

Artigo

Avaliação de Extremos de Erosividade Causados pela Precipitação na Bacia do Rio Apodi/Mossoró-RN

Bruce Kelly da Nobrega Silva¹ , Madson Tavares Silva², Eliane Barbosa³,
Fabrício Daniel dos Santos Silva⁴, Rodrigo Lins da Rocha Júnior⁴,
Edivaldo Afonso de Oliveira Serrão², Vicente de Paulo Rodrigues da Silva²,
Cláudio Moisés Santos e Silva¹

¹*Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas,
Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brasil.*

²*Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande,
Campina Grande, PB, Brasil.*

³*Laboratório de Meteorologia, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,
Campos dos Goytacazes, RJ, Brasil.*

⁴*Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, AL, Brasil.*

Recebido em: 21 de Julho de 2020 - Aceito em: 16 de Agosto de 2020

Resumo

Identificar áreas com um potencial risco de degradação ambiental por processos antrópicos ou naturais é importante para a gestão sustentável dos recursos naturais, principalmente nas regiões semiáridas do nordeste brasileiro. O presente estudo teve como objetivo avaliar o índice de erosão (EI_{30}) e avaliar seus extremos na Bacia Hidrográfica do Apodi/Mossoró (BHAM) localizada no estado do Rio Grande do Norte, através da teoria dos valores extremos e associar com o padrão de chuva da região. Foram utilizados dados de precipitação da Agência Nacional das Águas (ANA) e do Projeto Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Foram utilizados os critérios de informação de Akaike (AIC) e o critério bayesiano de Schwarz (BIC) para seleção de modelos matemáticos que explicam os extremos de erosividade, aliados a avaliação da correlação entre EI_{30} e o coeficiente de chuva (R_c). A estação meteorológica Felipe Guerra na BHAM apresentou os melhores resultados para gerar o efeito hidrológico do EI_{30} com dados TRMM. Conclui-se que os dados TRMM podem ser de grande avaliação para estimar o EI_{30} onde não há dados observacionais, além disso o EI_{30} acompanha a sazonalidade da precipitação e foi classificado como moderado, cujos maiores valores acontecem no período de fevereiro a maio.

Palavras-chave: chuva, erosão, geoprocessamento, modelagem hidrológica.

Evaluation of Erosivity Extremes Caused by Precipitation in the Apodi/Mossoró-RN River Basin

Abstract

Identifying areas with a potential risk of environmental degradation by anthropic or natural processes is important for sustainable management of natural resources, especially in the semiarid regions of northeastern Brazil. Rain erosivity is given by the Universal Soil Loss Equation (EUPS) which relates the erosive capacity of rainfall and its ability to disintegrate by the impact of the particle surface. The present study aimed to evaluate the erosion index (EI_{30}) and to evaluate the EI_{30} extremes in the Apodi/Mossoró watershed through the theory of extreme values and to associate with the rainfall pattern of the region. For this, precipitation data from the Agência Nacional das Águas (ANA) and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) project were used. Among several methodologies for the selection of mathematical models that explain the extremes of erosivity, this research used the Akaike Information Criteria (AIC) and the

Schwarz Bayesian Criterion (BIC), together with the correlation assessment at EI_{30} and the coefficient of rain (R_c). Thus, Felipe Guerra station presented the best results to generate the hydrological effect of the EI_{30} in the basin with TRMM data. It can be concluded that TRMM data can be of great value for the estimation of the EI_{30} where observational data is not available. Moreover, the EI_{30} follows the precipitation seasonality and was classified as moderate whose highest values occur from February to May.

Keywords: rain, erosion, geoprocessing, hydrology modeling.

1. Introdução

Com o avanço tecnológico os meios de produção foram alterados elevando a pressão para utilização de mais recursos naturais como a água, aumentando o risco de degradação ambiental, principalmente nos países em desenvolvimento e com regiões semiáridas densamente povoadas, como é o caso da Bacia Hidrográfica do Apodi/Mossoró (BHAM).

Do ponto de vista morfológico e estrutural o semiárido possui um quadro natural que limita suas potencialidades, principalmente referente a disponibilidade hídrica para a população. Caracteriza-se pela aridez do clima, irregularidade das chuvas, solos com risco de degradação ambiental e limitações agropecuárias (Carvalho *et al.*, 2011). A cobertura vegetal em bacias hidrográficas exercem papel importante em bacias hidrográficas, essa variável pode sofrer várias modificações ao longo do tempo quer sejam antrópicas ou naturais, portanto, a influência da vegetação no balanço hídrico tem sido muito estudada, devido a evapotranspiração e a interceptação da precipitação, que é refletido diretamente no comportamento do escoamento superficial da bacia hidrográfica (Santos *et al.*, 2005).

A erosão dos solos tem causas relacionadas à própria natureza, como a quantidade e distribuição das chuvas, a declividade, o comprimento e a forma das encostas, o tipo de cobertura vegetal e também a ação do homem, como o uso e o manejo da terra que na maioria das vezes, tende a acelerar os processos erosivos (Mendonça e Guerra, 2004). O processo erosivo pode ser minimizado com o uso integrado de práticas em que o ambiente é considerado como um todo. Dessa forma, para que a exploração agrícola possa ser conduzida em bases conservacionistas, torna-se necessário um planejamento racional levando em consideração o conjunto de seus principais atributos físicos, ecológicos e econômicos (Pruski, 2009).

A cobertura vegetal é um fator condicionante do processo erosivo. Hudson (1995) relata que a cobertura vegetal funciona como uma capa protetora para o solo e a sua presença é o fator chave na redução da erosão hídrica. Nas últimas décadas, o interesse por estudos de impactos ambientais causados pelas atividades antrópicas tem motivado diversas pesquisas desenvolvendo e avaliando o nível de degradação ambiental ou impacto ambiental em bacias hidrográficas, inclusive aquelas que buscam simular as transformações ocorridas através das mudanças no uso da água e do solo, levando em consideração a questão

da distribuição espacial dentro da bacia em estudo (Santos *et al.*, 2005).

