



INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA DO PIAUÍ
CAMPUS TERESINA
CURSO: GEOPROCESSAMENTO

ERIVAN ALVES MENDES JUNIOR

**Análise do balanço hídrico para a captação de água da chuva utilizando
técnicas de sensoriamento remoto e SIG**

TERESINA

2019

ERIVAN ALVES MENDES JUNIOR

Análise do balanço hídrico para a captação de água da chuva utilizando técnicas de sensoriamento remoto e SIG

Trabalho de Conclusão de Curso (monografia) apresentado como exigência parcial para obtenção do diploma do Curso de Geoprocessamento do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Piauí. Campus.: Teresina - Central.
Orientador, Prof. Dr. Renato Sérgio Soares Costa

TERESINA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD

Mendes Junior, Erivan Alves
M538a Análise do balanço hídrico para a captação de água da chuva utilizando técnicas de sensoriamento remoto e SIG / Erivan Alves Mendes Junior. - 2019. 59 f.: il. p&b.

Trabalho de Conclusão de Curso (Tecnologia em Geoprocessamento) - Instituto Federal do Piauí, Campus Teresina Central, 2019.

Orientador : Prof. Dr. Renato Sérgio Soares Costa.

1. Semiárido - Piauí. 2. Balanço hídrico - Piauí. 3. Sistemas de Informação Geográfica (SIG). I.Título.

CDD - 621.3678

Elaborado por Sindya Santos Melo CRB 3/1085

ERIVAN ALVES MENDES JUNIOR

Análise do balanço hídrico para a captação de água da chuva utilizando técnicas de sensoriamento remoto e SIG

Trabalho de Conclusão de Curso (monografia) apresentado como exigência parcial para obtenção do diploma do Curso de Geoprocessamento do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Piauí, Campus Teresina - Central.

Monografia aprovada em 18 de setembro de 2019.

Banca examinadora:

Orientador(a): Dr. Renato Sérgio Soares Costa
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Piauí

Examinador(a): Me. Jurandi Oliveira da Silva
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará- IFCE

Examinador(a): Esp. Adr/ahb DCarlos Batista Oliveira
Instituto Federal de Educação e Tecnologia do Piauí - IFPI

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado saúde e força para superar as dificuldades. A esta universidade e ao seu corpo docente, direção e administração que oportunizaram essa janela que hoje vislumbro eivado pela acendrada confiança no mérito e ética presentes.

Ao meu orientador Prof. Dr. Renato Sergio, pelo suporte e tempo disponibilizado, pelas suas correções e incentivos.

Aos meus pais, pelo amor, incentivo e apoio incondicional e a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigado.

“Vencer a si próprio é a maior de todas as vitórias.”

(Platão)

RESUMO

O clima no semiárido brasileiro é caracterizado por uma precipitação média que varia de 400 a 800 mm, com estações chuvosas ocorrendo geralmente entre janeiro e julho, mas apresentando ampla variação espacial. A ausência de precipitação durante o período estiagem faz com que os níveis dos reservatórios e lagos artificiais diminuam a ponto de secarem completamente. Com o objetivo de determinar o balanço hídrico na região do semiárido piauiense, foram levantadas informações de precipitação e evapotranspiração potencial entre os meses de janeiro a dezembro de 2008 a 2018 através de sensoriamento remoto. Os índices pluviométricos obtidos demonstram que a precipitação mensal média foi de 74,5 mm/mês, totalizando 891 mm no ano, porém esta precipitação não foi uniforme em todo o território. A evapotranspiração potencial anual foi de 1.619 mm, com uma média mensal de 134,92 mm. A região apresentou déficit hídrico em dez dos doze meses do ano, somente os meses de fevereiro e março apresentaram índices positivos, com 94 e 41 mm respectivamente. Com estes resultados, fica evidente a necessidade de construção de sistemas de captação de água da chuva e o seu armazenamento em cisternas fechadas, devido as altas temperaturas e consequentemente altas taxas de evapotranspiração.

Palavras-chave: Semiárido; Balanço hídrico; Piauí

ABSTRACT

The climate in the Brazilian semi-arid region is characterized by an average current that ranges from 400 to 800 mm, with rainfall occurring between January and July, but it is becoming disconnected. The absence of delay during the dry season causes the values of the reservoirs and artificial lakes to decrease one point of drying completely. In order to determine the water balance in the semi-arid region of Piauí, precipitation and evapotranspiration information were collected between January and December 2018 through remote sensing. The rainfall values showed that the monthly average was 74,5 mm/month, totaling 891 mm in the year, although this combination was not made in the entire territory. The annual potential evapotranspiration was 1,619 mm, with a monthly average of 134,92 mm. The region presented a water deficit of ten months of the year, only those with a positive one-year readiness, with 94 and 41 mm, respectively. For this purpose, the growth rate of rainfall and water catchment conditions and shear rates can be high due to the high and deep evapotranspiration rates.

Keywords: Semi-arid; Water balance; Piauí.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Representação gráfica do ciclo hidrológico.....	20
Figura 2	- Delimitação do semiárido brasileiro.....	28
Figura 3	- Vegetação típica da caatinga brasileira.....	29
Figura 4	- Rio São Francisco no estado do Alagoas.....	30
Figura 5	- Mapa de localização do semiárido piauiense.....	38
Figura 6	- Mapa com os pontos de medição.....	39
Figura 7	- Temperatura acumulada do mês de janeiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 8	- Temperatura acumulada do mês de fevereiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 9	- Temperatura acumulada do mês de março de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 10	- Temperatura acumulada do mês de abril de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 11	- Temperatura acumulada do mês de maio de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 12	- Temperatura acumulada do mês de junho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 13	- Temperatura acumulada do mês de julho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	43
Figura 14	- Temperatura acumulada do mês de agosto de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 15	- Temperatura acumulada do mês de setembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 16	- Temperatura acumulada do mês de outubro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 17	- Temperatura acumulada do mês de novembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 18	- Temperatura acumulada do mês de dezembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 19	- Precipitação acumulada do mês de janeiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44

Figura 20	- Precipitação acumulada do mês de fevereiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 21	- Precipitação acumulada do mês de março de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 22	- Precipitação acumulada do mês de abril de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 23	- Precipitação acumulada do mês de maio de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 24	- Precipitação acumulada do mês de junho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	44
Figura 25	- Precipitação acumulada do mês de julho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 26	- Precipitação acumulada do mês de agosto de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 27	- Precipitação acumulada do mês de setembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 28	- Precipitação acumulada do mês de outubro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 29	- Precipitação acumulada do mês de novembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 30	- Precipitação acumulada do mês de dezembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 31	- Evapotranspiração acumulada do mês de janeiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 32	- Evapotranspiração acumulada do mês de fevereiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 33	- Evapotranspiração acumulada do mês de março de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	45
Figura 34	- Evapotranspiração acumulada do mês de abril de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 35	- Evapotranspiração acumulada do mês de maio de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 36	- Evapotranspiração acumulada do mês de junho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46

Figura 37	- Evapotranspiração acumulada do mês de julho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 38	- Evapotranspiração acumulada do mês de agosto de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 39	- Evapotranspiração acumulada do mês de setembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 40	- Evapotranspiração acumulada do mês de outubro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 41	- Evapotranspiração acumulada do mês de novembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 42	- Evapotranspiração acumulada do mês de dezembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	46
Figura 43	- Balanço Hídrico acumulada do mês de janeiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 44	- Balanço Hídrico acumulada do mês de fevereiro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 45	- Balanço Hídrico acumulada do mês de março de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 46	- Balanço Hídrico acumulada do mês de abril de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 47	- Balanço Hídrico acumulada do mês de maio de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 48	- Balanço Hídrico acumulada do mês de junho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 49	- Balanço Hídrico acumulada do mês de julho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 50	- Balanço Hídrico acumulada do mês de agosto de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 51	- Balanço Hídrico acumulada do mês de setembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	47
Figura 52	- Balanço Hídrico acumulada do mês de outubro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	48
Figura 53	- Balanço Hídrico acumulada do mês de novembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	48

Figura 54	- Balanço Hídrico acumulada do mês de dezembro de 2008 a 2018 no semiárido piauiense.....	48
-----------	--	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	- Precipitação, evapotranspiração e balanço hídrico anual de 2008 a 2018 do semiárido brasileiro.....	42
Tabela 2	- Precipitação, evapotranspiração e balanço hídrico anual de 2008 a 2018 do semiárido brasileiro.....	42

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AFRL - Air Force Research Laboratory

AFWA - Air Force Weather Agency

AVHRR - Advanced very-high-resolution radiometer

ASA Brasil - Articulação no Semiárido Brasileiro

CERAC - Centro Regional de Assessoria e Capacitação

CPC - Climate Prediction Center

Codevasf - Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba

EMC - Environmental Modeling Center

GEWEX - Global Energy and Water Exchanges

GCIP - Global Cleantech Innovation Program

GAPP - GPS-Assisted Phototriangulation Package

GLDAS - Global Land Data Assimilation System

GSFC - Goddard Space Flight Center

HRLDAS - High-Resolution Land Data Assimilation System

LSM - Modelos de Superfície Terrestre

LDAS - Land Data Assimilation System

MDS - Ministério do Desenvolvimento Social e Combate à Fome

MDA - Ministério do Desenvolvimento Agrário

METRIC - mapeamento da evapotranspiração em alta resolução com calibração internalizada

MODIS- Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA - National Aeronautics and Space Administration

NWS - National Weather Service

NARR - North American Regional Reanalysis

NESDIS - National Environmental Satellite, Data, and Information Service

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

NLDAS - North American Land Data Assimilation System

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

OH - Office of Hydrology

ORA - Office of Research and Applications

SIMMETEO - Simulation of Meteorological Variable

SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land

SWB - Simple Water Balance

WGEN - Weather Generator

WGRNR - Weather Generator for Solar Radiation

VIC - Variable Infiltration Capacity

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

Sumário

1	INTRODUÇÃO.....	17
1.1	JUSTIFICATIVA	18
1.2	OBJETIVO GERAL	18
1.3	OBJETIVOS ESPECIFICOS	18
2	REFERENCIAL TEÓRICO	20
2.1	O CICLO HIDROLÓGICO	20
2.2	BALANÇO HÍDRICO	22
2.3	O SEMIÁRIDO BRASILEIRO	27
2.4	MODELOS DE SUPERFÍCIE TERRESTRE - LSM.....	33
2.5	LAND DATA ASSIMILATION SYSTEM - LDAS.....	33
3	METODOLOGIA	38
3.1	ÁREA DE ESTUDO.....	38
3.2	PRECIPITAÇÃO	39
3.3	EVAPOTRANPIRAÇÃO	40
3.4	BALANÇO HÍDRICO	40
4	RESULTADOS	42
5	CONCLUSÃO	51
6	REFERENCIAS	52

1 INTRODUÇÃO

Com uma população de aproximadamente 21 milhões de habitantes, o semiárido brasileiro é um espaço cada vez mais urbano, onde entre 1991 a 2006 a população dos centros urbanos cresceu aproximadamente 25% e a rural decresceram em 8%. A população do semiárido vive em uma região caracterizada pela insuficiência e irregularidade de chuvas, com média anuais que variam entre 268 a 800 mm, com temperaturas elevadas e fortes taxas de evapotranspiração (SILVA, 2006).

O Estado do Piauí está situado entre a Pré-Amazônia Úmida e o Nordeste Semiárido, constituindo-se em uma zona de transição climática, com características desses dois domínios geoambientais. Por isso, os estudos visando a sua melhor caracterização climática são muito importantes, notadamente, quanto à delimitação e a regionalização da região semiárida do Estado, porém a obtenção destas informações *in loco* não são possíveis devido a grande extensão territorial do semiárido piauiense, por isso a utilização de Sistema de Informação Geográfica (SIG) é de grande utilidade no levantamento de informações (ANDRADE JR et al., 2005).

O sensoriamento remoto é uma importante ferramenta no planejamento, investigação e na análise da superfície terrestre, sendo uma das poucas técnicas que podem fornecer parâmetros físicos para a análise tanto de um município ou uma área continental, sem a preocupação com os custos que isso ocasionariam aos estudos. Hoje a utilização das técnicas de sensoriamento remoto está traduzida em vários frutos em diversas áreas do conhecimento (LIU, 2015). O balanço hídrico estudado só ratifica a utilização desta ferramenta como mais uma auxiliadora na maximização e precisão dos resultados agregando mais valor ao estudo.

