada à morfologia dos canais e ao substrato rochoso, os quais podem ser controlados pelo clima, que em regiões com maior precipitação tende a possuir maiores valores de concavidade, como mostrado na Figura 3.4 e determinado em análises multivariadas globais (Harel *et al.* 2016).

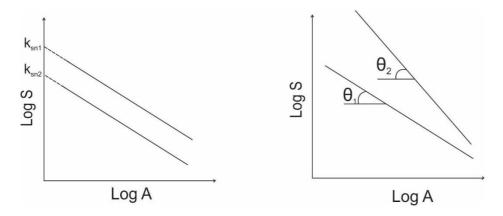


Figura 3. 5: Gráfico da variação dos índices de declividade e concavidade. k_{sn1} e theta1 representam ambientes com menores taxas de precipitação.

As taxas pluviométricas e tendências climáticas podem interferir na eficiência da erosão (Forte *et al.* 2016). Eficiência de erosão é uma constante que determina a resistência litológica frente aos processos erosivos (Whipple & Tucker 1999).

A taxa de erosão (E) e o k_{sn} são relacionáveis (Lague 2013), como mostrado na equação 3.6:

$$E = K (k_{sn})^n$$
 (eq. 3.6)

onde K é a eficiência de erosão n é o expoente da inclinação, usado também na concavidade. O parâmetro da eficiência de erosão incorpora efeitos do clima e litologia enquanto o expoente *n* reflete uma mudança na dependência que processos erosivos (*e.g. detatchment-limited*) ou variabilidade de eventos de baixa frequência (ex: tempestades e inundações) (Whipple 2004).

Além dos parâmetros k_{sn} e θ para análise do relevo, Forte *et al.* (2016) seguindo trabalhos de Roering *et al.* (2001, 2007) propôs uma relação entre os parâmetros eficiência erosiva (K), gradiente de repouso (S_c), o gradiente médio da bacia (S_{avg}), e um coeficiente de difusão que descreve o transporte de massa em vertentes (D). O parâmetro eficiência erosiva (K), já foi discutido anteriormente. O parâmetro gradiente de repouso (S_c) é o valor de gradiente onde inicia-se processos de deslizamento de massa (Roering *et al.* 2001), ou seja, quanto maior o valor de Sc, mais estável é uma vertente (e.g., Burbank *et al.* 1996). Aumentos em D, portanto, resultam em um pico no fluxo de sedimentos das encostas, sugerindo que um aumento causado pelo clima pode causar assoreamento em canais fluviais.

Em áreas onde não há dados sobre taxas de erosão, é possível combinar os parâmetros Savg e ksn para inferir variações espaciais nas taxas de erosão (Ouimet *et al.* 2009; Forte *et al.* 2016). Forte *et al.* (2016) propôs ainda que se os parâmetros de eficiência erosiva fluvial (K) e de encostas (D, S_c) são influenciados pelo clima e litologia de forma diferente, então, ao

relacionarmos K_s com S_{avg} , que em grandes escalas, poderemos inferir a influência do clima e da litologia na morfologia das bacias analisadas. Essa relação é mostrada na Figura 3.6.

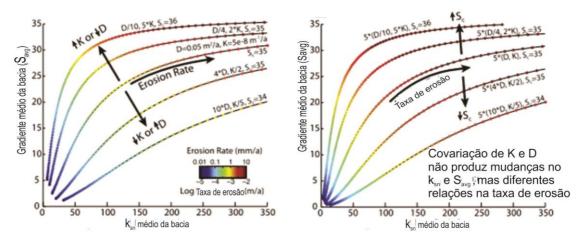


Figura 3. 6: Diferentes inclinações da curva gerada por diferentes valores de K e D.

4.1- SELEÇÃO DE DADOS

4.1.1- Aquisição e integração de dados litológicos

A área estudada possuí dimensões continentais, portanto, foi utilizada a carta geológica do Brasil ao milionésimo para a análise litológica, confeccionado pela CPRM. Como a litologia é muito variada nas bacias analisadas e de difícil comparação, a mesma foi simplificada para o estudo. A integração dos dados e cálculos de porcentagem foram realizados através do programa *TopographicAnalysisKit* (Forte & Whipple 2018).

4.1.2- Aquisição e integração de dados de solo

O estudo fez uso da classificação de solos do Brasil realizado pela Embrapa. E dos dados de espessura de solo globais confeccionado por SoilGrid. A integração dos dados e cálculos de porcentagem foram realizados através do programa *TopographicAnalysisKit* (Forte & Whipple 2018).

4.1.3- Aquisição e integração de variáveis climáticas

Foi processado dados de precipitação do programa Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) entre os anos de 1977 a 2006. Foram utilizados dados do sensor 3B31 associado com um perfil de precipitação combinado entre o Precipitation Radar (PR) e TRMM Microwave Omager (TMI). Foram extraídos valores pixel-a-pixel e também valores médios das variáveis climáticas para cada bacia hidrográfica analisada.

4.2- COMPARTIMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange grande parte da costa brasileira, porém, para facilitar a execução do estudo e a comparação das bacias a área foi dividida em três grandes domínios a partir dos dados pluviométricos usando o software *ArcGIS* e separando as bacias com base em dados pluviométricos.

A divisão realizada segue os seguintes atributos:

- a- Área sudeste: taxas pluviométricas anuais variando em torno de 1000 a 1200 mm
- b- Área Nordeste: taxas pluviométricas anuais variando em torno de 500 a 800 mm
- c- Área Norte: taxas pluviométricas anuais variando de 1300 a 2700 mm.

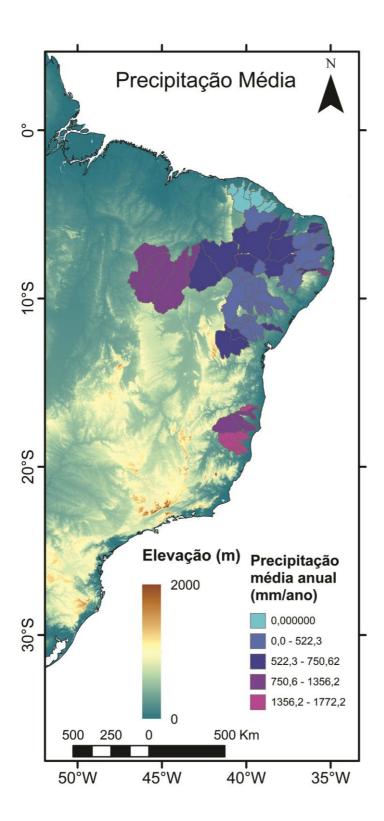


Figura 4.1. Mapa contendo a precipitação média das bacias estudadas.

Para cada área foram definidos a litologia predominante com base na carta geológica Brasil ao Milionésimo produzida pela CPRM (2004), o solo dominante através do mapa de solos do brasil produzido pela EMBRAPA (2011), e a espessura dos solos obtidos através da plataforma SoilGrid.

4.3- CORRELAÇÃO DE PARÂMETROS

Para quantificar as relações de diferentes parâmetros foi construída uma tabela e aplicado o coeficiente de Pearson (ρ), que permite avaliar se há uma dependência linear entre os parâmetros. O coeficiente de correlação de Pearson é uma medida de suas dependências lineares e assume valores entre -1 e 1. Quando ρ =1 é dito uma correlação perfeita entre duas variáveis, ρ =0 quando as variáveis não dependem linearmente uma da outra, ρ =-1 quando uma variável possuí uma correlação negativa perfeita, equivalente ao inversamente proporcional. Matematicamente temos:

$$\rho(A,B) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{A_i - \mu_A}{\mu_A} \right) \left(\frac{B_i - \mu_B}{\mu_B} \right),$$
 (eq. 4.1)

Onde μ_A e σ_A são o desvio médio e desvio padrão, respectivamente, de A, e μ_B e σ_B são o desvio médio e desvio padrão de B.