Os cenários climáticos sugerem que eventos extremos de precipitação estão tornando-se mais frequentes, aliado as alterações ambientais provocadas pelo homem como: desmatamento em encostas, construções em áreas irregulares têm intensificado as consequências desses eventos (Marengo e Bernasconi, 2015). Uma forma de modelar esses eventos extremos na hidrologia é usar a Teoria dos Valores Extremos (TVE) através da Distribuição Generalizada de Valores Extremos (Generalized Extreme Value - GEV), que inclui as distribuições de Gumbel, Fréchet e Weibull e a Distribuição Generalizada de Pareto (Generalized Pareto Distribution - GPD) como exponencial, Pareto e Beta.

Os eventos extremos de precipitação podem intensificar os processos erosivos e de desertificação nas bacias hidrográficas, principalmente na região do Nordeste do Brasil (NEB). Segundo Oliveira *et al.* (2014) no NEB, os extremos ocorrem principalmente durante o outono, nos meses de março a maio. É importante que os riscos meteorológicos sejam corretamente avaliados e dimensionados, uma vez a sociedade civil sofre com as perdas socioeconômicas devido ao clima extremo a que está exposta. Dessa forma, os objetivos desta pesquisa foram: i) estimar o índice de erosão (EI_{30}); ii) determinar o risco de erosão hídrica da BHAM a partir do fator chuva (R_c) e iii) modelar a ocorrência de erosividade máxima e estimar o período de retorno destes eventos.

2. Material e Métodos

2.1. Área de estudo, dados e estatísticas de teste

A bacia hidrográfica Apodi/Mossoró encontra-se localizada na microrregião do Oeste Potiguar, ocupando uma área de 14.276 km², o que corresponde a 26,8% do território do Rio Grande do Norte (Fig. 1a). Essa bacia é a segunda maior do estado, apresentando grande importância econômica liderada pelas atividades de extração de petróleo, produção de sal marinho, utilização dos solos para agricultura e fruticultura irrigada, pecuária extensiva, mineração de calcário, entre outras atividades socioeconômicas (Carvalho *et al.*, 2011).

O clima predominante é quente do tipo Bsh segundo a classificação de Koppen proposta por Alvares *et al.* (2013), com duas estações bem definidas, uma chuvosa e outra seca. Nas áreas serranas da bacia, nas proximidades

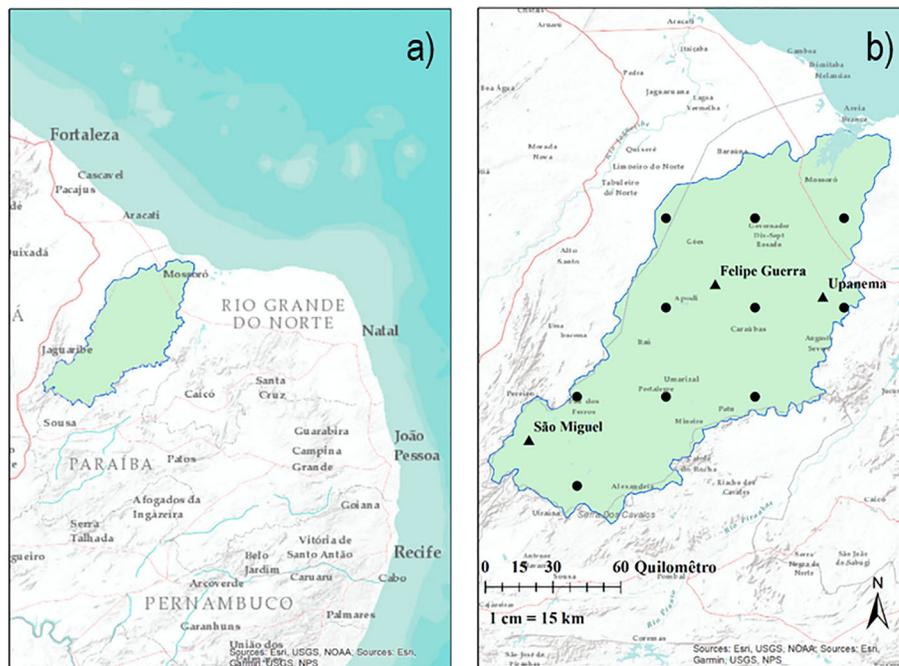


Figura 1 - Localização da área de estudo a) e estações meteorológicas da Agência Nacional das Águas (▲) e os pontos de grade do dado TRMM b).

das nascentes, ocorre o tipo As, caracterizado por um clima tropical chuvoso com verão seco e estação chuvosa no outono. Os valores pluviométricos médios da bacia estão entre 550 e 800 mm por ano. Os dados de precipitação diários utilizados englobaram o período de 1980-2010, obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA) representado pelas estações Upanema, Felipe Guerra e São Miguel. Com o intuito de abranger uma área maior da bacia hidrográfica, foram utilizados dados do projeto Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), muito empregados em estudos hidrológicos (Almeida *et al.*, 2015; Alves *et al.*, 2017).

Os dados TRMM foram obtidos no site Giovanni que é licenciado pela *National Aeronautics and Space Administration – NASA*. O período selecionado foram os anos de 2000 a 2016 do produto 3B43_7 mensal. O satélite TRMM possui uma órbita oblíqua baixa, localizada a cerca de 403 km. Permite amostragem diária, com dados estimados a cada três horas e uma resolução espacial de 0,25° entre 50° N e 50° S (NASA, 2019). Para abranger toda a área de estudo, foram selecionados 10 pontos da grade do TRMM, como pode ser observado na Fig. 1b. Apesar da contribuição do TRMM para levantamento de dados pluviométricos, alguns trabalhos mostram que as acurácias desses dados tendem a variar de acordo com a localização geográfica e sazonalidade da precipitação, essa variação pode estar ligada a fatores como falha dos sensores do satélite e erro humano no tratamento dos dados (Pereira *et al.*, 2013; Anjos *et al.*, 2016).