Diante das dificuldades que é a aquisição de informações *in loco*, as ferramentas de sensoriamento remoto trazem facilidades mostrando sua importância. Portanto, o objetivo deste trabalho foi a análise do balanço hídrico da região do semiárido piauiense, demonstrando os índices de precipitação e evapotranspiração, de modo que estas informações possam servir de suporte para a tomada de decisão nas áreas que mais sofrem com o déficit hídrico, de modo que

a captação da água da chuva nos telhados das casas e o seu armazenamento em cisternas, possam prover uma segurança hídrica a população que reside nesta região, principalmente a população rural.

1.1 JUSTIFICATIVA

A escassez de chuva é um dos fatores que alteram o sistema de todo semiárido e induzem uma série de problemáticas para a população da região. Sabe-se que diversos fatores são os causadores da escassez de chuva nesta área, porém, o estudo da área com novas tecnologias de sensoriamento remoto pode minimizar os efeitos desta escassez, e por isso a inserção das tecnologias da área de sensoriamento remoto mostra-se como uma alternativa razoável, rápida e barata na análise dos efeitos.

Para tanto, os dados obtidos precisam ser analisados de forma que estas análises sejam precisas e corretas para que o processo de transformação e conhecimento da região possam surtir efeito. O que impulsionou a realização deste trabalho foi entender o processo e os efeitos do balanço hídrico apresentando as análises e ferramentas necessárias para a minimização dos efeitos causados principalmente pela escassez da chuva na região.

1.2 OBJETIVO GERAL

Avaliar o balanço hídrico da região do semiárido piauiense com as ferramentas de sensoriamento remoto e como essas ferramentas podem influenciar na minimização dos efeitos causados pela estiagem de chuva.

1.3 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Aplicar as imagens de satélite estudos e técnicas de sensoriamento remoto.

- Classificar os pixels da imagem como ponto referenciados no mapa indicando os índices pluviométrico de temperatura e evapotranspiração
- Aplicar as ferramentas de interpolação IDW
- Indicar os benefícios e a utilização das técnicas de captação

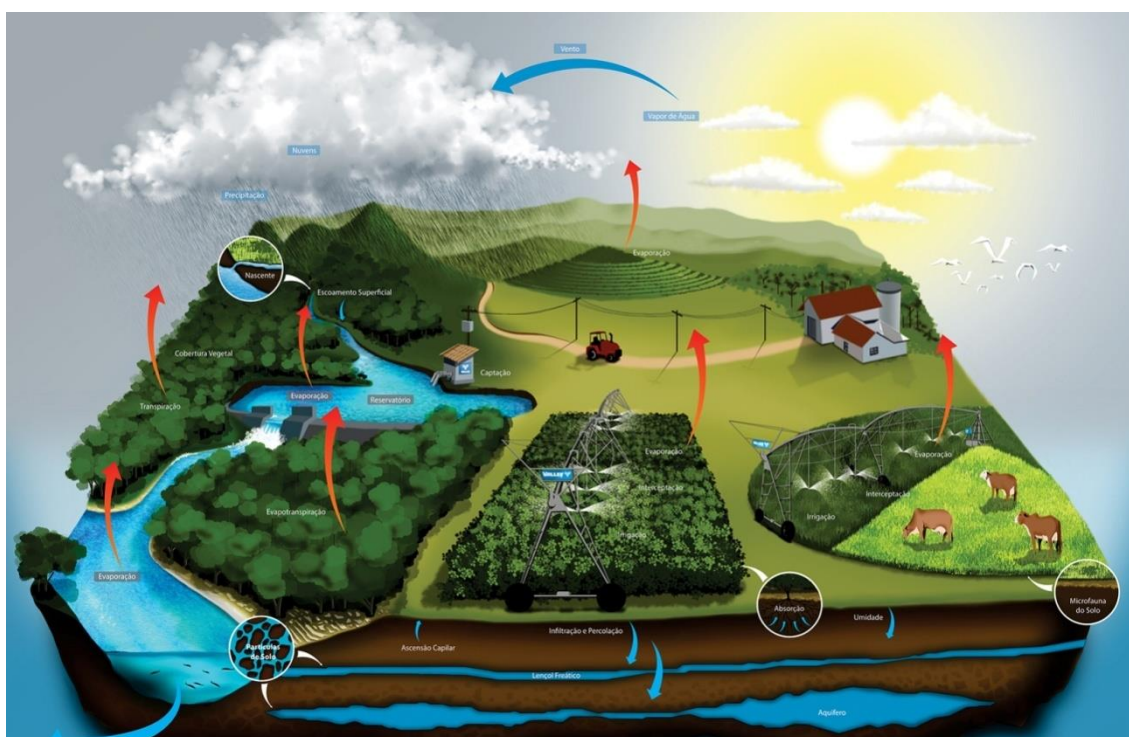
2 REFERENCIAL TEÓRICO

A seguir temos alguns capítulos que servirão para referenciar o trabalho, sendo que os primeiros capítulos vão conceituar o trabalho abordando os tópicos elementares para a compreensão do assunto e a caracterização da área estudada. Em seguida, será abordado os capítulos de aprofundamentos demonstrando os aspectos mais profundo do trabalho e a apresentados dos modelos que servirão de base para a continuidade do trabalho.

2.1 O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado fundamentalmente pela energia solar, associada a gravidade e a rotação terrestre, conforme mostra a figura 1(BALBINOT et al., 2008).

Figura 1 - Representação gráfica do ciclo hidrológico



Fonte: <http://map.valleyirrigation.com.br/ResponsabilidadeSocial> (2018)

O ciclo hidrológico é o tema principal da hidrologia e envolve diferentes processos hidrológicos, sendo a condensação, precipitação, infiltração e percolação exemplos de processos hidrológicos verticais e os escoamentos superficiais e sub-superficial, exemplos de processos horizontais (KOBİYAMA, 2000; SILVEIRA, 1997).

A forma mais comum de precipitação é a chuva, que ocorre quando fenômenos complexos de aglutinação e crescimento das gotículas formam uma grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que, através da força da gravidade consigam superar a turbulência normal ou os movimentos ascendentes do meio atmosférico (BUSCH, 2018). As chuvas são classificadas em três categorias distintas, frontais, convectivas e orográficas (FRANÇA, 2015; AYOADE, 1998).

As chuvas frontais ocorrem quando se encontram duas grandes massas de ar, de diferentes temperatura e umidade, e na frente de contato entre as duas massas o ar mais quente, que é mais leve e normalmente mais úmido, é empurrado para cima, onde atinge temperaturas mais baixas, resultando na condensação do vapor (KOBİYAMA, 2006).

As chuvas convectivas são formadas pelo processo de convecção térmica, onde o aquecimento resulta na subida da massa de ar para níveis mais altos da atmosfera, onde as baixas temperaturas compensam o vapor formando nuvens. As chuvas convectivas são caracterizadas pela alta intensidade e pela curta duração. No Brasil este tipo de chuva ocorre normalmente nas regiões tropicais (FRANÇA, 2015; KOBİYAMA, 2006).

Já as chuvas orográficas ocorrem em regiões em que um grande obstáculo do relevo, como uma cordilheira ou serra muito alta, impede a passagem de ventos quentes e úmidos, que sopram do mar, obrigando o ar a subir. Em maiores altitudes, a umidade do ar se condensa e formam nuvens junto aos picos da serra, onde chove com muita frequência (KOBİYAMA, 2006).

De uma maneira geral, uma bacia hidrográfica pode ser descrita como uma área geográfica natural, definida pelos pontos mais elevados do relevo, dentro dos quais a água proveniente das chuvas é drenada superficialmente por um curso d'água principal até sua saída da bacia, no local mais baixo do relevo, que equivale à foz desse curso de água (SANTANA, 2007).

O principal meio de recarga dos reservatórios, naturais ou artificiais, de uma determinada bacia hidrográfica é a através da precipitação. Do volume de chuva que atinge o solo, parte é infiltrado, parte escoar sobre a superfície e parte é evaporada. Do volume que atinge o solo e não é retido nas depressões do terreno ou então infiltrada, escoar pela superfície logo que a intensidade da precipitação supere a capacidade de infiltração no solo e os espaços nas superfícies retentoras tenham sido preenchidos (PINTO et al., 1976).

No início do escoamento superficial é formado uma película laminar que aumenta de espessura à medida que a precipitação prossegue, até atingir um estado de equilíbrio. A medida que as águas vão atingindo os pontos mais baixos do terreno, passam a escoar em canalículos que formam a rede de drenagem (PINTO et al. 1976).

Os processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica possuem duas direções predominantes de fluxo, o vertical e o longitudinal. O processo vertical é representado pelos processos de precipitação e evapotranspiração e o longitudinal pelo escoamento da água da chuva pela superfície do solo ou então pelo escoamento subterrâneo, realizando assim a recarga dos reservatórios (TUCCI; CLARK, 1997).

A descaracterização dos vales, encostas e leito dos cursos tem se revelado preocupante ultimamente, pois a supressão da cobertura vegetal, em virtude das atividades desempenhadas, tem acelerado o processo de erosão, assoreamento, contaminação e eliminação das nascentes (PORTO; FERREIRA, 2018).

2.2 BALANÇO HÍDRICO

A pesquisa sobre o papel da vegetação no ciclo hidrológico se estendeu por várias décadas (HORTON, 1919; WICHT, 1941; PENMAN, 1963; BOSCH; HEWLETT, 1982; TURNER, 1991). Fontes de informação sobre o balanço hídrico associado a mudanças na vegetação se enquadram geralmente em duas categorias. O primeiro envolve técnicas experimentais de captação emparelhada (BOSCH; HEWLETT, 1982; HIBBERT, 1967). A segunda fonte de informação sobre o impacto da vegetação vem dos estudos de balanço hídrico de captação única. Esses estudos não foram projetados especificamente para examinar efeitos

que as alterações na vegetação desempenham na produção de água. O fato de representarem áreas de captação com clima, vegetação e diferentes tipos de solo podem fornecer informações úteis sobre o papel hidrológico da vegetação no balanço hídrico e com base nestes estudos, algumas relações empíricas foram desenvolvidas ligando a evapotranspiração a tipos de vegetação para locais específicos (HOLMES; SINCLAIR, 1986; TURNER, 1991).

O balanço hídrico climatológico (BHC) foi desenvolvido por Charles Warren Thornthwaite e aperfeiçoado por John Russ Mather em 1955, sendo uma das diferentes maneiras de se monitorar a variação da disponibilidade hídrica no solo (CAMARGO, 1971; PEREIRA et al., 1997).

O planejamento hídrico é a base para o dimensionamento de qualquer forma de manejo integrado dos recursos hídricos e, deste modo, o balanço hídrico permite o conhecimento das necessidades e disponibilidades hídricas no solo ao longo do tempo (SANTOS; HERNANDEZ, ROSSETTI, 2010).

Como uma ferramenta de planejamento, o balanço hídrico permite classificar o clima, realizar o zoneamento agroclimático e ambiental, o período de disponibilidade e necessidade hídrica no solo de uma região (LIMA; SANTOS, 2009).

Para a determinação do balanço hídrico, de acordo com o modelo proposto por Thornthwaite e Mather é necessário definir o armazenamento máximo de água no solo, a medida da chuva total e também a estimativa da evapotranspiração potencial em cada período analisado. Com essas três informações básicas, o BHC permite deduzir a evapotranspiração real, a deficiência ou o excedente hídrico, e o total de água retida no solo (PEREIRA, 2005).

As perdas de água no solo atribuíveis à drenagem e à evapotranspiração são os componentes mais difíceis de determinar em um balanço hídrico. A precipitação e a umidade do solo podem ser medidas de maneira simples e precisa; no entanto, a drenagem e a evapotranspiração geralmente requerem instrumentação especializada e técnica intrincada que, em nenhum momento, oferecem maior precisão (MAULÉ; CHAMASYK, 1987).