A matriz de correlação de coeficientes de duas variáveis aleatórias é a matriz de correlação de coeficientes de cada par de combinações.

$$R = \begin{pmatrix} \rho(A,A) & \rho(A,B) \\ \rho(B,A) & \rho(B,B) \end{pmatrix},$$
 (eq. 4.2)

Como A e B sempre são diretamente correlacionáveis com eles mesmos, os valores da diagonal são 1, temos:

$$R = \begin{pmatrix} 1 & \rho(A,B) \\ \rho(B,A) & 1 \end{pmatrix}.$$
 (eq. 4.3)

4.4- MATRIZ DE GRÁFICOS DE DISPERSÃO

O desenvolvimento dos gráficos de correlação entre as variáveis analisadas foi realizado através do programa TopographicAnalysisKit (Forte & Whipple 2018). Se tratam de uma grade bi-plot em que, neste estudo, relaciona os valores médios de variáveis morfométricas de uma bacia hidrográfica (*e.g.*, *k_{sn}*, gradiente topográfico, declividade, etc.) com valores de precipitação e espessura do solo, buscando regressões com polinômios de ordem *n* para comportamento não-linear. Em resumo, trata-se de uma representação gráfica de uma tabela de correlação de Pearson. As posições da matriz onde os valores são comparados entre si, é exibido um histograma para visualização de sua distribuição.

4.5- ANALISE MORFOMÉTRICA

Todos os parâmetros morfométricos foram extraídos a partir de modelo de digital de elevação (MDE) produtos *do Shuttle Radar Topographic Mission* com resolução de 90 m disponíveis em http://www.opentopography.org. Utilizando métodos padrões com a ferramenta TopoToolbox, foram extraídos do MDE: as direções de fluxo e as grades de acumulação de fluxo utilizando rotinas padronizadas (Schwanghart & Scherler 2014). Utilizando o programa *TopographicAnalysisKit* (Forte & Whipple 2018), desenvolvido em linguagem MATLAB, e fazendo uso do software TopoToolbox, foi possível calcular os valores médios de k_{sn} , concavidade, elevação, desnível altimétrico, além de integrar valores de precipitação, litologia e solo para cada bacia. 'Os dados de elevação, portanto, utilizam os valores de extraídos de cada pixel do MDE.

Para uma avaliação mais aprofundada da influência climática na topografia, foi realizada a análise de gradiente topográfico e k_{sn} . A análise é feita com base em na relação potencial entre a taxa de erosão, k_{sn} e gradiente da encosta (Forte *et al.* 2016), dada por:

$$z(x) = \frac{S_c^2}{2\beta E} \left[\sqrt{D^2 + (2\beta Ex/S_c)^2} - D \ln \frac{\sqrt{D^2 + (2\beta Ex/S_c)^2}}{2\beta E/S_c} \right], \quad (eq. 4.4)$$

Onde $\beta = (\rho_r / \rho_s)$, onde ρ_r e ρ_s são as densidades das rochas e sedimentos, S_c é um gradiente limitante, e D é um coeficiente de difusão. Com base nas médias obtidas, realiza-se uma regressão dos dados no software TopographicAnalysisKit para obter uma solução à equação que melhor descreva as tendências observadas, produzindo assim valores aproximados de D, K e S_c (Forte & Whipple 2018).

4.6- PROJEÇÃO DO RELEVO

Para reconstruir o paleo-relevo a partir de perfis longitudinais de rios das áreas estudadas, foi utilizado o software *TopographicAnalysisKit*. Foram escolhidas porções dos rios a serem projetadas pelo método *chi-z* (Capítulo 3), escolhendo-se segmentos retilíneos próximos a cabeceira e que possuem knickpoints claros em gráficos *chi*, indicando isolamento entre poções erodidas e porções preservadas da paisagem. Ao todo, foram analisados 27 perfis longitudinais de rios entre 1°S e 11°S. A diferença altimétrica entre a foz dos perfis longitudinais projetados e dos atuais é uma medida do total de erosão (ou soerguimento) que se decorreu ao longo do tempo.

Foi construída uma tabela contendo as diferenças de cota da foz e elaborado um gráfico relacionando essa diferença com a latitude da foz do rio. Utilizando o mesmo

programa foi possível extrair também as localizações geográficas, e utilizando o programa ArcGIS e CorelDraw foi confeccionado a Figura 5.

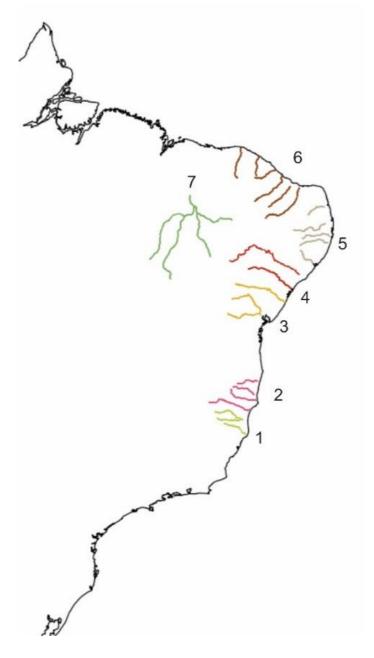


Figura 4.2. Mapa de localização dos perfis de rio projetados. A numeração indica a que perfil está relacionado cada conjunto de rios.

5.1 RESULTADOS

5.1-1. Morfometria média de bacias

Foram coletadas médias morfométricas de 67 bacias costeiras (anexo) entre as latitudes 2,75° S a 18,5° S. Os dados foram organizados em tabelas e gráficos para identificar as correlações existentes entre variáveis climáticas, geológicas, pedológicas e topográficas. Coeficientes de Pearson entre todas as variáveis estudadas estão dispostos na Tabela 5.1. A seguir, serão descritos os resultados mais importantes.

Observa-se pouca ou fraca correlação entre métricas topográficas e os dados de precipitação e espessura de solo (Figura 5.1). Porém, merece atenção a relação positiva entre gradiente topográfico e taxa de precipitação e, também, com o índice de declividade (k_{sn}) (Figura 5.1). Os dados de espessura de solo são semelhantes para todas as bacias conforme é exibido no histograma de solos da Figura 5.1, possuindo poucos valores acima de 5 m. Os efeitos de espessuras de solo maior não parecem demonstrar uma relação significante com k_{sn} (Figura 5.2e).

Existe uma relação negativa, porém estatisticamente fraca, entre o índice de concavidade médio das bacias com o percentual de cobertura por material inconsolidado (-0,3; Tabela 5.1), com coeficiente de Pearson próximo a zero quando correlacionado a outros parâmetros. Porém, parece variar levemente com a elevação média possuindo coeficiente de Pearson -0,28. De fato, não há variação de concavidade com valores variados de precipitação e litologia predominante nas bacias (Figura 5.3).