Com os dados da ANA obtiveram-se as curvas que modelam a relação entre precipitação e erosividade média.

Desta forma através do modelo obtido gerou-se a erosividade média ao longo da bacia com os dados TRMM. Por fim, foram gerados mapas da EI e da declividade da bacia, este último obtido na plataforma TOPODATA- Banco de dados Geomorfométricos do Brasil, disponibilizada pelo Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE).

Posteriormente, avaliou-se qual modelo obtido nas estações da ANA poderia ser utilizado com dados TRMM para estimar a erosividade potencial na BHAM através da análise dos critérios AIC (*Akaike Information Criterion*) proposto por Akaike (1974), e o BIC (*Bayesian Information Criterion*) desenvolvido por Akaike (1978). Com base nesses critérios de seleção foi possível estimar os dados nos vários modelos concorrentes, selecionando-se o que apresenta os menores valores de AIC e BIC. Estes critérios são continuamente utilizados em estudos climáticos (Silva *et al.*, 2008; Checi e Sanches, 2012; Abreu *et al.*, 2018).

Posteriormente, aplicou-se o teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov (*KS*), que analisa a hipótese de que as frequências observadas podem ser representadas pela distribuição de probabilidades. A estatística do teste é obtida pela diferença máxima entre as funções de probabilidades acumuladas, empírica e teórica. O valor crítico do teste D_n é obtido em função do nível de significância testado e do tamanho da amostra, o qual rejeita a hipótese nula caso este valor supere o valor da estatística do teste (*valor p*).

Por fim, verificou-se a hipótese de independência dos dados e os parâmetros das distribuições GEV (μ , σ e ξ) e GPD (σ e ξ), com os respectivos intervalos de confiança (*IC*), a um nível de significância de 95%, sendo calculados

para as três estações meteorológicas da BHAM. Desta forma a TVE foi aplicada ao EI_{30} com o objetivo de estimar o período e nível de retorno dos valores extremos.

2.2. Erosividade da chuva

A erosividade da chuva foi estimada a partir das análises de chuvas individuais das estações localizadas na bacia hidrográfica. A precipitação foi dividida por sua duração e obteve-se, assim, a intensidade, dada em mm h^{-1} , conforme (Foster et al., 1981). Para determinação do índice de erosividade (EI_{30}), fez-se necessária a multiplicação de dois parâmetros específicos das precipitações erosivas: energia cinética total da chuva (Ec), em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$ e intensidade máxima em 30 min (I_{30}), em mm h^{-1} .

Para calcular a energia cinética, foi utilizada a equação de Wischmeier e Smith (1978) ajustada ao Sistema Internacional de Unidades, conforme (Foster et al., 1981):

$$Ec = 0,119 + 0,0873 \log I \quad (1)$$

sendo Ec - energia cinética da chuva ($\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$); I - Intensidade da chuva (mm h^{-1}).

A energia cinética por incremento de chuva foi então determinada pela Eq. (2):

$$Ec_i = Ec * Vol \quad (2)$$

em que Vol é a quantidade de chuva do incremento (lâmina precipitada), dada em mm e Ec é a energia cinética por milímetro de chuva, $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$.

A energia cinética total foi obtida pelo somatório da energia cinética de cada incremento, segundo a Eq. (3):

$$Ect = \sum Ec_i \quad (3)$$

Logo, o EI_{30} foi calculado pela Eq. (4):

$$EI_{30} = Ect * I_{30} \quad (4)$$

sendo EI_{30} - índice de erosão ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$); Ect - energia cinética por milímetro de chuva ($\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$); I_{30} - intensidade máxima da chuva em 30 min ($\text{mm}^{-1} \text{h}^{-1}$).

O valor limite do campo superior de definição da variável EI_{30} é $76 \text{ mm}^{-1} \text{h}^{-1}$, a qual gera uma energia cinética igual a $0,283 \text{ MJ mm}^{-1} \text{h}^{-1}$. Nas planilhas de chuva, foram consideradas todas as chuvas com intensidade superior a 10 mm , calculando-se a energia cinética, duração e intensidade máxima em trinta minutos dessas chuvas. Desta forma, foi calculado para cada precipitação, o índice EI_{30} em $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1} \text{h}^{-1}$.

Somando-se os índices EI_{30} de todas as chuvas individuais e erosivas de cada mês, obteve-se a erosividade mensal das chuvas e, somando-se os índices EI_{30} mensais, obteve-se a erosividade anual das chuvas. O coeficiente de chuva ou índice médio mensal de erosão (Rc) foi calcu-

lado pelo método proposto por Lombardi Neto (1977), dado pela Eq. (5):

$$Rc = \frac{Pm^2}{Pa} \quad (5)$$

sendo Rc - Coeficiente de chuva (mm); Pm - precipitação média mensal (mm); Pa - precipitação média anual (mm).

Por fim a relação direta entre o coeficiente de chuva ($Rc = Pm^2/Pa$) e o índice de erosão (EI_{30}) possibilitou a determinação do potencial erosivo da chuva na área de estudo utilizando dados do projeto TRMM. O potencial erosivo anual da chuva foi classificado a partir da Tabela 1 segundo Carvalho (2008).

2.3. Distribuição generalizada de valores extremos

Para estudar os extremos do índice de erosão (EI_{30}), foi utilizado a Teoria do Valor Extremo (TVE). O TVE é o ramo da probabilidade estocástica que estuda o comportamento de extremos associados a uma função de distribuição F , normalmente desconhecida. A TVE modela os extremos usando a distribuição máxima ou mínima e o excesso. Na distribuição GEV, a amostra é dividida em subperíodos (blocos) que podem ser mensais, sazonais, ou anuais, etc. De cada bloco, um máximo ou um valor mínimo é extraído para compor um conjunto de dados extremos (Maraun et al., 2009). Na distribuição GPD, os valores extremos são determinados de acordo com um limiar adotado (Sugahara et al., 2009). O TVE já é difundido em muitos trabalhos que envolvem gerenciamento de recursos hídricos (Queiroz e Oliveira, 2013) e risco climático (Filho et al., 2016; Santos et al., 2016; Sousa et al., 2016).