Foram feitas várias tentativas para calcular evapotranspiração usando dados climáticos existentes (BRUTSAERT, 1982). Budyko (1958) postulou que a evapotranspiração média anual a longo prazo de uma região é determinada pela

precipitação e radiação solar. A relação proposta mostrou boa concordância com os dados de balanço hídrico a longo prazo para uma série de bacias na antiga URSS. Pike (1964) propôs uma equação baseada nos dados do balanço hídrico do Malauí que pode explicar a variação interanual na evapotranspiração.

Apesar de as formas funcionais das equações de Budyko (1958) e Pike (1964) serem diferentes, seus valores numéricos são similares (DOOGE, 1992). Milly (1994) desenvolveu um arcabouço matemático para evapotranspiração anual média que fornece uma base teórica para a equação de Budyko. O trabalho de Milly reconheceu a importância da capacidade de armazenamento da zona de raiz no controle evapotranspiração e tem o potencial de avaliar a resposta em escala de captação das mudanças na vegetação. No entanto, a aplicação prática deste modelo é limitada, devido às complexas soluções numéricas exigidas (ZANG, DAWES; WALKER, 2001).

A determinação da evapotranspiração por captura de imagem é um processo complexo e que é afetado pelas chuvas, radiação solar, advecção, transporte turbulento, resistência do dossel, área foliar e água disponível para plantas (MCNAUGHTON; JARVIS, 1983; ZHANG, DAWES, WALKER, 1999). Sob condições secas, os principais controles da evapotranspiração são a água disponível nas plantas e a resistência do dossel, sob condições úmidas, os controles dominantes são advecção, área foliar e transporte turbulento. Em condições intermediárias a importância relativa desses fatores pode variar dependendo do clima, solo e vegetação. O desafio na modelagem da evapotranspiração é poder representar esses processos e fatores de forma simples, a fim de usar dados geralmente disponíveis, mas permitir uma previsão prática do efeito das mudanças na vegetação (ZANG, DAWES; WALKER, 2001).

O lisímetro de pesagem, associado a um coletor é o método mais preciso para medir a evapotranspiração e a drenagem específica de determinado local (HOLMES, 1984). O fluxo de drenagem pode ser determinado se a condutividade hidráulica não saturada for conhecida; no entanto, problemas de representatividade podem ocorrer quando não há informações suficientes de campo (KLUTE, 1973; NIELSEN et al. 1973).

A evapotranspiração transfere grandes volumes de água do solo pela evaporação e da vegetação pela transpiração para a atmosfera terrestre. A quantificação do consumo de água em grandes áreas e dentro de projetos irrigados

é importante para a gestão da água, planejamento de recursos hídricos, balanços hídricos hidrológicos, e regulação da água. As diferenças entre a evapotranspiração real e potencial em altas resoluções espaciais são de interesse para a agricultura, para o gerenciamento dos recursos hídricos e até mesmo a segurança nacional, como um indicador de déficits hídricos de uma determinada região (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007).

Estimativas espaciais de evapotranspiração são componentes essenciais nos modelos hidrológicos, sendo utilizado para inferir a umidade do solo, um insumo valioso para os modelos de previsão de tempo e inundação. (WIGMOSTA et al. 1994; BETTS et al., 1997). Fluxos de calor sensível e latente podem afetar severamente o desempenho de sensores óticos, infravermelhos e acústicos usados pelos satélites militares (VAN DAM et al. 2005).

Tradicionalmente, a evapotranspiração de campos agrícolas é estimada pela multiplicação de um valor de evapotranspiração de referência, baseado no clima por um coeficiente de cultura (K_c), e determinado de acordo com o tipo de cultura e o estágio de crescimento. No entanto, normalmente sempre há alguma dúvida sobre se condições vegetativas e de crescimento se comparam com as condições representados pelos valores de K_c idealizados, especialmente em áreas de escassez hídrica. Além disso, é difícil prever as datas corretas do estágio de crescimento da cultura para grandes áreas cultivadas. Dados de satélite são ideais para derivar campos espacialmente contínuos de evapotranspiração usando técnicas de balanço de energia (ALLEN, TASUMI, TREZZA, 2007).

O mapeamento da evapotranspiração em alta resolução com calibração internalizada (METRIC) é um ferramenta de processamento de imagens baseada em satélite para calcular evapotranspiração através do balanço de energia na superfície da Terra. A METRIC tem como base princípios e técnicas utilizadas pelo importante modelo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), um modelo de balanço energético desenvolvido na Holanda e aplicado mundialmente (BASTIAANSSEN et al., 1995; BASTIAANSSEN et al., 1998; BASTIAANSSEN et al., 2000; BASTIAANSSEN et al., 2005).

O componente inovador do SEBAL é que a modelagem do balanço de energia usa um gradiente de temperatura próximo da superfície (dT), que é indexado à temperatura da superfície radiométrica. Isso eliminou a necessidade de

calibração absoluta da temperatura da superfície, um grande obstáculo operacional de satélites na estimativa da evapotranspiração. O METRIC usa a técnica SEBAL para estimar dT , eliminando assim a necessidade de uma temperatura de superfície aerodinâmica absolutamente precisa e a necessidade de medições de temperatura para estimar o fluxo de calor sensível na superfície (ALLEN, TASUMI, TREZZA, 2007).

O METRIC é projetado para produzir mapas de evapotranspiração precisos e de alta qualidade para regiões menores do que algumas centenas de quilômetros. Isso contrasta com alguns modelos de sensoriamento remoto que são mais genericamente baseados e projetados para aplicações de rotina em grandes regiões, por exemplo, o Modelo ALEXI. (ANDERSON et al. 2004), o método de feedback de Granger (1989, 2000) e SEBAL, aplicado com imagens *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (BASTIAANSSEN et al. 2005).

O foco mais estreito do METRIC pretende fornecer estimativas relativamente mais precisas da evapotranspiração em resolução de 30 m e considerando os impactos da advecção regional. No entanto, o foco menor tem um custo; a exigência de especialistas treinados que possuam uma sólida experiência em equilíbrio de energia e física de radiação e um conhecimento adequado das características da vegetação, bem como a exigência de dados climáticos de alta qualidade (BASTIAANSSEN et al. 1998; BASTIAANSSEN 2000).

As características climáticas da região, tipicamente semiáridas, exercem efeitos substanciais sobre a disponibilidade hídrica, já que as condições climáticas, caracterizadas principalmente por altas taxas de evaporação e um ciclo de precipitação curto e irregular, causam perdas significativas de água, resultando em um balanço hídrico negativo (FREIRE et al 2009). O efeito das perdas por evaporação é mais significativo em anos secos, quando a disponibilidade hídrica pode se tornar um fator crítico para a região semiárida (CALIJURI, 1988).

2.3 O SEMIÁRIDO BRASILEIRO

As zonas áridas e semiáridas representam aproximadamente um terço da cobertura vegetal do planeta, abrangendo cerca de 61 milhões de km² (PIMM, 2001; LEEMANS; KLEIDON, 2002) e essas áreas são habitadas por um quinto da população humana do mundo (GALBALLY et al., 2010).

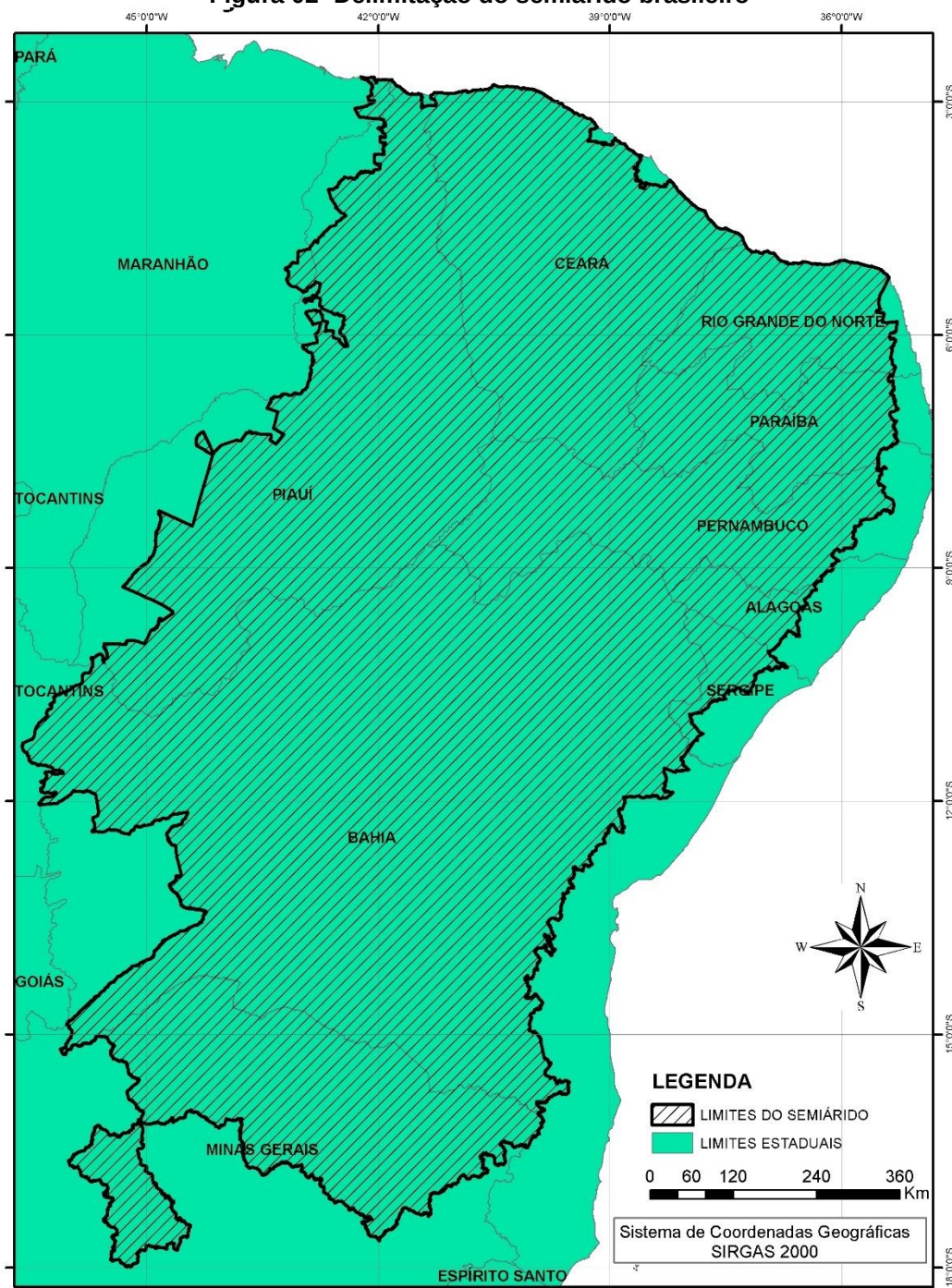
Essas áreas têm sido sujeitas ao aumento da população humana, vários modelos de uso da terra, eutrofização dos corpos d'água, manejo do fluxo natural de água e mudanças climáticas. Esses fatores impõem importantes desafios para a conservação da biodiversidade, manutenção da integridade do habitat, produção de alimentos e disponibilidade de água potável para sistemas áridos e semiáridos em todo o mundo (BRASSEUR et al., 2003; SOLOMON et al., 2007).

É estimado que as áreas semiáridas na região tropical do planeta cobrem a maioria dos países em desenvolvimento, incluindo América Latina, África subsaariana, Índia e sudeste da Ásia (ICRISAT, 1998). Três grandes regiões áridas e semiáridas estão localizadas América do Sul, a região de Guajira, no norte da Colômbia e Venezuela; a diagonal seca do cone sul, cobrindo a Patagônia, Argentina, Chile e os Andes; e a região semiárida do nordeste brasileiro (ABSABER, 2003; CAVALCANTE; SALLES, 2011).

Em todo o mundo as regiões semiáridas são definidas como zonas de transição entre o clima árido e as regiões subúmidas, onde a precipitação é menor que a evaporação e as temperaturas são altas durante os meses mais quentes (BARBOSA et al., 2012).