O efeito do clima fica mais evidente na análise das médias de K_{sn} e gradiente topográfico por bacia. Estes formam uma relação positiva entre si, descrevendo um valor 0,58, visível na Figura 5.1, e Figura 5.2a. Essa relação possui duas tendências distintas de dados indicando diferentes combinações dos parâmetros K, D e S_c expressos na Tabela 5.2. As duas tendências possuem valores médios de precipitação distintos (tendências 1 e 2, Figura 5.2a). A grosso modo, as tendências 1 e 2 descrevem grupos de bacias com valores de precipitação menores e maiores que 1000 mm/ano, respectivamente. Estas tendências distintas não são explicadas por variações litológicas e de espessura de solo (Figuras 5.2a-d). Ainda, a concavidade não interfere nos coeficientes K, D e S_c , possuindo valores dispersos no gráfico

(Figura 5.2f). Com a análise da mesma relação porem comparando com litologias observa-se que as litologias graníticas não se relacionam com nenhuma das duas tendências de k_{sn} .

Elevação da foz 1,00 Elevação Média 0,65 1,00 Elevação máxima 0,02 0,50 1,00 Ksn médio -0.22 0.45 0,58 1,00 Gradiente médio -0,41 -0,04 0,54 0,58 1,00 Concavidade -0,08 -0,28 0,30 -0,12 0,18 1,00 0,70 Precipitação média -0,48 -0,34 0,15 0,30 0,08 1,00 Litologia (%) -0,35 -0,36 -0,05 0,03 -0,10 0,25 1,00 -0,20 0,10 1,00 Espessura do solo -0,16 -0,20 -0,08 -0,05 0,12 0,06 0,15 Granitoide (%) 0,07 0,39 0,37 0,51 0,06 0,10 -0,13 0,10 -0.22 0,21 -0,11 Quartizitos (%) 0,21 0,08 -0,20 -0,13 -0,30 -0,07 0,03 -0,71 1,00 -0,13 -0,21 Material Inconsolidado (%) 0,11 0,07 -0,21 -0,03 -0,20 -0,30 -0,12

Tabela 5. 1: Tabela de correlação dos parâmetros.

Na tabela os campos em tom verde possuem índice de Pearson igual a 1, os campos avermelhados valores iguais a -1, e valores nulos campos de cor amarela. Os demais valores são composições entre os matizes verde, vermelho e amarela.

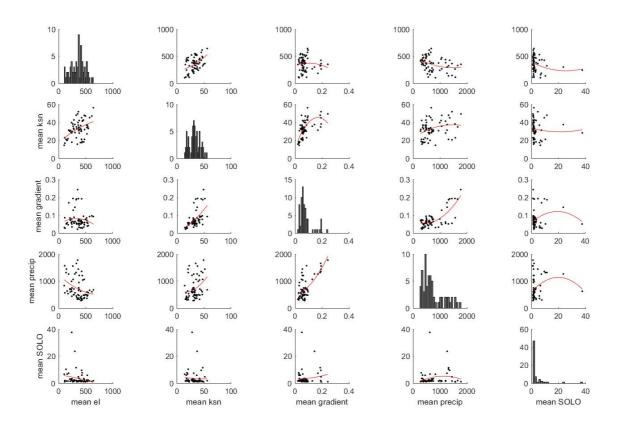


Figura 5. 1: Matriz de gráficos de dispersão. Nele são relacionados média do solo, média da precipitação, gradiente médio e k_{sn} médio.

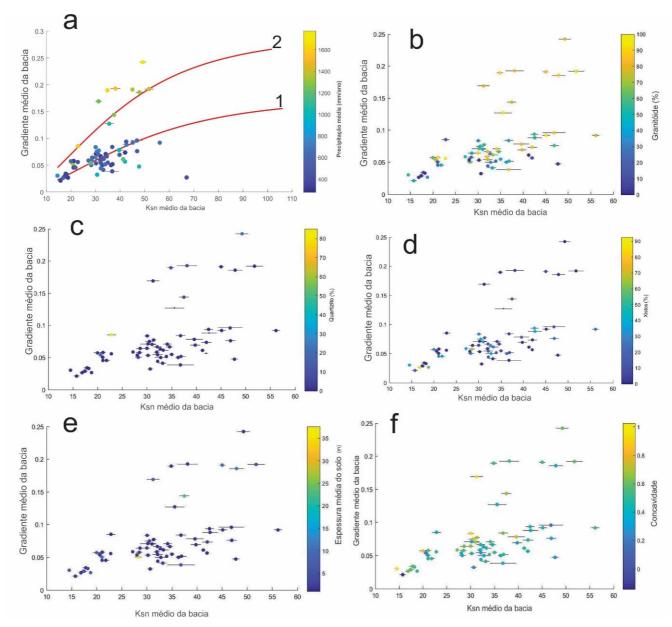


Figura 5. 2: Gráficos relacionando o gradiente médio da bacia com k_{sn} médio da bacia colorido por (a) precipitação, (b) porcentagem de granitoide, (c) porcentagem de quartzitos, (d) porcentagem de xistos, (e) espessura do solo, (f) concavidade.

Tabela 5.2. Coeficientes K, D e S_c extraídos do MDE pelo software TopographicAnalysisKit (Forte & Whipple 2018), e as tendencias 1 e 2 observadas.

	1	2
K	1,12E-07	3,23E-03
D	0.46	0.32
Sc	0.18	0.30

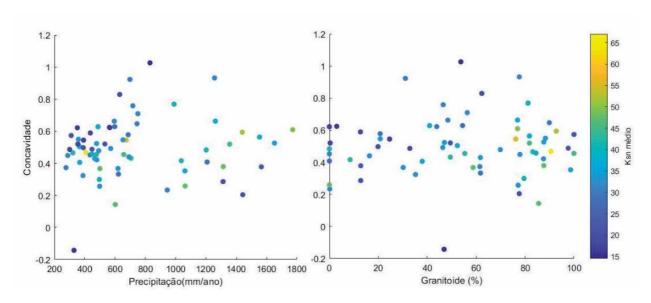


Figura 5. 3: Gráficos mostrando a independência da concavidade com a precipitação e litologia.

5.1-2. Reconstrução de perfis longitudinais

A reconstrução dos perfis longitudinais revelou variações significativas ao longo das latitudes estudadas (Tabela 5.3, Figura 5.5). A projeção foi feita em segmentos de rios próximos à cabeceira que antecedem quebras de gradientes (*knickpoints*). Estes *knickpoints* da porção mais elevada são possivelmente causados por variações litológicas ou mudanças no nível de base. Assim, as regiões relictas podem representar paisagens protegidas (no caso litológico) ou em processo de consumo (no caso dinâmico / queda do nível de base). De toda forma, estas regiões possuem caráter de equilíbrio e podem representar porções preservadas de processos denudacionais.

As diferenças de cota obtidas variam entre 20 e 550 m (Tabela 5.3; Figura 5.5). Localmente, não são semelhantes, como é o caso dos rios da região sudeste (latitude em torno de -10°) em que as diferenças de cota da foz variam de 177m a 548m (Figura 5.5, perfis 1 e 2). Porém, ao analisarmos o conjunto de rios entre as latitudes -1° e -6°, é observado um padrão de crescimento e diminuição das diferenças de norte a sul (Figura 5.6). Além disso ao analisarmos todo o conjunto de dados, é possível observar que as diferenças crescem em direção a latitudes mais altas (em direção ao sul).