A função de distribuição GEV combina três formas assintóticas de distribuições de valores extremos: Gumbel, Weibull e Fréchet, Fisher e Tippet (1928) em uma forma única, definida de acordo com Jenkinson (1955) da seguinte forma:

$$F(x) = \exp \left[- \left(1 - \xi \frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{\frac{1}{\xi}} \right], \quad \text{se } \xi \neq 0 \quad (6a)$$

$$F(x) = \exp \left[- \exp \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right], \quad \text{se } \xi = 0 \quad (6b)$$

onde μ é o parâmetro local $-\infty < \mu < \infty$; σ é o parâmetro de escala $0 < \sigma < \infty$; e ξ é o parâmetro de forma $-\infty < \xi < \infty$.

Tabela 1 - Classificação do potencial erosivo anual da chuva

Erosividade (MJ mm (ha h)^{-1})	Classe de erosividade
$R < 2452$	Fraca
$2451 < R < 4905$	Média
$4905 < R \leq 7357$	Média a forte
$7357 < R < 9810$	Forte
$R > 9810$	Muito forte

As distribuições de valores extremos de Weibull e Fréchet correspondem aos casos particulares da Eq. (6a), em que $\xi < 0$ e $\xi > 0$ respectivamente. Quando $\xi = 0$ a função assume a forma da Eq. (6b), representando a função Gumbel.

Para o quantil x_p da distribuição GEV, com período de retorno T a probabilidade acumulativa é dada pela função $F(x_p) = 1 - (1/T)$, que resulta nas Eqs. (7a) e (7b) (Palutikof *et al.*, 1999):

$$x_p = \mu + \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left(-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right)^\xi \right], \quad \text{se } \xi \neq 0 \quad (7a)$$

$$x_p = \mu - \sigma \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right], \quad \text{se } \xi = 0 \quad (7b)$$

Na distribuição GEV, os dados de EI_{30} foram divididos em blocos de máximos anuais, conforme a metodologia proposta por Maraun *et al.* (2009) e Sugahara *et al.* (2009).

2.4. Distribuição generalizada Pareto

Pickands (1975) mostrou que a distribuição assintótica de excessos de uma variável aleatória acima de um valor limiar pode ser aproximada por GPD, que dependendo do valor do parâmetro de forma, inclui casos particulares de distribuição, conforme as Eqs. (8a) e (8b):

$$F(x) = 1 - \left(1 - \frac{\xi}{\sigma} (x - u) \right)^{-\frac{1}{\xi}}, \quad \text{se } \xi \neq 0 \quad (8a)$$

$$F(x) = 1 - \exp \left(-\frac{x - \mu}{\sigma} \right), \quad \text{se } \xi = 0 \quad (8b)$$

onde u é o limiar selecionado, ou seja, os valores $x-u$ são os extremos. Para $\xi = 0$, o GPD é uma distribuição exponencial. Para $\xi > 0$, o GPD é uma distribuição Pareto e para $\xi < 0$, o GPD é a distribuição Beta.

O quantil x_p da GPD foi determinado usando as Eqs. (9a) e (9b) (Palutikof *et al.*, 1999):

$$x_p = u + \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - (\lambda T)^{-\xi} \right], \quad \text{se } \xi \neq 0 \quad (9a)$$

$$x_p = u + \sigma \ln(\lambda T), \quad \text{se } \xi = 0 \quad (9b)$$

onde λ é igual a n/M , n é o número total dos excedentes acima do limite u e M é o número de anos registrados.

O limiar (u) pode ser calculado com base na técnica dos quantis, método utilizado em vários estudos de meteorologia para definir extremos de precipitação, como também usado para definir limiares na GPD (Santos *et al.*, 2016). Neste estudo, o quantil utilizado foi de 95%, que corresponde ao valor de 2625 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. Os parâmetros das distribuições GEV (μ , σ e ξ) e GPD (σ e ξ),

foram calculados utilizando o método de máxima verossimilhança Smith (1985).

3. Resultados e Discussões

3.1. Potencial erosivo

A média anual da erosividade na BHAM é caracterizada pela sazonalidade da precipitação (Fig. 2), onde o primeiro semestre apresenta os maiores valores de EI_{30} , particularmente nos meses de março e abril.

Os maiores valores foram observados na estação de São Miguel (Fig. 2c), com EI_{30} em torno de 1800 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ e precipitação superiores a 200 mm, nos meses de março e abril. A sazonalidade da precipitação mostrada na Fig. 2 ajuda a caracterizar também a variabilidade anual do EI_{30} . Os maiores valores do EI_{30} são determinados nos períodos de maior intensidade da precipitação. Como pode ser diagnosticado na Fig. 2, todas as estações possuem essa característica, exceto em São Miguel (Fig. 2c), com o mês de março o de maior precipitação (207,5 mm), e consequentemente, o de maior valor erosividade potencial 1833 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹.

Os valores na estação São Miguel foram bem maiores que os determinados por Cassol *et al.* (2008), que apontaram um valor de EI no mês de fevereiro de 1269 (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹), ou do estudo na Bacia do Alto Paraguai realizado por Galdino *et al.* (2014) que determinaram o EI no mês de janeiro de 1490 (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹), com precipitação mensal de 236 mm. Dessa forma, a BHAM apesar de apresentar menores valores de precipitação, possui um potencial erosivo mais elevado. Na Tabela 2, apresentam-se os valores médios, desvio padrão e coeficiente de variação da EI_{30} , nota-se que a estação que tem o maior coeficiente de variação (CV) é Upunema, com valor de 0,58. Por outro lado, a estação São Miguel possui o menor CV .