A região semiárida brasileira é definida e delimitada com base em três critérios, precipitação pluviométrica média anual inferior a 800 mm; índice de aridez abaixo de 0,5, que é calculado como o balanço hídrico entre a precipitação e a evapotranspiração para o período entre 1961 e 1990; e chance de seca maior que 60%, com base no período entre 1970 e 1990. Com base nessa classificação, o semiárido brasileiro abrange uma área de 969.589,4 km², cobrindo 11% do país, 1.132 municípios e nove estados (BRASIL, 2005) (Figura 02).

Figura 02- Delimitação do semiárido brasileiro



Fonte: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Malha dos limites político-administrativo, 2015) e SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – Malha dos limites do Semiárido)

Representando aproximadamente 70% da região nordeste do país, o semiárido brasileiro é a região mais populosa do mundo com estas características climáticas. Além disso, o semiárido brasileiro possui uma gama de condições

climáticas e geomorfológicas bem peculiares, que tornam essa área distinta de outras regiões áridas e semiáridas nos trópicos (BARBOSA et al., 2012). Essas características são a alta variação espacial e temporal na precipitação, a baixa amplitude térmica com temperaturas acima de 25 °C ao longo do ano, a alta evapotranspiração potencial, levando a um déficit no balanço hídrico durante pelo menos nove meses do ano, os solos são rasos e mal estruturados com cobertura vegetal decidual, as bacias de drenagem são caracterizadas por riachos e rios intermitentes (Figura 03) (CAVALCANTE; SALLES, 2011; TEIXEIRA, 2015).

Figura 03- Vegetação típica da caatinga brasileira



Fonte: Nordeste Rural, 2018.

O sistema hídrico do semiárido brasileiro inclui lagos rasos naturais, reservatórios artificiais e córregos e rios intermitentes, com exceção do rio São Francisco (Figura 04) que é perene (BARBOSA, 2002; MALTCHIK et al., 1999; MALTCHIK; MEDEIROS, 2006).

Lagos e reservatórios no semiárido brasileiro estão sujeitos a grandes períodos de escassez de água. Nesta região, os reservatórios apresentam baixa vazão e alto tempo de permanência de água associado a balanço hídrico negativo e altas temperaturas durante a maior parte do ciclo hidrológico. Isso intensifica o acúmulo e a concentração de nutrientes, tornando esses sistemas

consideravelmente mais vulneráveis à eutrofização do que o reservatório em áreas mais úmidas (COSTA et al., 2006). A eutrofização foi relatada como uma questão importante que leva à diminuição da qualidade da água (BOUVY et al., 2000; ESKINAZISANT'ANNA et al., 2007).

Figura 04 - Rio São Francisco no estado do Alagoas



Fonte: <https://www1.folha.uol.com.br/turismo/2016/02/1742794-em-alagoas-canions-do-rio-sao-francisco-fornecem-visual-exuberante.shtml>, 2018.

Além disso, os reservatórios recebem cargas pesadas de nutrientes, como consequência da alta suscetibilidade à erosão do solo, à entrada de esgoto das áreas urbanas e ao uso e ocupação inadequados da terra. A má qualidade da água acumulada em tais reservatórios restringe severamente seu uso e agrava as já escassas fontes de água para consumo humano (BARBOSA et al., 2012).

O clima no semi-árido brasileiro é caracterizado por uma precipitação anual média que varia de 400 a 800 mm, com uma estação chuvosa geralmente ocorrendo entre janeiro e julho, mas apresentando ampla variação espacial e temporal. Em geral, a precipitação acima de 100 mm é atingida apenas entre fevereiro e maio. A estação seca, de agosto a dezembro, é marcada por uma falta

quase completa de precipitação e a taxa de evaporação é estimada em torno de 3 m.a⁻¹ (BOUVY et al., 1999).

A ausência de precipitação durante o período seco, aliada ao consumo contínuo de água ao longo do ano diminuem continuamente os níveis de água nos lagos artificiais a partir de agosto a dezembro, onde nos anos mais secos, alguns reservatórios podem secar completamente. Esta forte redução no nível da água resulta em uma série de modificações nos ecossistemas do reservatório, incluindo a concentração de sal e nutrientes (BOUVY et al., 1999). Devido às condições climáticas da região semiárida do Brasil, os lagos artificiais apresentam um longo tempo de permanência em água, sendo geralmente superior a um ano (BOUVY et al., 1999; ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007).

Os lagos artificiais do semiárido brasileiro são relativamente rasos, com profundidade média de aproximadamente 5 m, turvos e com profundidade Secchi geralmente menor que 1m. A temperatura da água é sempre alta, com valores superiores a 23,5 °C, sendo os menores valores observados entre junho e agosto (BOUVY et al., 2000; DANTAS et al., 2008; ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007; SOUSA et al., 2008). O pH da água nestes reservatórios são geralmente acima de 8 e também apresentam altos valores de alcalinidade, sendo os maiores valores observados geralmente na estação seca, em decorrência da evaporação da água e concentração dos sais minerais (BOUVY et al. 2000; HUSZAR et al., 2000; ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007).

Estes elevados valores de pH e alcalinidade estão relacionados diretamente aos altos teores de carbonato e bicarbonato encontrados naturalmente nos ecossistemas aquáticos da região, devido à influência do tipo de solo (LEPRUN, 1983).

Os lagos artificiais apresentam valores elevados de condutividade elétrica, geralmente superiores a 300 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ (BOUVY et al., 2000; ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007). Em geral, a variação nos valores de condutividade é negativamente correlacionados com os níveis de água (BOUVY et al., 1999). Em algumas ocasiões, como secas promovidas por eventos El Niño, os valores de condutividade elétrica pode atingir valores superiores a 10.000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ (BOUVY et al., 2000). As concentrações de oxigênio estão geralmente acima de 4 mg.L⁻¹ (BOUVY et al., 2000), e às vezes pode ocorrer variação vertical, com valores

decrecentes com a profundidade, mas não atingindo condições anóxicas (ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007).

A maioria dos municípios do semiárido brasileiro não apresentam tratamento de efluentes, assim a concentração total de nutrientes encontrada nos corpos hídricos geralmente são elevadas, sendo os valores médios da concentração de nitrogênio total superior a $2500 \mu\text{g.L}^{-1}$ e o fósforo total maior que $100 \mu\text{g.L}^{-1}$, evidenciando assim o alto nível de eutrofização nesses ecossistemas aquáticos (HUSZAR et al., 2000; ESKINAZI-SANT'ANNA et al., 2007).

2.4 MODELOS DE SUPERFÍCIE TERRESTRE - LSM

Tradicionalmente, os modelos de superfície geralmente são executados usando dados de estações meteorológicas, que são precisos e de fácil acesso. No entanto, estes dados não são espacialmente contínuos e não possuem dados-chaves de entrada para modelos de culturas, como a radiação solar. Nos Estados Unidos, por exemplo, as maiores das estações meteorológicas fornecem somente a temperatura do ar e precipitação, enquanto a radiação solar está disponível apenas em uma pequena porcentagem de estações meteorológicas. Para contornar este déficit foram criados os LSM (Modelo de superfície Terrestre), que através de imagens de satélites conseguiram cobrir uma área muito maior (BRISTOW; CAMPBELL, 1984; MEINKE et al., 1995; GOODIN et al., 1999; MAHMOOD ; HUBBARD, 2002; GRANT et al., 2004).

2.5 LAND DATA ASSIMILATION SYSTEM - LDAS

Em estudos de modelagem anteriores, a radiação solar era geralmente estimada a partir de um gerador climático baseado na localização, precipitação e temperatura, como o *Weather Generator* (WGEN) (RICHARDSON, 1981; RICHARDSON; WRIGHT, 1984), *Simulation of Meteorological Variable* (SIMMETEO) (GENG et al., 1988), e o *Weather Generator for Solar Radiation* (WGRNR) (HODGES et al., 1985). No entanto, alguns geradores exigem informações detalhadas e específicas da localização que geralmente não estão disponíveis (GRANT et al., 2004) e as preparações de dados também consomem tempo e exigem cálculos intensivos para o estudo regional (LIU, 2013).

Devido às limitações do uso de dados de estações meteorológicas em simulações dos modelos do Sistema de Assimilação de Dados Terrestres (*Land Data Assimilation System* - LDAS), foram criados programas para o fornecimento de dados espaciais e climáticos contínuos, incluindo a radiação solar (SOLTANI; SINCLAIR, 2012; HAEFNER, 2005).

Os LSM utilizados no LDAS incluem o MOSAIC (KOSTER; SUAREZ, 1996), NOAH (CHEN et al., 1996; KOREN et al., 1999; EK et al., 2003;), SACRAMENTO (BURNASH et al., 1973; ANDERSON, 1973) e o Modelo de Capacidade de

Infiltração Variável (*Variable Infiltration Capacity- VIC*) (LIANG et al., 1994; WOOD et al., 1997). O resultado da sinergia destes LSMs inclui o *Global Land Data Assimilation System*(GLDAS), as Fases 1 de 2 do *North American Land Data Assimilation System* - NLDAS-1 e NLDAS-2 (Sistema Norte Americano de Assimilação de Dados Terrestres) (MITCHELL et al., 2004; NIU et al., 2011; XIA et al., 2012).

A primeira fase do NLDAS-1 foi iniciada para fornecer informações confiáveis da superfície terrestre para modelos acoplados atmosfera-oceano-terra em um esforço conjunto para melhorar as previsões meteorológicas. A capacidade dos LSMs para reproduzir com precisão fluxos de água e energia é uma pedra angular no desenvolvimento de sistemas de assimilação de dados terrestres (BURNASH et al., 1973; EK et al., 2003).

Para esse fim, a equipe do NLDAS-1 contou com a colaboração da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (*National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA), do Centro de Modelagem Ambiental dos Estados Unidos (*Environmental Modeling Center* - EMC) de Previsão, o Centro de Voo Espacial Goddard (*Goddard Space Flight Center* - GSFC) da Administração Nacional Aeronáutica e Espacial (*National Aeronautics and Space Administration*- NASA), o Escritório de Desenvolvimento Hidrológico do Serviço Nacional de Meteorologia (*National Weather Service* - NWS) da NOAA, o Serviço Nacional de Satélites Ambientais, Dados e Informação (*National Environmental Satellite, Data, and Information Service* - NESDIS), o Centro de Previsão do Clima (*Climate Prediction Center* - CPC), e diversas universidades, incluindo a Universidade de Princeton, a Universidade de Washington, a Universidade de Maryland e a Universidade de Rutgers (KOSTER; SUAREZ, 1996; LIANG et al., 1994; MITCHELL et al., 2004).

A segunda fase do projeto NLDAS foi baseada no NLDAS-1, e muito pode ser aprendido com os resultados do projeto original. Uma visão geral do sistema foi dada por MITCHELL et al. (2004) e COSGROVE et al. (2003), onde foram descritos dados de monitoramento obtidos em tempo real. LUO et al.(2003) usando dados meteorológicos observados em 72 estações de Oklahoma e 24 estações de medição de radiação atmosférica para avaliar a radiação solar descendente, a radiação de onda longa descendente, a velocidade do vento de 10 m, a umidade específica, a temperatura do ar de 2 m, a pressão superficial e a precipitação sobre

as planícies do sul dos Estados Unidos. Os resultados indicaram boa concordância entre as informações do NLDAS-2 para todos os dados meteorológicos variáveis, exceto o volume de precipitação horária (BROCK et al., 1995; STOKES; SCHWARTZ, 1994).

O NLDAS-2 é um sistema de assimilação de dados off-line com LMS desacoplados que são impulsionados por forças atmosféricas baseadas em observação. Com o apoio da mesma equipe empregada no NLDAS-1, quatro LSMs (NOAH, SAC-SMA, VIC e MOSAIC) são executados no domínio NLDAS com uma resolução de latitude-longitude de 1/8 de grau. NOAH e MOSAIC operam em uma etapa de tempo computacional de 15 minutos, enquanto o SAC-SMA e o VIC operam em um intervalo de 60 minutos. A maioria dos dados de forçagem atmosférica do NLDAS é derivada da *North American Regional Reanalysis* (NARR), que apresenta resolução espacial de 32 km e resolução temporal de três horas (MITCHELL et al., 2004).