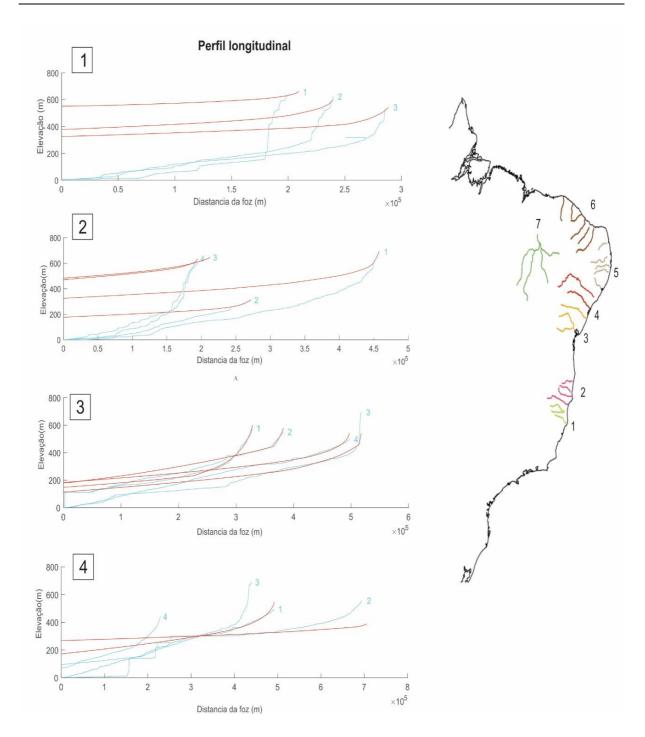


Figura 5.4. Mapa exibindo a localização dos rios e as paleo reconstruções realizadas (continua na próxima página). (continua)

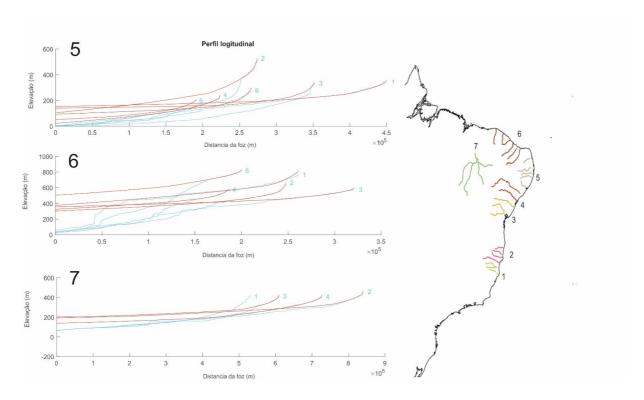


Figura 5.4. cont. Mapa exibindo a localização dos rios e as paleo reconstruções realizadas. (continuação).

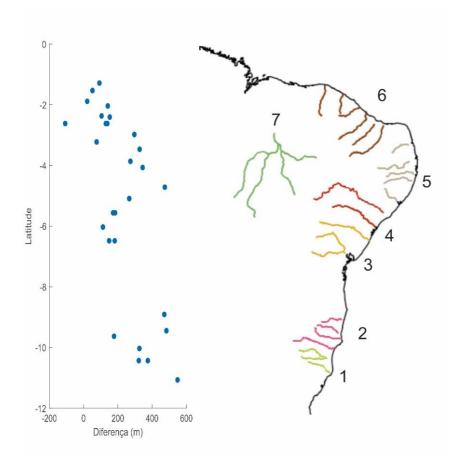


Figura 5.5. Gráfico mostrando a diferença entre o relevo atual e o projetado.

Tabela 5.3: latitude da foz, a diferença entre o relevo projetado e o atual, e os valores mínimos e máximos da diferença.

Latitude	Diferença de cota (m)
-11,07	548
-10,43	375
-10,43	322
-10,03	325
-9,63	177
-9,45	483
-8,91	471
-6,48	148
-6,48	181
-6,03	112
-5,56	184
-5,56	172
-5,09	266
-2,41	152
-2,37	105
-2,04	141
-1,89	20
-1,53	51
-1,29	92
-4,07	344
-3,86	273
-3,47	327
-2,98	296
-4,72	474
-2,62	-108
-2,62	129
-2,62	138
-3,23	75

5.2- DISCUSSÃO

A concavidade de rios pode ser controlada por variações na taxa de vazão em direção à foz (Whipple & Tucker 1999) e modificada por características do substrato rochoso. Portanto, era premissa do presente trabalho que, com variações na taxa de precipitação e na litologia dominante das bacias, haveria variações sistemáticas de concavidade. Porém isto não foi observado (Figura 5.3). Possivelmente, a concavidade não se altera, pois, a distribuição de chuvas pode ser homogênea ao longo de toda a bacia nas sub-regiões estudadas. Dessa forma,

a taxa de fluxo aumenta proporcionalmente da cabeceira à foz, sem modificações significativas em como esse aumento ocorre dentro de cada sub-região. Os dados coletados suportam esta hipótese, porém esta proposta carece de confirmação e foge do escopo deste trabalho. Esta observação é condizente com conclusões de Wobus *et al.* (2006), que sustentou a independência da concavidade em relação ao clima, à litologia e à tectônica em regiões tectonicamente ativas. O fato disto ser observado em regiões tectonicamente inativas sugere que esta conclusão pode ser trazida para paisagens em margens passivas.

Uma possível influência climática nas paisagens estudadas é evidente nos dados de k_{sn} e gradiente topográfico (Figura 5.2). Primeiro, há correlação positiva entre gradiente e taxa de precipitação (Figura 5.1). Segundo, a relação entre ksn e gradiente topográfico, a qual é ditada pelos coeficientes K, D e Sc, revela duas tendências que são separadas pelo clima das bacias estudadas. Ainda, os dados que relacionam as litologias principais não são capazes de justificar nenhuma das tendências. Já os dados de precipitação podem ser diretamente relacionados (Figura 5.2). Terceiro, a tendência 2 (regiões mais úmidas) é caracterizada por coeficiente de erodibilidade mais alto que a tendência 1 (Tabela 5.2), mostrando que possivelmente há diferença na eficiência de erosão entre as regiões, e que esta talvez seja controlada pelo clima (Figura 5.2).

Um cenário em que não se pode concluir a influência do clima nas tendências observadas seria o de variações na taxa de soerguimento ao longo das latitudes estudadas. Outro cenário seria o de diferenças latitudinais na topografia pré-existente. Ambos estes cenários são plausíveis dadas as diferenças altimétricas entre a foz dos rios atuais e aquelas reconstruídas por análise morfométrica (Figura 5.6). Mecanismos plausíveis para causar variação de taxas de soerguimento em borda continental de margem passiva são: (1) flexura induzida por erosão (Gilchirst & Summerfield 1990; Sacek *et al.* 2012; Braun 2018) e (2) topografia dinâmica (Moucha & Forte 2011). Portanto, as observações de diferentes tendências nos dados topográficos condizentes com climas diferentes devem ser consideradas com cautela.

Em regiões tectonicamente ativas como as montanhas de Caucasus, este tipo de diferença não é observado (Forte *et al* 2016). É possível que isso se dê pela forte influência da tectônica ativa que causa aumento dos gradientes topográficos e fluviais e, assim, domina completamente os processos erosivos, mascarando o papel do clima (Forte *et al.* 2016). Isto também é observado no sul dos Andes Centrais, onde, apesar da existência de sombras de

chuva em que o Chile possui clima temperado e a Argentina com clima árido, não são observadas diferenças nas taxas de erosão (Val *et al.* 2018). Os resultados aqui obtidos indicam que esta expectativa não pode ser adotada para paisagens tectonicamente inativas, mostrando que a influência da chuva, topografia pré-existente e/ou mudanças no soerguimento ao longo do tempo devem, de alguma forma, ser incorporados em modelos evolutivos de paisagens em margens passivas.