Com o auxílio da Fig. 3, onde apresentam-se os gráficos da erosividade média em função do coeficiente de chuva, todas as estações possuem elevado coeficiente de determinação (R^2), indicando que o modelo baseado nessas variáveis apresentou bom ajuste. No entanto o R^2 deve ser usado com precaução, pois é sempre possível torná-lo maior pela adição de um número suficiente de termos ao modelo.

3.2. Aplicação da Teoria dos Valores Extremos

A TVE determinou o período e nível de retorno dos valores extremos de EI_{30} , como pode ser observado na Tabela 3. Nota-se que os parâmetros de forma (ξ) estão dentro da faixa recomendada por Smith (1985), que é entre $-0,5 \leq \xi \leq 0,5$. Na distribuição GEV, o ξ é menor que zero em todas as estações, o que corresponde a uma distribuição Weibull. Na distribuição GPD, observa-se que o ξ é menor que zero (distribuição exponencial) na estação

Upunema e São Miguel e maior que zero (distribuição Pareto) nas estações Felipe Guerra e São Miguel. Os critérios AIC e BIC apresentaram os melhores valores na estação Felipe Guerra, em ambas as distribuições (GEV e GPD). Portanto para a estimação da erosividade da BHAM (Fig. 4) a partir de dados do projeto TRMM, utilizou-se a equação de regressão determinada na Fig. 3b.

Na Fig. 4 apresenta-se a erosividade da bacia estimada com dados do projeto TRMM (Fig. 4a) e declividade

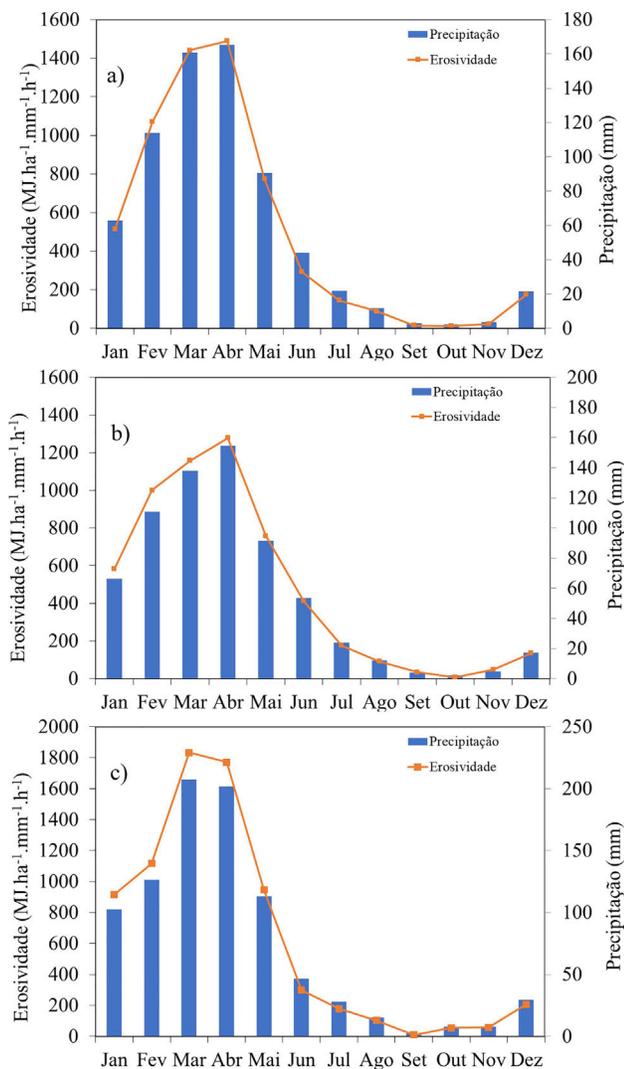


Figura 2 - Médias mensais do índice de erosividade (EI_{30}) e da precipitação pluvial para estações meteorológica: a) Upanema, b) Felipe Guerra e c) São Miguel.

Tabela 2 - Média, desvio padrão e coeficiente de variação da erosividade anual em $(MJ\ mm\ (ha\ h)^{-1})$.

Estação	Média	Desvio padrão	Coefic. de variação
Upunema	6236	3628	0,58
Felipe Guerra	5868	2644	0,45
São Miguel	7734	2673	0,35

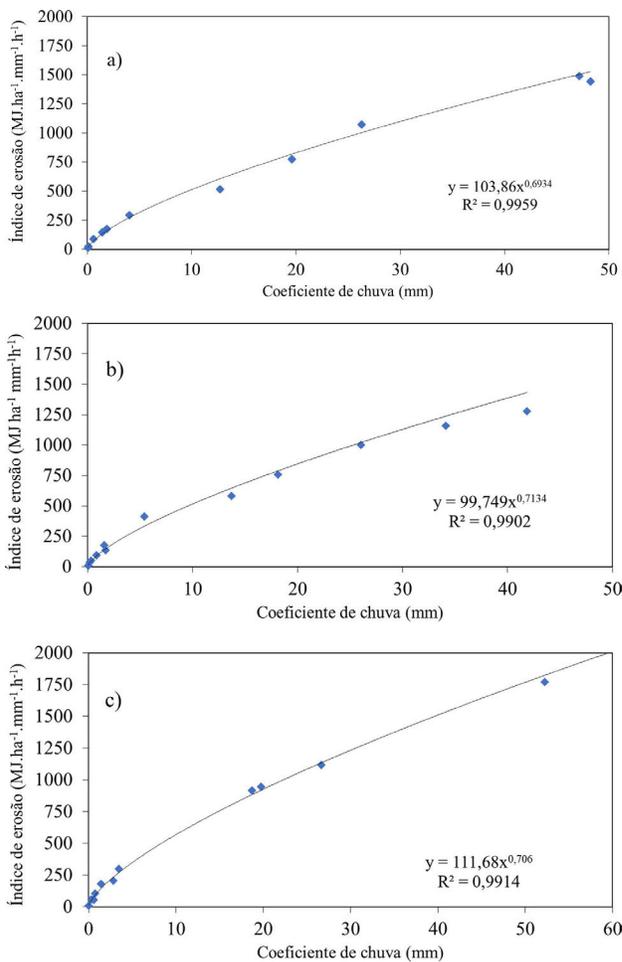


Figura 3 - Relação entre o índice de erosividade (EI_{30}) médio mensal e o coeficiente de chuva (R_c) para as estações meteorológicas: a) Upanema, b) Felipe Guerra e c) São Miguel.