Variáveis baseadas em NARR incluem temperatura do ar a 2 m, umidade específica a 2 m, velocidade do vento a 10 m, pressão superficial, precipitação, radiação solar incidente e radiação de onda longa. O software NLDAS é usado para interpolar os dados NARR de resolução bruta para a grade NLDAS de 1/8 de grau em escala mais fina e para a resolução temporal de uma hora (MITCHELL et al., 2004; XIA et al., 2012).

A validação do modelo NLDAS-2 ainda está em andamento e, a partir de estudos de validação publicados, o NLDAS-2 geralmente corresponde a temperatura do solo observada no NOAH (XIA et al., 2013). Comparado com o NARR, o NLDAS-2 tem maior resolução tanto espacial quanto temporalmente, a radiação descendente de ondas curtas foi corrigida e a precipitação é baseada em observação, enquanto a precipitação em NARR é baseada em simulação. No estudo de Mo et al. (2011), eles indicaram que o NLDAS tem uma melhor capacidade de capturar a partição entre o escoamento e a evapotranspiração. O NLDAS-2 também foi aplicado na estimativa da evapotranspiração (PETERS-LIDARD et al., 2011), estimativa de índices de seca (MO et al., 2011) e climatologia de precipitação (MATSUI et al., 2010).

2.1. HIGH-RESOLUTION LAND DATA ASSIMILATION SYSTEM - HRLDAS

O Sistema de Assimilação de Dados Terrestres de Alta Resolução (*High-Resolution Land Data Assimilation System- HRLDAS*) foi desenvolvido pelo Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica (*National Center for Atmospheric Research - NCAR*) (CHEN et al., 2007). O objetivo do HRLDAS é atender a crescente necessidade de sistemas meteorológicos de alta resolução para dados de temperatura do ar e radiação solar, fornecendo também condições do solo para modelos numéricos de previsão meteorológica, acoplados a um modelo de superfície terrestre (LIU, 2013).

Semelhante ao NLDAS, o HRLDAS também é baseado em um modelo de superfície terrestre, chamado NOAH LAND SURFACE MODEL (NOAH-LSM), que é impulsionado por arquivos de simulação meteorológica para simular a temperatura do solo, umidade do solo, balanço hídrico, dentre outros parâmetros (MO et al., 2011).

O Programa NOAH LSM foi iniciado em 1990 sob patrocínio da *Global Energy and Water rExchanges* (GEWEX), *Global Cleantech Innovation Program* (GCIP), *GPS-Assisted Phototriangulation Package* (GAPP), o EMC, dos Centros Nacionais de Previsão Ambiental (*National Centers for Environmental Prediction- NCEP*), do Escritório de Hidrologia (*Office of Hydrology - OH*) do NWS, do Escritório de Pesquisa e Aplicações (*Office of Research and Applications - ORA*) e do NESDIS. Com o objetivo de buscar e aperfeiçoar um LSM moderno é adequado para dados climáticos e previsão do tempo do NCEP (MITCHELL et al., 2004). O NOAH-LSM foi desenvolvido na abordagem de evaporação do potencial Penman diuturnamente dependente (MAHRT; EK, 1984), no modelo de solo multicamadas (MAHRT; PAN, 1984) e no modelo de dossel primitivo (PAN; MAHRT, 1987). Chen et al. (1996) estenderam esse modelo incluindo a abordagem de resistência do dossel e Ek et al. (2003) acrescentou a formulação do solo nu.

No início do projeto NOAH, o NCEP realizou uma intercomparação de quatro LSMs, incluindo o *bucket model*, o OSU LSM, o modelo SSiB e o modelo *Simple Water Balance* (SWB) (CHEN et al., 1996). Como resultado do bom desempenho do OSM LSM, a equipe da NCEP em conjunto com a EMC escolheram o OSMLSM para aperfeiçoamento e implementação de modelos

climáticos e meteorológicos em escalas regionais e global (MAHRT; EK, 1984; MAHRT; PAN, 1984; e PAN e MAHRT, 1987).

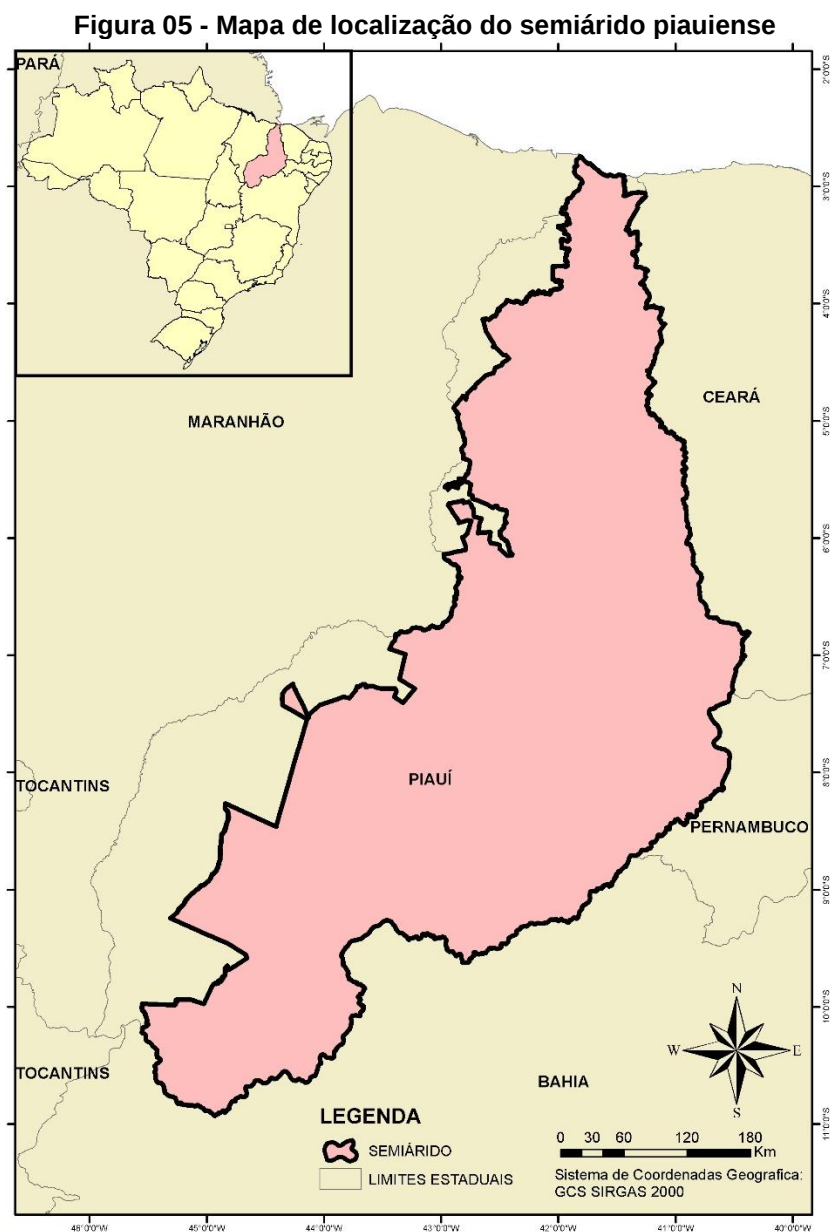
O LSM desenvolvido pelo NCEP/EMC foi primeiramente acoplado ao modelo operacional de mesoescala Eta em 31 de janeiro de 1996, e posteriormente foram incluídos refinamentos neste modelo, como a adição e teste de solo congelado e cobertura irregular de neve no LSM desacoplado usado para a submissão do NCEP-OH ao PILPS2d. Com o crescente número de solicitações de usuários para acessar e usar o LSM do NCEP foi decidido que o NCEP LSM estava em um estágio apropriado para a liberação pública em março de 1999 (MITCHELL et al., 2004; XIA et al., 2012; EK et al., 2003).

Em 2000, a EMC como o objetivo de reconhecer melhor os colaboradores envolvidos na construção do novo LSM decidiu criar o novo nome para o modelo desenvolvido. O nome escolhido para o LSM que surgiu no NCEP durante os anos 90 foi "NOAH". Este nome foi derivado de N: *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP); O: Oregon State University; A: *Air Force* , através da Agência Meteorológica da Força Aérea (*Air Force Weather Agency* -AFWA) e do Laboratório de Pesquisa da Força Aérea (*Air Force Research Laborator* -AFRL) e H: *Hydrologic Research Lab* - NWS (MITCHELL et al., 2004).

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

Com uma área territorial de aproximadamente 165.316 km² o semiárido piauiense compreende 169 dos 224 municípios que compõe o Estado, isto equivale a cerca de 76% da área territorial do estado do Piauí (Figura 04).

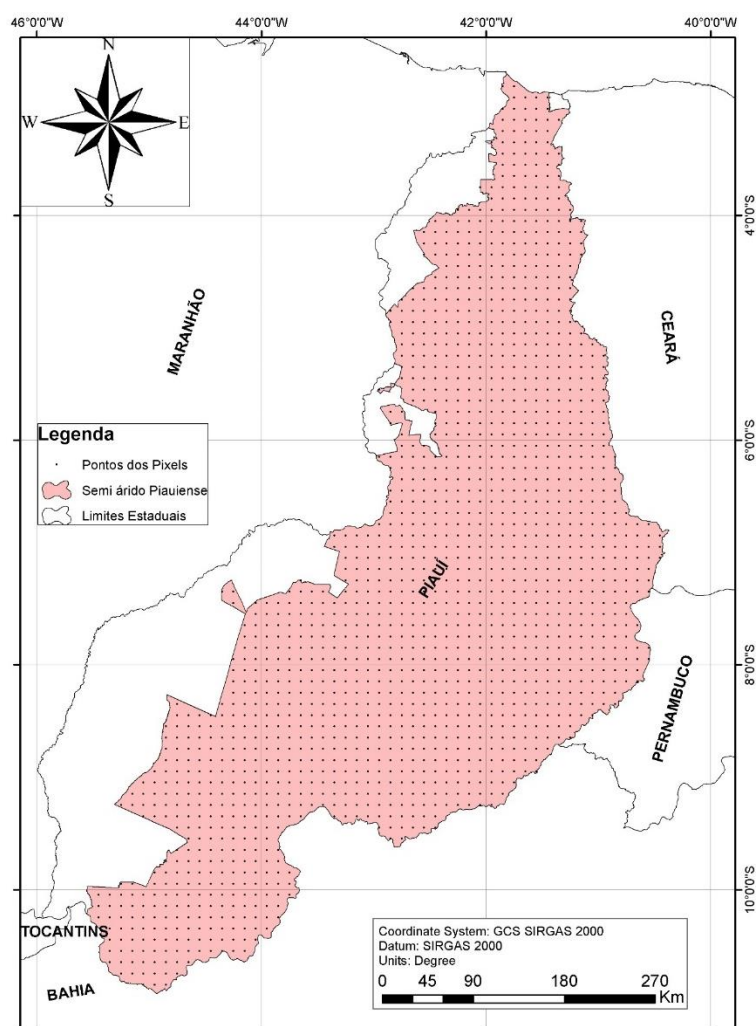


Fonte: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Malha dos limites político-administrativo, 2015) e SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – Malha dos limites do Semiárido)

3.2 PRECIPITAÇÃO

Os dados de precipitação e temperatura foram obtidos no site <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> com o satélite tropical de medição de precipitações TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission* - TRMM3B43 v7) e temperatura, onde foram obtidos dados mensais acumulado de precipitação em mm/m² com a precisão de 0,25° de todos os meses do anos de 2008 a 2018. As imagens foram obtidas no formato .NC e transferidas para o software QGis, onde o arquivo Raster foi convertido em camada vetorial pelo algoritmo r.to.vect. Desde modo, foi possível obter os pontos com os valores que representam cada pixel na imagem do satélite (Figura 05).

Figura 06 - Mapa com os pontos de medição



Fonte: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Malha dos limites político-administrativo, 2015) e SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – Malha dos limites do Semiárido)

Os valores mensais de precipitação e temperatura foram agrupados por meses, e com a média obtida foi realizada a interpolação dos dados pelo interpolador Kriging .