As teorias unificadoras de evolução do relevo introduzidas no Capítulo 3 sustentam que há um declínio topográfico após a perturbação do nível de base pelo soerguimento (Figura 3.1). Estas teorias sugerem que paisagens tectonicamente inativas evoluiriam de maneira semelhante após a perturbação. Os resultados do presente estudo mostram que, apesar de responderem ao mesmo nível de base (oceano Atlântico) desde a separação dos continentes Sul-Americano e africano, porções diferentes do continente podem não ter evoluído de maneira uniforme como sugerem os modelos de Penck (1953) e Davis (1899). Notando que foram observadas diferenças nos valores de eficiência erosiva (*K*) e de transporte de regolito em vertentes (*D*), entende-se ainda que as formas das paisagens estudadas se modificaram ao longo do tempo de acordo com o seu contexto climático e/ou regional (topografia pré-existente ou soerguimento diferenciado). Desta maneira, é difícil sustentar que uma única teoria como as de Penck (1953) e Davis (1899) possa descrever a evolução da forma das paisagens continentais em margem passiva caracterizadas por gradientes climáticos e topográficos.

CAPÍTULO 6 CONCLUSÃO

A influência do clima em processos superficiais que controlam a morfometria de bacias hidrográficas em margens continentais passivas carece de estudos. O presente trabalho utilizou métodos de analises morfométricas em conjunto com analises de perfis longitudinais e paleo-elevações de rios em bacias costeiras brasileiras a fim de investigar as influências climáticas neste contexto geológico.

Os resultados de concavidade das bacias analisadas não foram suficientes para a análise do clima nas condições de margem continental passiva, se mostrando uma variável independente do clima e litologia, sustentando os resultados obtidos por Wobus *et al* (2006). Já os valores de k_{sn} se mostrou sensível a mudanças de precipitação e gradiente topográfico. A relação entre k_{sn} e gradiente topográfico exibe tendências de crescimento que se mostraram dependentes da precipitação. Estas tendências estão relacionadas com o coeficiente de erodibilidade que em ambientes mais úmidos possuí valores maiores, ou seja, a quantidade de água disponível no sistema facilita e acelera os processos erosivos.

Além disso, as reconstruções de paleo-elevação exibiram padrões de elevação e paleo-elevação distintos, mesmo possuindo mesmo nível de base que remonta ao cretáceo, tempo suficiente para homogeneizar toda a costa brasileira. A heterogeneidade da elevação da costa brasileira talvez tenha sua origem durante o processo de rifteamento ou durante a evolução da margem passiva até os dias atuais sobre influência de plumas mantélicas, condições que podem perturbar as intepretações relacionadas a influência do clima na morfometria das bacias.

Portanto, os métodos de análise morfométrica revelaram a possível influência do clima na forma do relevo costeiro brasileiro. No entanto, processos endógenos que podem ter ocorrido durante a evolução de uma margem continental passiva e/ou os efeitos da topografia pré-existente são objetos que não foram avaliados neste estudo, mas que podem influenciar as tendências observadas. Deste modo, a conclusão sobre o controle climático nas tendências observadas não é definitiva. Para isto, são necessários estudos locais e mais detalhados.

Drummond P.D. 2019. H	Existe uma influência	climática na morfometri:	a de bacias	s litorâneas	brasileir
-----------------------	-----------------------	--------------------------	-------------	--------------	-----------

Referências

- Aalto R. Dunne T. Guyot J.L. 2006. Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates. *The Journal of Geology*. **114** (1):85-99.
- Angelim L.AA. & Wanderley A.A. 2004. Carta do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informação Geográfica. Programa Geologia do Brasil. CPRM. Escala 1:1 000 000.
- Adler R.F. Huffman G.J. Chang A. Ferraro A. Xie P.P. Janowiak J. Rudolf B. Schneider U. Curtis S. Bolvin D. Gruber A. Susskind J. Arkin P. Nelkin E. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-present). *Journal Hydrometeorology*, **4**:1147-1167.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim 241)
- Almeida F.F.M. Amaral G. Cordani H.G. Kawashita K. eds. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. vol. I, p. 411-446.
- Almeida F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sciences Review*, **50**:77-111.
- Alves J.M.P. & Castro P.T.A. 2003. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(2)**: 117-127.
- Boers N. Bookhagen B. Marwann. Kurths J. Marengo Jose. 2013. Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. *Geophysical Research Letters*. **40**(1): 4389-4392.
- Bookhagen B. & Strecker M. R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, **35(1)**:1-6.
- Braun J. (2018). A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. *Gondwana Research.* **53**:209-224.
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG, 11-13, 1999.
- Brito Neves B.B, Van Schums W.R. Santos E.S. Campos Neto M.C. Kozuch M. 1995. O evento Cariris Velhos na província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* **25(4)**:279-296, 1995
- Burbank D.W. & Anderson R.S. 2001. Tectonic Geomorphology. Cambridge, Cambridge University Press, 356 p.
- Davis Vi. M. 1899. The Geographical Cycle. Geog., 14:481-504.
- Flint J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*. **10**(1): 969-973.
- Garreaud R. Vuille M., Compagnucci R., Marengo Jose. 2009. Present-day South American Climate. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 281(1): 180-195
- Gilchrist A. R. Summerfield, M. 1990. Differential Denudation and Flexural Isostasy in Formation of Rifted-margin Upwarps. *Nature*, **346:**739-742
- Hack J. T. 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Am. J. Sci., 258-A:80-97.
- Harel M.A. Mudd S. Attal M. 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide 10Be denudation rates. *Geomorphology*. **268**:184-196.
- A. Howard & G. Kerky. 1983. Channel Changes in Badlands. *Geological Society of America Bulletin*. **94**:739-752.
- A. Howard & W.E. Dietrich., M. A. Seidl. 1994. Modeling Fluvial Erosion on Regional to Continental Scales. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth.* **99**:13971-13986.