Tabela 3 - Parâmetros das distribuições GEV e GPD e critérios AIC e BIC.

Parâmetros		Upunema	Felipe Guerra	São Miguel
GEV	Localção	μ 2030	1620	2346
		IC 1567; 2493	1347; 1899	2003; 2689
	Escala	σ 1189	717	865
Forma		IC 822; 1555	518; 917	609; 1120
	ξ	-0,12	-0,027	-0,013
		IC -0,4; 0,16	-0,19; 0,24	-0,29; 0,26
AIC		536,8	512,3	522,1
BIC		541,1	516,6	526,4
GPD	Escala	σ 1291	706	889
		IC 496; 2086	265; 1148	328; 1449
	Forma	ξ -0,23	0,23	-0,01
	IC -0,6; 0,14	-0,39; 0,51	-0,49; 0,45	
AIC		303,6	293,9	300,8
BIC		305,5	295,8	302,7

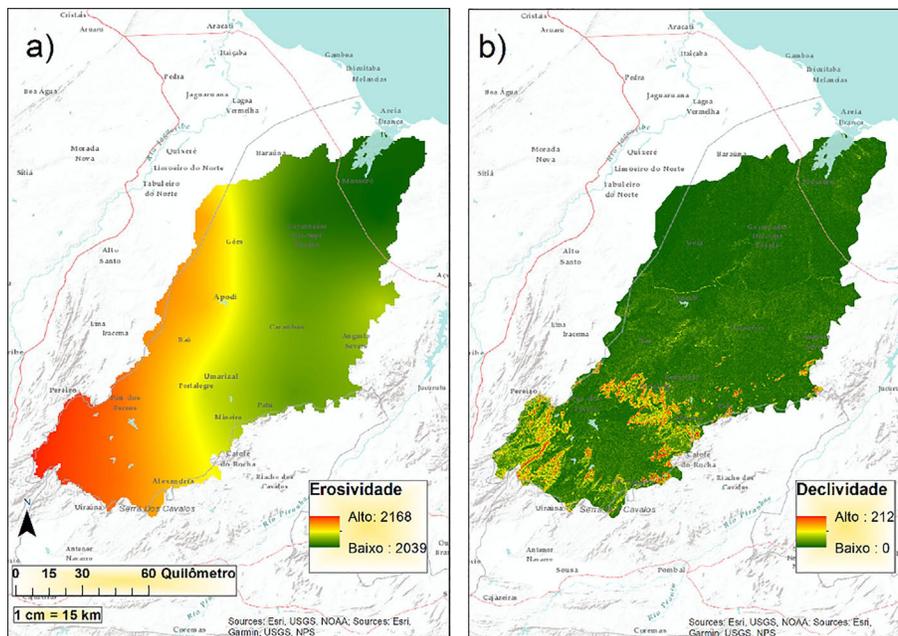


Figura 4 - a) Caracterização da erosividade em MJ ha⁻¹ mm⁻¹, com dados do projeto TRMM e b) Declividade da bacia hidrográfica em graus.

da bacia (Fig. 4b). Percebe-se que os maiores valores de erosividade (20168 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹) e declividade (212°) ao sul da bacia. Esse resultado concorda com o estudo de Carvalho e Leite (2015), cujas áreas que possuíam maior erodibilidade eram as que possuíam maior declividade da bacia hidrográfica do córrego João Dias, no estado do Mato Grosso do Sul. Outro fator importante segundo Silva et al. (2017) é a cobertura natural do solo, mesmo com pouca densidade, essa cobertura tem efeito significativo para redução na degradação do solo, além disso, a pouca declividade ao norte da bacia colabora para menores valores de erosividade (Fig. 4a).

Para verificar a qualidade das estimativas GEV e GPD da erosividade na BHAM, foi aplicado o teste Kolmogorov-Smirnov (KS) onde os resultados podem ser observados na Tabela 4. Neste estudo temos 31 observações de máximos anuais de erosividade para ambas as distribuições. Considerando o nível de significância de 5% a GPD teve variações de amostras, entre 12 e 27 observações. O valor crítico da estatística D_n utilizada foi 0,24, a mesma utilizada por (Santos et al., 2016). Nota-se na

Tabela 4 - Resultados do teste de Kolmogorov-Smirnov (nível de significância de 5%) para verificar a qualidade do ajuste das distribuições GEV e GPD para erosividade máxima nas estações meteorológicas da ANA situadas na BHAM.

Estação	GEV		GPD	
	D _n	Valor p	D _n	Valor p
Upanema	0,387	0,784	0,161	0,95
Felipe Guerra	0,516	0,597	0,032	0,998
São Miguel	0,193	0,93	0	1

Tabela 4 que distribuição GEV e GPD apresentaram melhor desempenho na estação São Miguel, por outro lado, considerando o conjunto das estações, a distribuição GPD obteve melhor desempenho quando comparado com a distribuição GEV.

Na Tabela 5, observa-se o período de retorno dos valores extremos de erosividade (EI₃₀) para as estações de superfície da ANA, usando os estimadores GEV e GPD para cada estação. Nota-se valores muito próximos obtidos pelas respectivas distribuições. Estes resultados sugerem que, em média, a cada dois anos ocorreu um máximo de erosividade, e que São Miguel apresentou os maiores valores. Por exemplo, a cada dois anos poderá ocorrer uma erosividade de 2662 MJ ha⁻¹ mm⁻¹ utilizando a distribuição GEV e 2744 MJ ha⁻¹ mm⁻¹ a GPD, res-

Tabela 5 - Estimativa do período de retorno para diferentes valores de EI₃₀ (MJ ha⁻¹ mm⁻¹), obtidos através das disbruições GEV e GPD.