3.3 EVAPOTRANPIRAÇÃO

A evapotranspiração potencial foi calculada pelo método empírico de Thornthwaite (1948), que correlaciona os dados de evapotranspiração medida e a temperatura do ar através de duas equações distintas. A equação 1 é aplicada com a temperatura menor que 26,5 °C e a equação 2 para temperatura maior que 26,5 °C.

$$ET^0 = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T}{I} \right)^a \quad \text{Eq. 1}$$

$$ET^0 = -415,85 + (32,24 \cdot T) - 0,43 \cdot T^2 \quad \text{Eq. 2}$$

Onde:

ET^0 : Evapotranspiração potencial

T: Temperatura média

$$a = (6,75 \times 10^{-7} \cdot I^3) - (7,71 \times 10^{-5} \cdot I^2) + (0,01791 \cdot I) + 0,49239 \quad \text{Eq. 3}$$

$$I = \sum_1^{12} (0,2 \cdot T)^{1,514} \quad \text{Eq. 4}$$

A temperatura média também foi obtida no Giovanni, porém foi utilizado o satélite GLDAS e o modelo NOAH 025 3H v2.1. O restante do procedimento foi similar ao utilizado para a determinação da precipitação.

3.4 BALANÇO HÍDRICO

O balanço hídrico foi determinado de acordo com a equação 5.

$$BH = PPT - ET^0$$

Onde:

BH: Balanço hídrico;

PPT : Precipitação acumulada

ET⁰: Evapotranspiração potencial.

4 RESULTADOS

O planejamento hídrico é a base para se dimensionar qualquer forma de manejo integrado dos recursos hídricos, assim, o balanço hídrico permite o conhecimento da necessidade e disponibilidade hídrica no solo ao longo do tempo.

O resultado da precipitação acumulada mensal, evapotranspiração potencial mensal e do balanço hídrico médio mensal para a região do semiárido piauiense, estão apresentados nas Tabelas 1 e 2. E em seguida são apresentados os mapas com os mesmos dados, porém divididos em meses do ano de 2008 a 2018 pelas Figuras 07 a 54, permitindo assim uma melhor visualização da variação dos dados mensais agrometeorológicos ao longo dos anos de 2008 a 2018.

Tabela 01 - Precipitação, evapotranspiração e balanço hídrico anual de 2008 a 2018 do semiárido brasileiro.

	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maio	Junho
Precipitação	133	158	176	134	50	9
Evapotranspiração	160	115	115	117	131	124
Balanço hídrico	-27	43	61	17	-81	-115

Fonte: Autoria própria.

Tabela 02 - Precipitação, evapotranspiração e balanço hídrico anual de 2008 a 2018 do semiárido brasileiro.

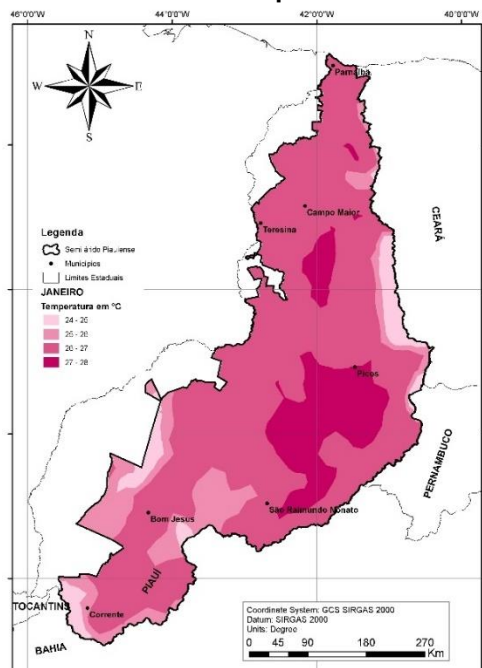
	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Precipitação	4	1	3	35	65	106
Evapotranspiração	117	130	151	159	155	143
Balanço hídrico	-112	-129	-148	-123	-89	-37

Fonte: Autoria própria.

A região apresentou precipitação média mensal de 72,83 mm/mês, totalizando 874 mm ao ano, está precipitação concentrou-se nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril com 77,9% do total precipitado (707 mm), sendo que a maior e a menor precipitação média ocorreram nos meses de Março com 176 mm e Agosto com 1 mm, respectivamente.

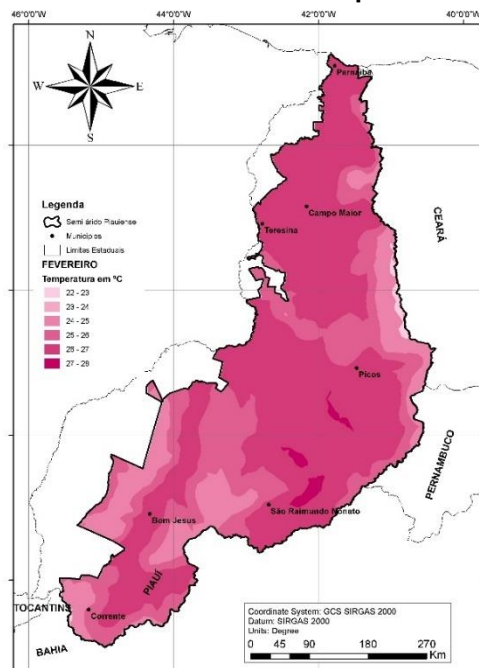
A evapotranspiração potencial anual foi de 1.617 mm, representando uma média mensal de 134,75 mm, sendo os meses de janeiro e outubro com os maiores índices de evapotranspiração potencial, com 160 e 159 mm respectivamente e abril e julho com os menores valor encontrado, 117 mm.

Figura 07 - Mapa com a Temperatura acumulada do mês de janeiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



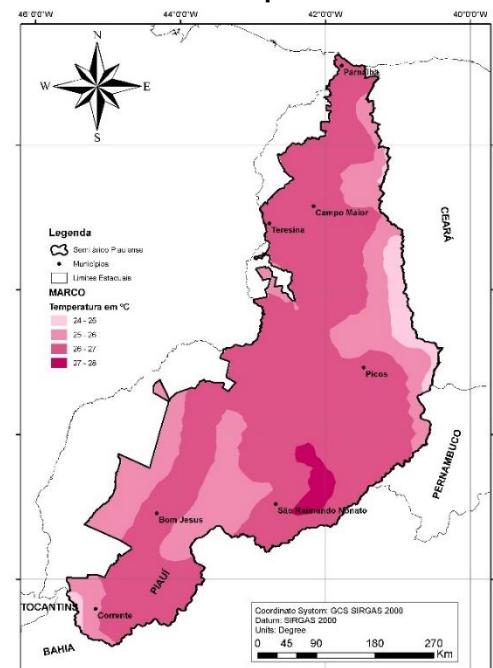
Fonte: Autoria própria.

Figura 08 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Fevereiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



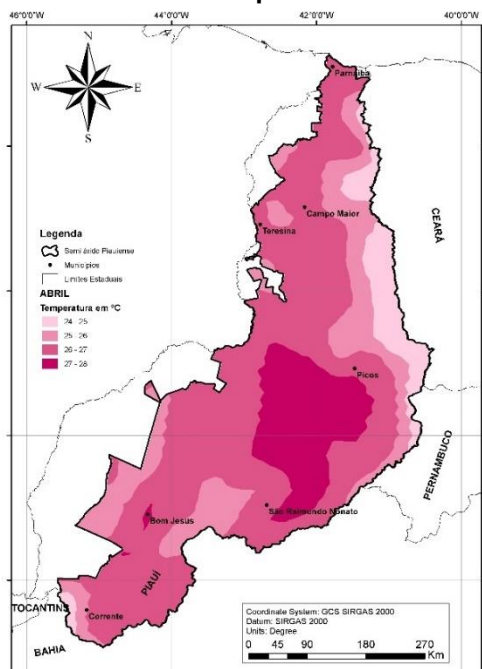
Fonte: Autoria própria.

Figura 09 - Mapa com a Temperatura acumulada do mês de Março de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



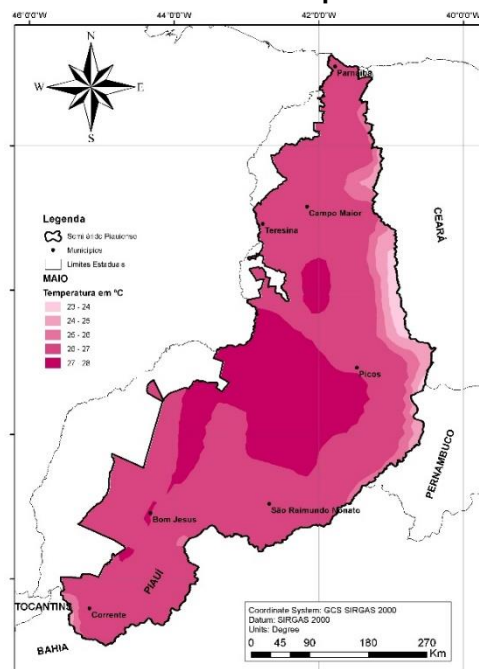
Fonte: Autoria própria.

Figura 10 - Mapa com a Temperatura acumulada do mês de Abril de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



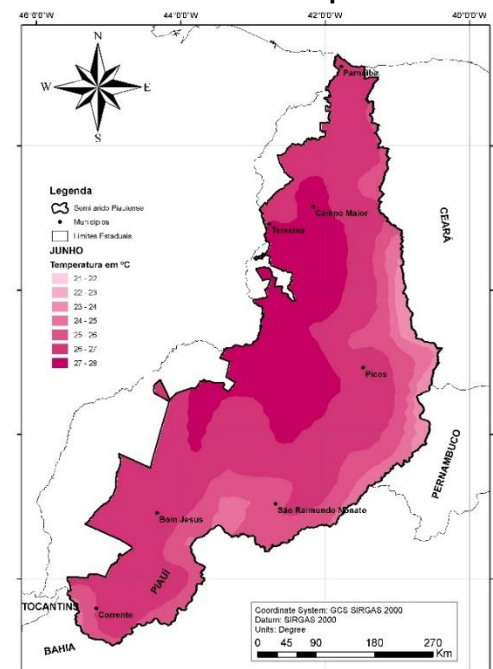
Fonte: Autoria própria.

Figura 11 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Maio de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



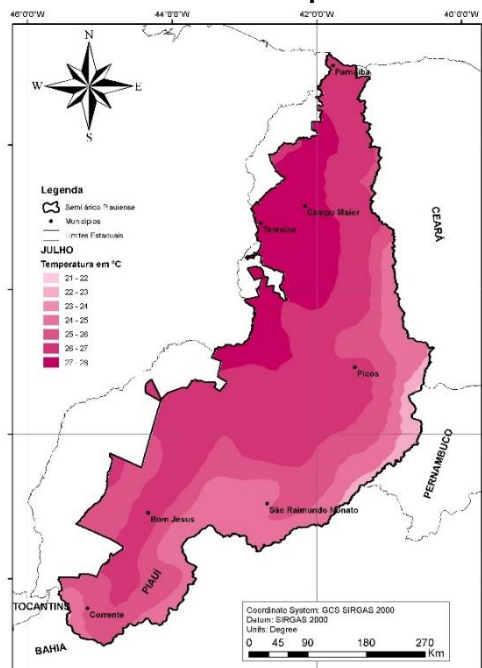
Fonte: Autoria própria.

Figura 12 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Junho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



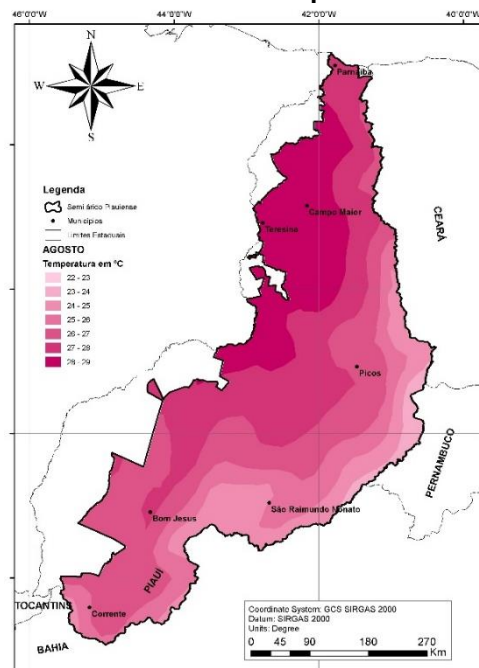
Fonte: Autoria própria.