- Drummond P.D. 2019. Existe uma influência climática na morfometria de bacias litorâneas brasileir...
- Igreja H.L.S. 1999. Aspectos do modelo neotectônico da placa sul-americana na província estrutural amazônica, Brasil. Manaus. Tese de Professor Titular. Instituto de Geociências, Fundação Universidade do Amazonas.
- Lague D. 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surf. Process. Landforms*, **39**: 38-61
- Liebmann B. Vera C. Carvalho L. Camilloni I. P H Martin. 2004. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *Journal of Climate*. **112** (1): 4357-4367.
- Lima W.P. 1986. Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas. Dissertação de Mestrado. São Paulo: Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". 242p.
- Mello A.A. Souza E.M. Mendonça J.C. 1978. A tectônica linear no Estado do Ceará. In: Cong. Bras. Geol.,30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. 1:393-407
- Moucha R. & Forte A. 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. Nature Geoscience -NAT GEOSCI. 4. 707-712. 10.1038/ngeo1235.
- Ouimet W.B. Whipple K. Granger D.E. 2009. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, **37**(7), 579-582.
- Penck W. 1953. Morphological analysis ofland forms: a contribution to physical geology; trad. de Hella Czech. e Catherine C. Boswell. London, Macmillan. 429p.
- Perron J.T. & Royden L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Process. Landforms*, **38**:570-576.
- Powell C. Mc. A. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? Comment. *Geology.* **23(11)**:1053-1055.
- Robert Y. Arredondo Á. Stansifer E. Seybold H. Rothman D. 2018. Shapes of river networks. Proceedings of the Royal Society A: *Mathematical, Physical and Engineering Science*. **474(1)**:1-12.
- Roering J. & Kirchner J. Sklar L. Dietrich W. 2001. Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology*. **29:**18-23.
- Roering, Josh & Taylor Perron, J & Kirchner, James. (2007). Functional relationships between denudation and hillslope form and relief. *Earth and Planetary Science Letters*. **264**:10-16
- Rossetti D.F. 2014. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews*, **139(1)**: 362-389.
- Saadi A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Revista Geonomos*. **1(1):**1-15.
- Sacek V. Braun J. Beek P. 2012. The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins, *J. Geophys. Res.*, **117**:12-24
- Santos H.G., Carvalho Junior W., Dart R., Aglio M.L.D., Sousa J.S., Pares J.G., Fontana A., Martins A.L., Oliveira A.P. 2011. O novo mapa de solos do Brasil: Legenda atualizada. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 67 P. (Embrapa Solos. Documentos, 130.) 1 Mapa, Color. Escala 1:5.000.000.
- Schobbenhau C., Campos D.A., Derze G.E., Asmus H.E. 1984. Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. DNPM/MME, Brasília
- Seybold H., H Rothman., Kirchner J. 2017. Climate's watermark in the geometry of stream networks. *Geophysical Research Letters.* **44** (1): 2271-2280.
- Silva C.L., Norberto M., Alvaro P.C., Solange S.C., Jiménez-Rueda J.R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 79 (4): 693-711.
- Soil Grid. 2018. https://soilgrids.org/#!/?layer=TAXNWRB_250m&vector=1 . Acessado em 10/09/2018.
- Stump, E. (1987). "Construction of the Pacific margin of Gondwana during the Pannotios cycle". In McKenzie, G. D. (ed.). Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union Monograph. 40. pp. 77–87.

- TROMPETTE, R. (1994). Geology of Western Gondwana, Pan-Africain-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Brookfield, 350p. Rotterdam
- Tucker, G. E., and Slingerland, R. (1997), Drainage basin responses to climate change, *Water Resour. Res.*, **33-8:** 2031-2047
- Val P. Venerdini A.L. Ouimet W. Alvarado P. Hoke G.D. 2018. Tectonic control of erosion in the southern Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. **482** (1):160-170.
- Whipple K. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. Nature Geoscience. **2(1):**97-104.
- Whipple K., DiBiase R.A. Crosby B.T. 2013. eds. Elsevier. Bedrock Rivers. In Treatise on Geomorphology. **9(1):**550-573.
- Whipple K. & Tucker G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, Journal of Geophysics Research. **104**:17.661-17.674.
- Windley B. 1998. Tectonic models for the geological evolution of crust, cratons and continents in the Archaean. Revista Brasileira de Geociências. **28:**183-188.
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., ... Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special Paper of the Geological Society of America*, **398:55-74.**

Drummond P.D. 2019. Existe uma influência climática na morfometria de bacias litorâneas brasileir.	Drummond P.D. 20	019. Existe	uma influência	climática na	morfometria de	e bacias	litorâneas	brasileir
--	------------------	-------------	----------------	--------------	----------------	----------	------------	-----------

Apêndices

- Tabela de parâmetros (parte 1)
 Tabela de parâmetros (parte 2)

Apêndice 1: Tabela contentendo todos os parametros analisados (parte 1).

Número da bacia	Elevação da foz	Elevação média	Elevação Máxima	Ksn médio	Gradiente médio	Concavidade	Precipitação média	Moda litológica	Moda da litologia (%)
1	16,06	262,35	938,11	38,11	0,19	0,56	1553,73	Gnaisse milonítico, Metamarga, Granada gnaisse	47,53
2	4,03	110,66	627,11	22,84	0,09	0,38	1565,30	Arenito conglomer?tico, Argilito arenoso	49,79
3	11,42	350,51	1620,40	49,25	0,24	0,61	1772,22	Leucogranito	40,47
4	12,45	328,04	1391,54	34,83	0,19	0,53	1652,04	Leucogranito	29,15
5	3,72	143,67	461,37	20,59	0,05	0,20	1442,78	Arenito conglomeratico, Argilito arenoso	85,99
6	27,33	424,33	1225,64	45,01	0,19	0,52	1356,28	Granito	16,51
7	4,17	136,41	449,15	21,03	0,05	0,29	1312,60	Arenito conglomeratico, Argilito arenoso	85,10
8	2,20	298,51	1108,43	37,47	0,14	0,66	1262,07	Biotita gnaisse, Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Metamófica, Metaultramafito	57,69
9	3,00	322,25	1126,31	47,86	0,19	0,38	1314,18	Biotita gnaisse, Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Metamófica, Metaultramafito	64,92
10	2,43	184,34	882,76	31,23	0,17	0,93	1256,72	Biotita gnaisse, Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Metamófica, Metaultramafito	54,43
11	2,83	363,95	1175,88	51,77	0,19	0,59	1439,34	Biotita gnaisse, Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Metamófica, Metaultramafito	29,39
12	214,45	414,76	913,01	32,08	0,07	0,45	287,98	Kinzigito, Rocha calcissilic?tica, Quartzito ferruginoso	54,60
13	265,58	422,47	864,27	21,09	0,06	0,57	310,88	Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Quartzito ferruginoso, Migmatito	34,60

14	307,95	521,60	1095,77	34,12	0,07	0,55	358,48	Granito, Leucogranito	17,03
15	233,45	345,59	551,50	15,75	0,02	-0,14	329,20	Gnaisse, Kinzigito, Mármore, Rocha calcissilic?tica, Rocha metaultram?fica, Paragnaisse	24,58
16	287,25	516,71	1260,59	36,79	0,08	0,63	487,69	Aglomerado, Areia, Argila, Laterita	27,26
17	279,69	400,94	804,48	17,45	0,03	0,54	392,60	Aglomerado, Areia, Argila, Laterita	38,40
18	114,00	420,07	1274,90	30,21	0,05	0,45	435,18	Charnockito, Charnoenderbito, Enderbito, Gnaisse granulítico	36,93
19	126,55	243,41	727,89	17,83	0,03	0,59	437,06	Charnockito, Charnoenderbito, Enderbito, Gnaisse granulítico	67,65
20	161,96	325,54	725,03	22,78	0,06	0,49	448,31	Charnockito, Charnoenderbito, Enderbito, Gnaisse granulítico	24,49
21	184,42	571,31	1275,99	45,11	0,09	0,46	657,83	Aglomerado, Areia, Argila, Laterita	23,97
22	182,18	641,99	1686,33	56,12	0,09	0,54	674,25	Granulito enderbitico	18,09
23	14,54	241,69	597,74	28,23	0,05	0,33	622,51	Arenito conglomer?tico, Argilito arenoso	35,03
24	131,18	379,47	731,22	42,03	0,07	0,47	321,81	Arenito, Conglomerado, Folhelho, Siltito, Silexito	92,02
25	151,09	362,44	719,35	36,89	0,05	0,50	365,61	Arenito, Carv?o, Folhelho, Subarc?seo, Siltito	36,59
26	200,14	413,59	810,08	30,20	0,07	0,37	276,49	Kinzigito, Rocha calcissilicatica, Quartzito ferruginoso, Migmatito, Metamáfica, Rocha metaultramofica	88,40
27	343,05	476,37	777,70	21,07	0,05	0,50	390,63	Migmatito, Ortognaisse granodiorítico	22,89
28	352,72	440,12	870,42	67,05	0,03	0,47	406,76	Gnaisse quartzo-feldspático	25,82