Período de retorno (anos)	Distribuição GEV			Distribuição GPD		
	Upanema	Felipe Guerra	São Miguel	Upanema	Felipe Guerra	São Miguel
2	2168	1885	2662	2579	2291	2744
5	3233	2722	3630	3378	2786	3437
10	3863	3288	4264	3909	3259	4057
20	4416	3842	4866	4383	3791	4775
30	4714	4165	5210	4637	4133	5245
40	4933	4395	5452	4807	4390	5604
50	5066	4574	5638	4934	4598	5897
100	5507	5135	6210	5299	5298	6902

pectivamente. Considerando o período de 20 anos, tem-se pelo menos uma vez valores superiores a 4866 e 4775 MJ ha⁻¹ mm⁻¹, considerando as respectivas distribuições na Tabela 4. No entanto, esses valores podem ser influenciados em análises dos cenários de mudanças climáticas para a precipitação no Nordeste brasileiro (Torres et al., 2012; Marengo et al., 2016;). O principal sistema atuante no período de maiores EI_{30} (fevereiro a abril) é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e a intensificação dos modos de variabilidade climática El Niño (La Ninã), afeta o posicionamento da ZCIT diminuindo (aumentando) as taxas de precipitação no Nordeste do Brasil. Outro fator é a cobertura do solo, que é de extrema importância da redução da erosividade, tendo em vista o desmatamento e atividade agrícolas desenvolvidas na região.

4. Conclusões

Este trabalho consistiu em analisar o índice de erosão (EI_{30}) na BHAM e aplicar o EI_{30} na teoria dos valores extremos, através das distribuições GEV e GPD, para estimar o período de retorno dos valores extremos. Podemos destacar as seguintes conclusões:

- i. Os resultados mostraram que o coeficiente de determinação R^2 derivado da relação entre a variação da EI_{30} e coeficiente de chuva das estações, foi elevado, indicando que o modelo baseado no coeficiente de chuva pode explicar os valores observados de EI_{30} .
- ii. Apesar da faixa que separa a erosividade máxima da mínima ser pequena a bacia pode ser considerada de erosividade baixa. De acordo com a literatura, a declividade é um parâmetro importante em gestão de bacias hidrográficas que associado ao nível de exposição do solo na bacia, influencia o nível de degradação ambiental e econômico;
- iii. As distribuições GEV e GPD ao nível de significância de 5% apresentaram bons resultados para a estação São Miguel. Considerando todas as estações, a distribuição GPD apresentou o melhor desempenho para avaliar o EVT;
- iv. Por fim, a erosividade estimada a partir da função EI_{30} versus R_C nas estações da ANA utilizando dados de precipitação TRMM, foram satisfatórios, uma vez que são escassos dados observados de superfície ao longo da BHAM.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da Bolsa de Pós-Doutoramento ao primeiro autor, aos colaboradores da UFAL, UFCG, UENF e aos revisores anônimos pela colaboração possibilitando o aprimoramento da qualidade do artigo.

Referências

- ABREU, M.C.; CECÍLIO, A.; PRUSKI, F.F.; SANTOS, G.R.; ALMEIDA, L.T.; ZANETT, S.S. Critérios para Escolha de Distribuições de Probabilidades em Estudos de Eventos Extremos de Precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 33, n. 4, p. 601-613, 2018.
- AKAIKE, H. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, v. 19, n. 6, p. 716-723, 1974.
- AKAIKE, H. A Bayesian of the minimum AIC procedure. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, v. 30, n. 1, p. 9-14, 1978.
- ALVARES, C.A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; SPAROVEK, G. Koopen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711-778, 2013.
- ALMEIDA, C.T.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA J. F. J.; GOIS, G.; CAVALCANTI, A. S. Avaliação das Estimativas de Precipitação do Produto 3B33-TRMM do Estado do Amazonas. *Floresta e Ambiente*, v. 22, n. 3, p. 279-286, 2015.
- ALVES, K.S.S.; ALVES, A.V.P.; SOUZA, N.S.; SANCHES, L.; GAIO, D.C.; SOUZA, G.S.; MUSIS, C.R. Análise estatística entre os dados de precipitação estimada via satélite TRMM e dados observados de superfície em Praia-Cabo Verde. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 21, p. 417-429, 2017.
- ANJOS, R.S.; NÓBREGA, R. S.; ARAÚJO, F. E.; ROCHA, G. B. R. F. Spacial distribution of rain types in Pernambuco with the usage of Remote Sensing. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing*, v. 6, n. 3, p. 154-163, 2016.
- BOARDMAN, J.; POESEN, J. Soil erosion in Europe: Major processes, causes and consequences. In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. (eds.) *Soil Erosion in Europe*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd, p. 479-487, 2006.
- CARVALHO, N. O. *Hidrossedimentologia Prática*. Rio de Janeiro: Interciência, 600 p., 2008.
- CARVALHO, R.G.; KELTING, F.M.S.; SILVA, E.V. Indicadores socioeconômicos e gestão ambiental nos municípios da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró, RN. *Sociedade & Natureza*, v. 23, n. 1, p. 143-159, 2011.
- CARVALHO, E.M.; LEITE, E.F. Erosividade e Erodibilidade na Bacia Hidrográfica do Córrego João Dias, Aquidauaba/MS. *Revista Geografar*. v. 10, n. 2, p. 88-111, 2015.
- CASSOL, E.A.; ELTZ, F.L.F.; MARTINS, D.; LEMOS, A.M.; LIMA, V.S.; BUENO, A.C. Erosividade, padrões hidrológicos, período de retorno e probabilidade de ocorrência das chuvas em São Borja, RS. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 1, p. 1239-1251, 2008.
- CHECI, L.; SANCHES, F. Análise de uma série temporal de precipitação para Erechim (RS) e um possível método de previsão climática. *Ambiência Guarapuava*, v. 9, n. 1, p. 43-55, 2013.
- FILHO, W.L.F.C; LUCIO, P.S.; SPYRIDES, C.M.H. Caracterização dos Extremos de Precipitação Diária no Nordeste do Brasil. *Boletim Goiano de Geografia*, v. 36, n. 3, p. 539-554, 2016.
- FISHER, R.A.; TIPPETT, L.H.C. Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, v. 24, n. 2, p. 180-190, 1928.