Figura 13 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Julho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



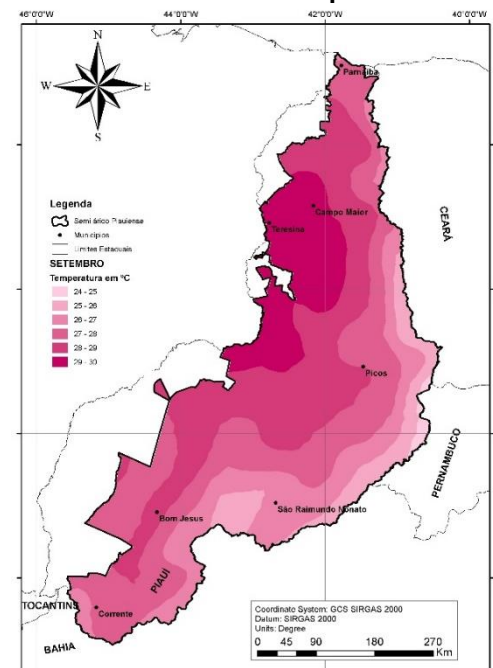
Fonte: Autoria própria.

Figura 14 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Agosto de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



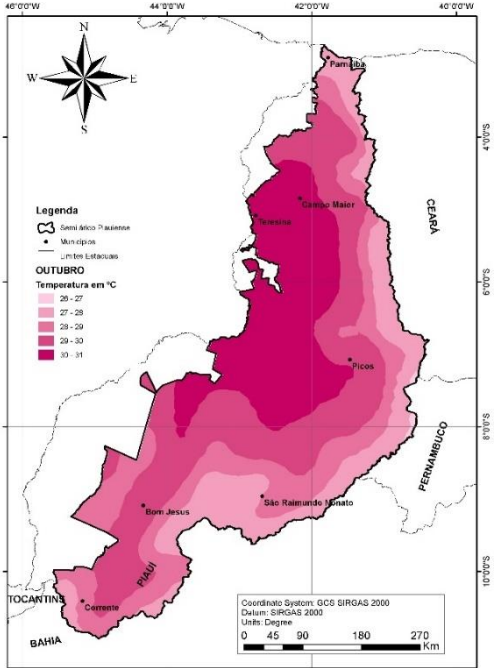
Fonte: Autoria própria.

Figura 15 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Setembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



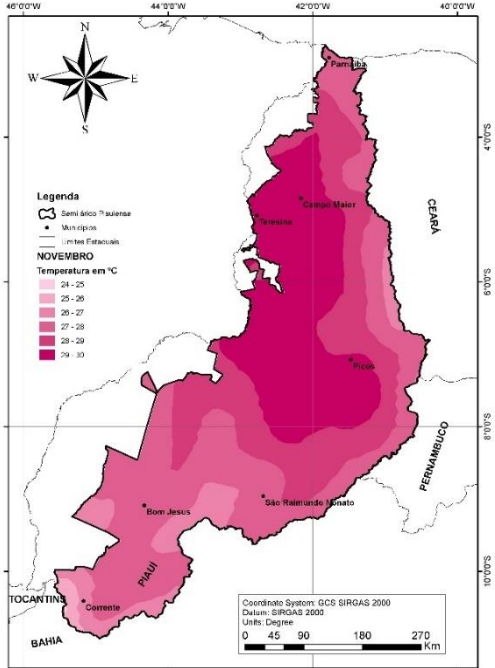
Fonte: Autoria própria.

Figura 16 - Mapa com a Temperatura acumulada do mês de Outubro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



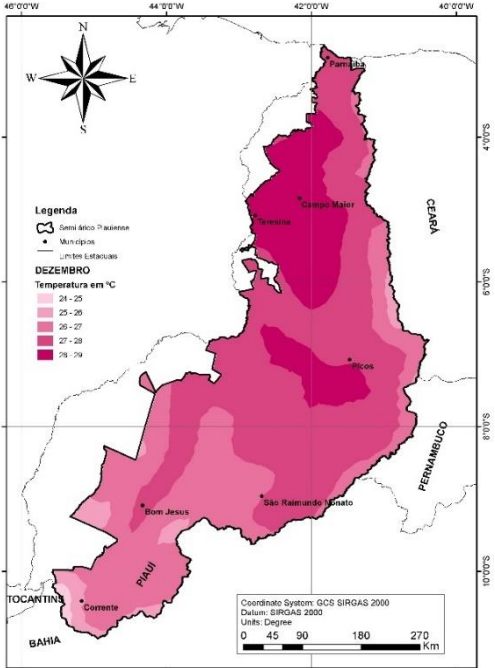
Fonte: Autoria própria.

Figura 17 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Novembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



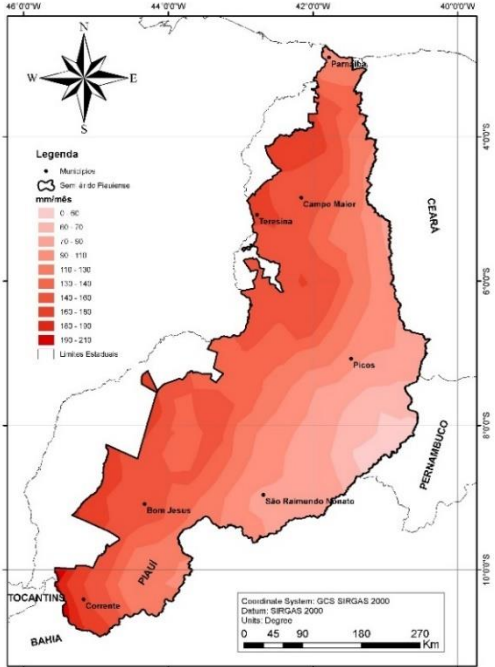
Fonte: Autoria própria.

Figura 18 - Mapa com a Temperatura acumulada média do mês de Dezembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



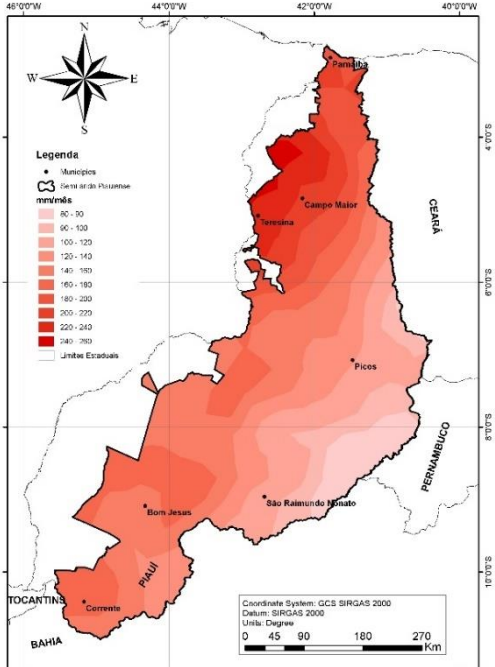
Fonte: Autoria própria.

Figura 19 - Mapa de Precipitação acumulada média do mês de janeiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



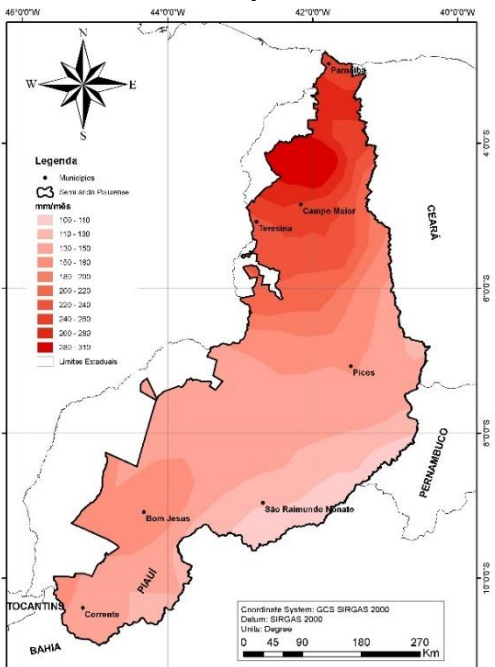
Fonte: Autoria própria.

Figura 20 - Mapa de Precipitação acumulada média do mês de fevereiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



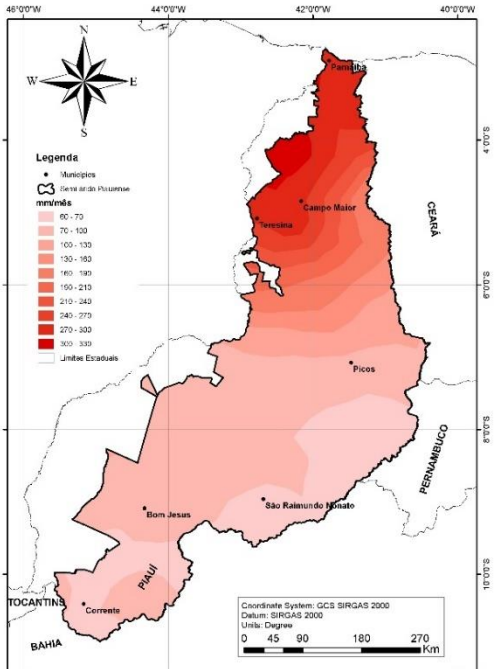
Fonte: Autoria própria.

Figura 21 - Mapa de precipitação acumulada média do mês de março de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



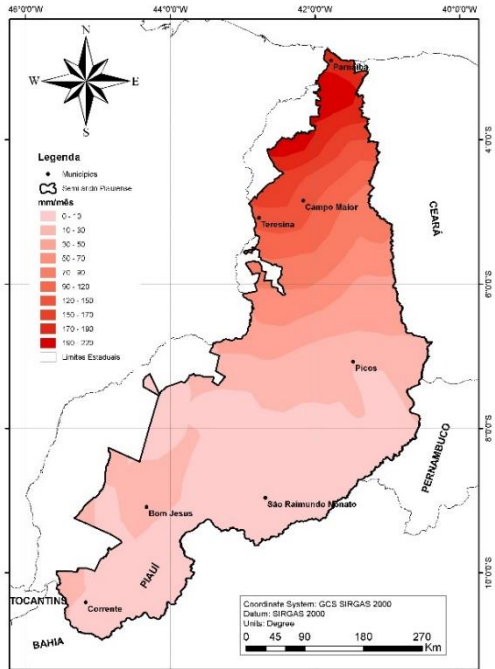
Fonte: Autoria própria.

Figura 22 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Abril de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



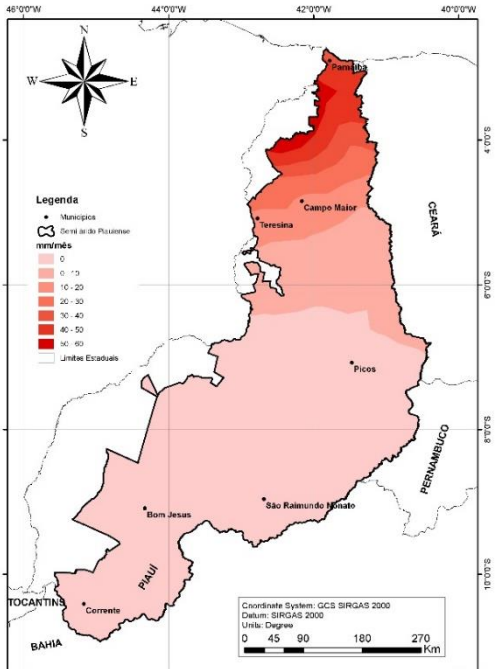
Fonte: Autoria própria.