29	313,00	529,39	1275,00	36,77	0,04	0,46	448,39	Migmatito, Ortognaisse granodiorítico	9,49
30	51,41	408,14	921,81	36,31	0,05	0,41	367,06	Arenito, Conglomerado, Folhelho, Siltito, Silexito	26,48
31	21,78	495,25	1118,01	46,91	0,08	0,37	499,97	Ortognaisse tonalítico, Migmatito, Metadiorito, Ortognaisse granodiorítico, Ortognaisse granítico	41,24
32	42,85	335,05	803,66	32,78	0,05	0,32	388,15	Biotita gnaisse, Biotita xisto, Formação ferrífera bandada, MármoreParamigmatito	32,05
33	252,00	538,82	1070,93	34,99	0,05	0,52	478,37	Areia, Argila, Cascalho	16,74
34	302,00	523,08	1165,91	27,16	0,06	0,63	597,93	Metabasalto, Metadacito, Metagabro, Metagrauvaca, Metarriodacito,	25,71
35	302,00	434,44	734,71	18,77	0,03	0,49	300,81	Xisto aluminoso, Mica xisto, Quartzito, Metagrauvaca, Metarritmito	35,82
36	328,95	547,62	975,38	33,17	0,04	0,49	571,29	Arenito	19,48
37	310,35	428,58	854,74	17,39	0,03	0,62	351,33	Xisto aluminoso, Mica xisto, Quartzito, Metagrauvaca, Metarritmito	29,95
38	356,09	464,53	713,25	18,22	0,03	0,52	354,67	Mica xisto	20,97
39	3,42	157,31	907,31	19,98	0,06	0,83	630,99	Diatexito, Granito, Granodiorito, Metatexito	51,47
40	6,91	246,96	1131,72	29,99	0,06	0,65	745,16	Diatexito, Granito, Granodiorito, Metatexito	32,31
41	8,29	239,10	1012,67	39,58	0,08	0,77	989,56	Migmatito, Metagranito, Metagranodiorito, Metatonalito	24,17
42	105,59	370,02	1175,84	31,34	0,08	0,71	750,63	Granito, Granodiorito	12,85
43	107,46	374,09	866,44	34,59	0,07	0,43	466,11	Biotita-quartzo xisto, Clorita xisto, Xisto aluminoso, Filito	47,74

44	22,68	301,74	1119,69	28,62	0,06	0,62	565,82	Metagranodiorito, Metatonalito, Ortognaisse	31,34
	·		•	•	·	•			
45	19,00	404,59	1004,00	32,70	0,06	0,37	619,45	Ortognaisse, Paragnaisse	15,37
46	10,31	230,11	852,49	28,48	0,06	0,58	686,66	Ortognaisse, Paragnaisse	21,10
47	1,31	114,42	687,51	16,85	0,03	0,62	563,55	Calcarenito, Calcilutito, Folhelho	35,82
48	9,20	102,65	768,17	14,52	0,03	1,03	830,40	Xisto, Paragnaisse	33,24
49	11,27	211,74	1021,08	30,49	0,08	0,76	717,36	Xisto, Paragnaisse	58,52
50	9,02	206,24	1088,25	30,05	0,08	0,92	698,23	Xisto, Paragnaisse	67,55
51	3,43	281,98	741,58	42,59	0,09	0,43	705,21	Metabasalto, Metadacito, Metagabro, Metagrauvaca, Metarriodacito,	28,71
52	5,09	266,11	858,50	35,55	0,13	0,35	1061,12	Diorito, Granito, Granodiorito, Monzonito	31,79
53	4,88	613,62	1171,60	46,84	0,10	0,14	601,80	Álcali-feldspato granito, Diorito, Sienogranito, Granito, Granodiorito, Monzonito	30,16
54	48,71	458,26	1196,68	42,47	0,09	0,45	477,18	Metavulc?nica intermedi?ria a m?fica, Metavulcanocl?stica, Paragnaisse	19,37
55	7,88	478,15	1169,81	31,97	0,06	0,42	479,79	Paragnaisse, Paramigmatito, Granada-biotita gnaisse	19,84
56	5,95	283,58	679,92	32,15	0,05	0,26	498,44	Migmatito, Ortognaisse granodior?tico	33,42
57	8,56	356,66	742,82	39,77	0,07	0,30	496,53	Migmatito, Metagranito	25,87
58	18,03	275,11	684,17	33,28	0,06	0,48	492,60	Metagranito, Metagranodiorito, Metatonalito	49,10
59	7,00	214,64	719,19	31,02	0,07	0,66	595,19	Biotita-quartzo xisto, Clorita xisto, Xisto aluminoso, Filito	23,27

60	7,13	173,02	545,98	21,81	0,05	0,52	532,92	Biotita-quartzo xisto, Clorita xisto, Xisto aluminoso, Filito	31,69
61	111,93	368,31	854,60	33,93	0,05	0,55	652,48	Arenito, Folhelho, Siltito	21,42
62	113,39	378,04	738,53	32,16	0,04	0,44	691,10	Areia, Argila, Cascalho	29,12
63	109,20	373,65	736,61	30,65	0,03	0,23	944,49	Areia, Argila, Cascalho	73,71
64	125,52	445,09	823,88	41,98	0,06	0,42	1037,24	Arenito, Folhelho, Siltito	34,76
65	174,28	472,98	668,42	47,72	0,05	0,26	1062,46	Arenito, Argilito, Folhelho, Siltito	96,64
66	169,36	436,54	815,93	41,23	0,06	0,48	1201,70	Arenito, Argilito, Folhelho, Siltito	51,05
67	167,09	380,15	662,51	28,02	0,05	0,41	1207,48	Arenito, Folhelho, Siltito	30,10

Apêndice 1: Tabela contentendo todos os parametros analisados (parte 2).

Numero da bacia	média do solo	Moda do solo	Moda do solo %	Granitoide (%)	Quartizitos (%)	Xistos (%)	Sedimentares (%)	material inconsolidado (%)	ñ class	%vulcanica	%Ultramafica
1	1,04	Latossolo Vermelho	60,98	81,79	6,80	4,68	3,49	0,38	2,86	0,00	0,00
2	1,05	Cambissolo H?plico	58,05	12,81	85,10	0,00	0,00	2,09	0,00	0,00	0,00
3	1,12	Latossolo Verm elho	40,21	76,92	19,96	0,00	0,00	3,11	0,00	0,00	0,00
4	1,94	Cambissolo Háplico	50,96	87,66	9,68	0,00	0,00	2,66	0,00	0,00	0,00
5	1,58	Cambissolo Háplico	47,61	77,63	18,42	0,00	0,00	3,95	0,00	0,00	0,00
6	9,48	Latossolo Vermelho	32,74	81,79	0,77	8,17	6,03	0,38	2,86		
7	10,32	Latossolo Vermelho-Amarelo	53,99	12,81	0,00	0,00	85,10	2,09	0,00	0,00	0,00
8	23,57	Latossolo Vermelho	60,64	76,92	5,50	14,46	3,11	0,00	0,00	0,00	0,00
9	11,44	Latossolo Vermelho-Amarelo	49,65	87,66	1,12	0,00	8,56	2,66	0,00	0,00	0,00
10	7,35	Neossolo Litólico	35,90	77,63	0,00	0,00	18,42	3,95	0,00	0,00	0,00
11	4,70	Cambissolo Háplico	32,66	92,77	0,00	0,42	5,95	0,86	0,00	0,00	0,00
12	1,20	Neossolo Quartzarênico	91,66	77,90	0,32	8,96	7,07	5,76	0,00	0,00	0,00
13	1,58	Indefinido	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
14	1,40	Indefinido	0,00	88,32	0,00	5,05	0,00	6,63	0,00	0,00	0,00
15	1,63	Neossolo Quartzar?nico	62,56	46,89	0,00	14,15	11,70	27,26	0,00	0,00	0,00
16	1,50	Latossolo Amarelo	45,13	40,97	0,00	5,13	36,92	16,98	0,00	0,00	0,00
17	1,59	Latossolo Amarelo	63,56	24,59	0,00	0,00	73,85	1,56	0,00	0,00	0,00
18	1,60	Latossolo Amarelo	47,92	0,00	0,00	0,00	99,56	0,44	0,00	0,00	0,00
19	1,91	Latossolo Amarelo	97,44	12,68	0,00	0,00	86,76	0,56	0,00	0,00	0,00