- FOSTER, G.R.; MC COOL, D.K.; RENARD, K.G.; MOLDE-NHAUER, W.C. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. **Journal of Soil Water Conservation**, v. 36, n. 6, p. 355-359, 1981.
- GALDINO, S.; GREGO, C.R.; SILVA, J.S.V. Distribuição espacial da erosividade da chuva na Bacia do Alto Paraguai, Brasil. In: **5º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**, Campo Grande, p.211-219, 2014.
- HUDSON, N.1995. **Soil Conservation**. London: BT Batsford, 391 p.
- JENKINSON, A.F. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) of meteorological elements. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 81, p. 158-171, 1955.
- LOMBARDI NETO, E. **Rainfall Erosivity Distribution and Relationship with Soil Loss in Campinas, Brasil**. West Lafayette: Purdu University, 53 p., 1977.
- MARAUN, D.; RUST, H.W.; OSBORN, T.J. The annual cycle of heavy precipitation across the United Kingdom: a model based on extreme value statistics. **International Journal Climatology**, v. 29, n. 12, p. 1731-1744, 2009.
- MARENGO, J.; BERNASCONI, M. Regional differences in aridity/drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections. **Climatic Change**, v. 129, n. 2, p. 103-115, 2015.
- MARENGO, A.J.; TORRES, R.R.; ALVES, L.M. Drought in Northeast Brazil - past, present, and future. **Theoretical Applied Climatology**, v. 129, n. 4, p. 1189-1200, 2016.
- MENDONÇA, J.K.S.; GUERRA, A.J.T. Erosão dos solos e a questão ambiental. In: GUERRA, A.J.T.; VITTE, C.A. (eds) **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. São Paulo: Editora Bertrand Brasil, p. 225-251, 2004.
- NASA. 2019. **Tropical Rainfall Measuring Mission**. National Aeronautics and Space Administration, disponível em <https://trmm.gsfc.nasa.gov/>, acesso em 22 mar 2019.
- OLIVEIRA, P.T.; SANTOS, C.M.S.; LIMA, K.C. Linear trend of occurrence and intensity of heavy rainfall events on Northeast Brazil. **Atmospheric Science Letters**, v. 177, n. 2, p. 172-177, 2014.
- PALUTIKOF, J.; BRABSON, B.; LISTER, D.; ADCOCK, S. A review of methods to calculate extreme wind speeds. **Meteorological Applications**, v. 6, n. 2, p. 119-132, 1999.
- PEREIRA, G.; SILVA, M.E.S.; MORAES, E.C.; CARDOZO, F.S. Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 139-148, 2013.
- PICKANDS, J. Statistical inference using extreme order statistics. **Annals of Statistics**, v. 3, n. 1, p. 119-131, 1975.
- PRUSKI, F.F. **Conservação de Solo e Água: Práticas Mecânicas para o Controle da Erosão Hídrica**. Viçosa: UFV, 54 p., 2009.
- QUEIROZ, A.T.; OLIVEIRA, A. Relação entre produção e demanda hídrica na bacia do rio Uberabinha, estado de Minas Gerais, Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 25, n. 1, p. 191-204, 2013.
- SANTOS, C.A.G.; SRINIVASAN, V.S.; SILVA, R.M. Evaluation of optimized parameter values of a distributed runoff-erosion model applied in two different basins. **Hydrological Sciences Journal**, v. 29, n. 49, p. 101-109, 2005.
- SANTOS, E.B.; LUCIO, P.S.; SILVA, C.M.S. Estimating return periods for dialy precipitation extreme events over the Brazilian Amazon. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 126, p. 585-595, 2016.
- SILVA, M.T.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, V.P.R.; SILVA, B.K.N.; MARIANO, E.B.; AMORIM, M.R.B. Estimativa da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do submédio Rio São Francisco. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 2, n. 3, p. 203-211, 2017.
- SMITH, R.L. Maximum likelihood estimation in a class of non-regular cases. **Biometrika**, v. 72, p. 67-90, 1985.
- SOUSA, F.A.S.; VIEIRA, V.R.; SILVA, V.P.R.; MELO, V.S.; GUEDES, R.W. Estimativas dos riscos de chuvas extremas nas capitais do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 2, p. 430-439, 2016.
- SUGAHARA, S.; ROCHA, R.P.; SILVEIRA, R. Non-stationary frequency analysis of extreme daily rainfall in Sao Paulo, Brazil. **International Journal Climatology**, v. 29, n. 9, p. 1339-1349, 2009.
- TORRES, R.R.; LAPOLA, D.M.; MARENGO, J.A.; LOMBARDO, M.A. Socio-climatic hotspots in Brazil. **Climatic Change**, v. 115, n. 3, p. 597-609, 2012.
- WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide to Conservation Planning**. Washington: Agriculture Research Service, 58 p., 1978.
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.
- MORAES, F.D.S.; AQUINO, F.E. Desastres no Rio Grande do Sul Associados a Complexos Convectivos de Mesoescala: Estudo de Caso do Evento que ocorreu entre 22 e 23 de abril de 2011. **Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental**, v. 7, p. 111-134, 2018.
- PONTES DA SILVA, B.F.P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; BRITO, B.M.; PERESETSKY, A. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 295-310, 2011.
- REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação da América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.
- Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE): <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>.
- Giovanni: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>