20	1,81	Latossolo Amarelo	91,77	97,64	0,00	0,00	2,36	0,00	0,00	0,00	0,00
21	1,61	Cambissolo Háplico	35,22	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
22	1,84	Plintossolo Háplico	34,87	76,17	0,00	23,60	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00
23	37,61	Latossolo Amarelo	63,97	61,78	6,11	28,53	1,10	2,48	0,00	0,00	0,00
24	3,49	Latossolo Amarelo	76,38	83,15	0,00	1,64	0,00	15,21	0,00	0,00	0,00
25	1,38	Latossolo Amarelo	69,17	52,33	2,93	10,57	6,29	27,89	0,00	0,00	0,00
26	1,16	Luvissolo Crômico	54,40	61,53	0,00	0,07	0,00	38,40	0,00	0,00	0,00
27	2,54	Neossolo Litólico	52,86	19,87	0,00	28,32	51,34	0,47	0,00	0,00	0,00
28	6,09	Neossolo Quartzarênico	42,64	90,52	1,97	1,64	5,82	0,06	0,00	0,00	0,00
29	5,87	Latossolo Amarelo	32,84	84,44	0,00	0,00	15,56	0,00	0,00	0,00	0,00
30	1,58	Latossolo Amarelo	37,61	37,95	0,00	22,95	20,95	18,15	0,00	0,00	0,00
31	1,15	Latossolo Amarelo	64,17	58,76	0,03	24,65	9,09	2,34	0,00	0,00	5,12
32	1,06	Latossolo Amarelo	97,20	35,20	0,00	42,53	20,86	1,41	0,00	0,00	0,00
33	1,40	Latossolo Amarelo	69,16	47,03	0,26	8,26	24,09	4,06	0,00	0,00	16,30
34	2,41	Latossolo Amarelo	83,19	54,47	0,00	33,26	8,98	3,29	0,00	0,00	0,00
35	7,70	Latossolo Amarelo	83,21	32,88	0,00	56,96	0,37	9,79	0,00	0,00	0,00
36	2,25	Latossolo Amarelo	41,58	46,36	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
37	5,95	Latossolo Amarelo	65,56	0,00	0,00	0,00	27,83	0,00	54,73	0,00	0,00
38	3,40	Neossolo Litólico	57,14	0,32	0,00	0,00	39,06	0,00	38,69	0,00	0,00
39	6,73	Argilossolo Vermelho-Amarelo	65,46	62,29	0,00	29,38	2,23	6,09	0,00	0,00	0,00
40	3,28	Latossolo Amarelo	49,90	89,91	0,00	5,73	4,08	0,28	0,00	0,00	0,00

41	1,97	Plintossolo Háplico	63,53	81,20	0,00	13,76	0,98	4,06	0,00	0,00	0,00
42	1,55	Neossolo Litólico	39,54	56,36	0,17	18,94	17,87	6,67	0,00	0,00	0,00
43	1,63	Neossolo Litólico	44,23	61,75	0,00	4,39	30,08	3,37	0,00	0,00	0,00
44	2,11	Argilossolo Vermelho-Amarelo	69,73	43,88	0,00	0,00	52,46	3,65	0,00	0,00	0,00
45	2,12	Latossolo Amarelo	64,19	30,19	0,00	37,91	27,26	4,64	0,00	0,00	0,00
46	3,05	Latossolo Amarelo	42,99	20,77	0,00	65,19	10,94	3,11	0,00	0,00	0,00
47	1,99	Latossolo Amarelo	70,29	3,00	0,00	92,56	4,44	0,00	0,00	0,00	0,00
48	6,62	Argilossolo Vermelho-Amarelo	61,38	53,72	0,00	36,96	9,32	0,00	0,00	0,00	0,00
49	3,03	Argilossolo Vermelho-Amarelo	79,42	46,53	0,00	40,86	10,62	1,99	0,00	0,00	0,00
50	2,97	Argilossolo Vermelho-Amarelo	41,40	31,06	0,00	31,65	36,47	0,82	0,00	0,00	0,00
51	2,38	Neossolo Litólico	49,38	49,45		40,79	5,57	3,35		0,84	0,00
52	1,65	Argilossolo Vermelho-Amarelo	42,00	98,60			0,15	1,25	0,00	0,00	0,00
53	1,32	Latossolo Amarelo	66,98	85,53	1,77	11,78	0,91	0,01	0,00	0,00	0,00
54	1,13	Latossolo Amarelo	35,48	55,35	0,60	42,12	1,20	0,74	0,00	0,00	0,00
55	1,28	Neossolo Litólico	37,47	87,56	0,00	0,00	7,78	4,66	0,00	0,00	0,00
56	1,37	Neossolo Litólico	50,49	77,18	0,00	15,17	6,27	1,38	0,00	0,00	0,00
57	1,29	Latossolo Vermelho-Amarelo	39,52	79,56	0,00	1,48	9,40	9,56	0,00	0,00	0,00
58	1,38	Neossolo Litólico	75,77	69,88	0,24	23,27	2,98	3,63	0,00	0,00	0,00
59	1,42	Neossolo Litólico	64,39	48,43	2,06	31,69	14,22	3,60	0,00	0,00	0,00
60	1,57	Neossolo Litólico	66,25	49,45	0,00	40,79	5,57	3,35	0,00	0,84	0,00
61	1,62	Neossolo Litólico	34,87	20,78	0,32	11,81	56,70	10,16	0,00	0,00	0,24

Drummond P.D. 2019. Existe uma influência climática na morfometria de bacias litorâneas brasileir...

62	1,54	Latossolo Amarelo	40,28	16,40	1,23	12,84	39,75	29,77	0,00	0,00	0,02
63	1,48	Latossolo Amarelo	66,05	0,15	0,00	0,00	26,14	73,71	0,00	0,00	0,00
64	1,56	Latossolo Amarelo	53,66	8,49		3,75	71,25	16,51	0,00	0,00	0,00
65	1,39	Latossolo Amarelo	93,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
66	1,48	Latossolo Amarelo	36,99	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
67	1,84	Latossolo Amarelo	51,44	0,00	0,00	0,00	93,22	6,78	0,00	0,00	0,00