Figura 23 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Maio de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



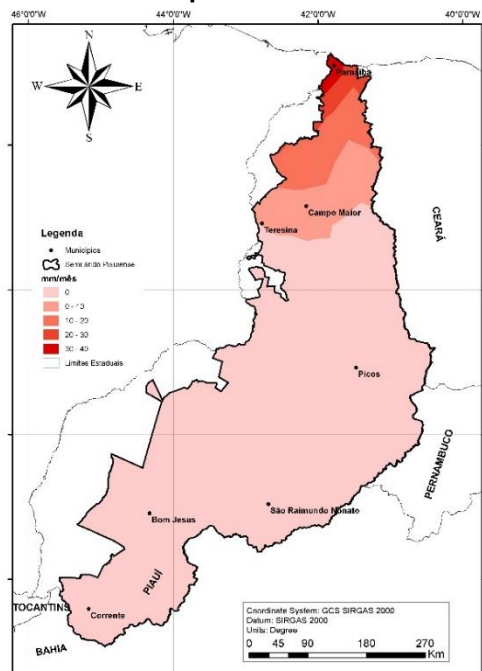
Fonte: Autoria própria.

Figura 24 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Junho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



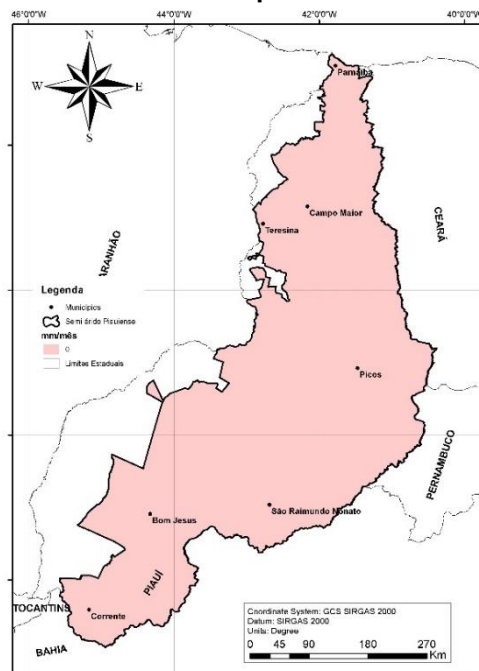
Fonte: Autoria própria.

Figura 25 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Julho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



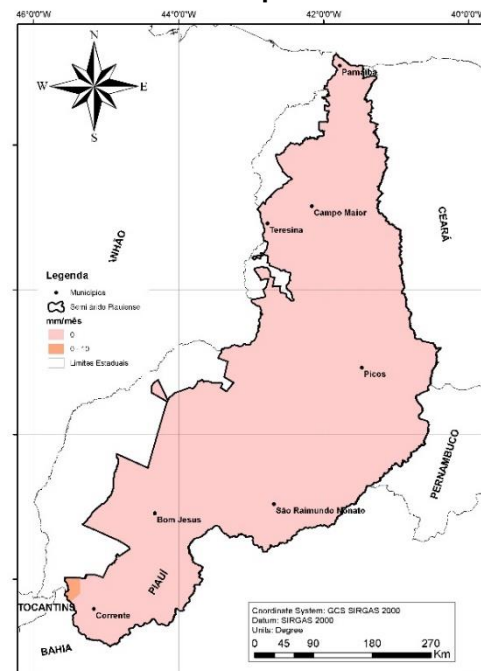
Fonte: Autoria própria.

Figura 26 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Agosto de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



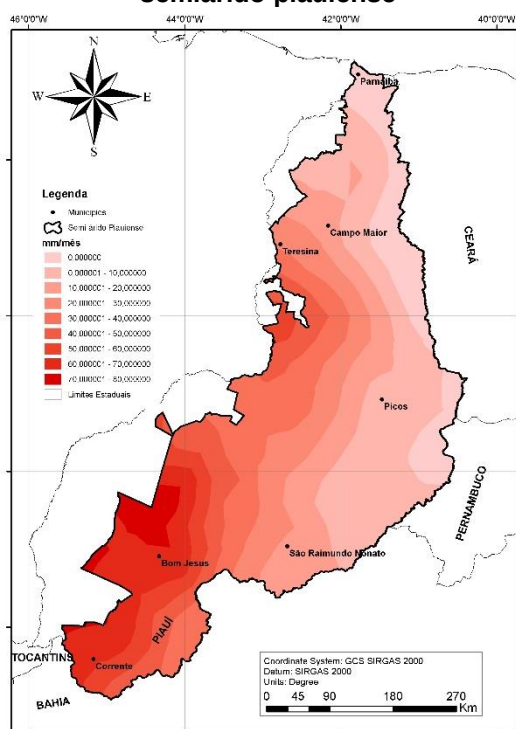
Fonte: Autoria própria.

Figura 27 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Setembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



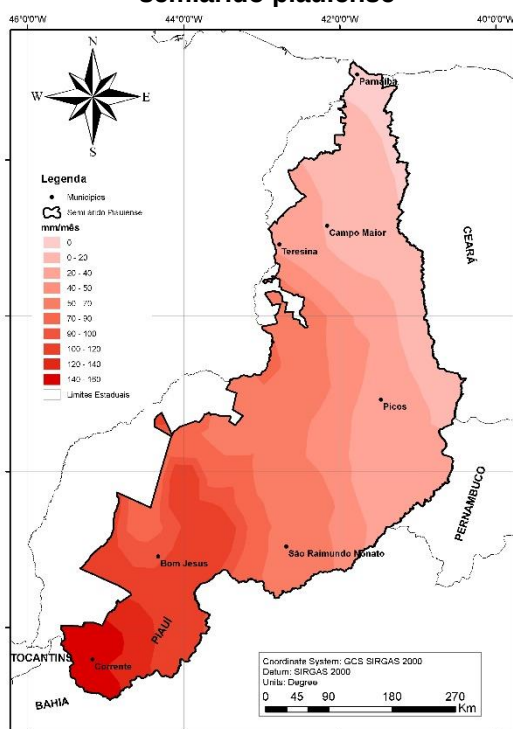
Fonte: Autoria própria.

Figura 28 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Outubro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



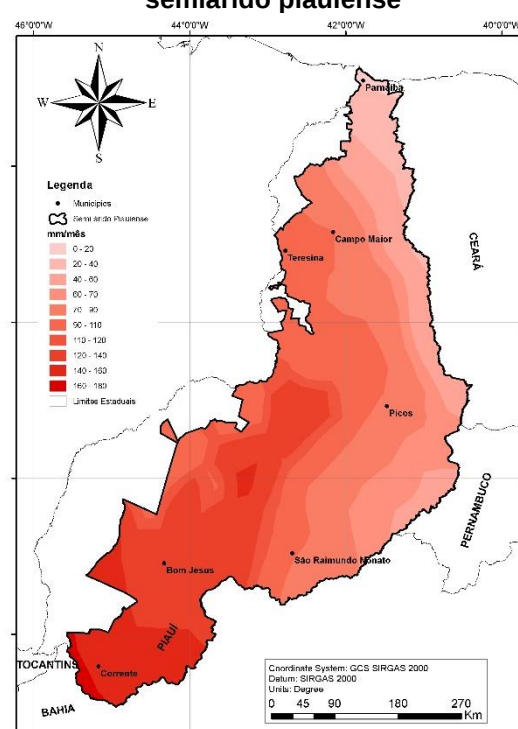
Fonte: Autoria própria.

Figura 29 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Novembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



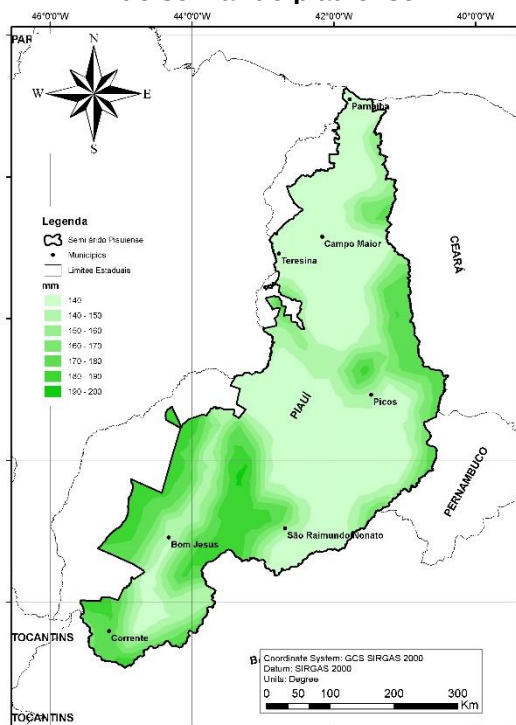
Fonte: Autoria própria.

Figura 30 - Mapa de Precipitação acumulada do mês de Dezembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



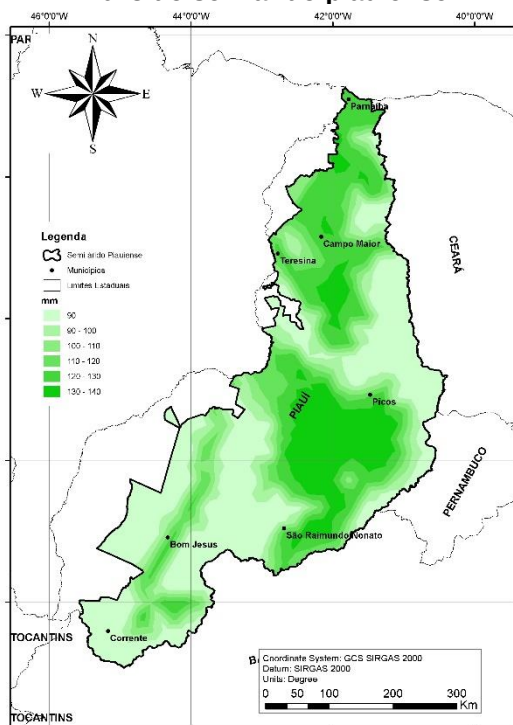
Fonte: Autoria própria.

Figura 31 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Janeiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



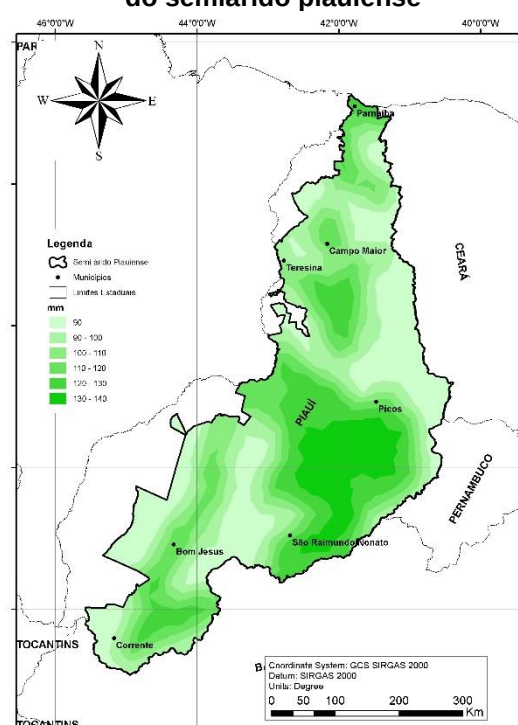
Fonte: Autoria própria.

Figura 32 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Fevereiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



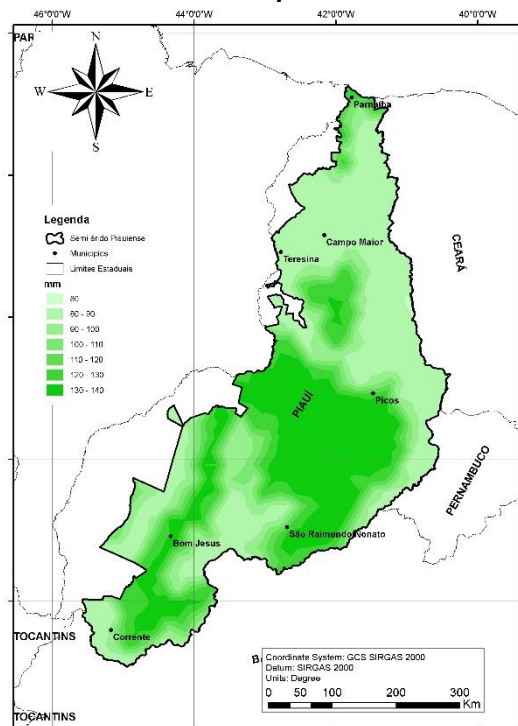
Fonte: Autoria própria.

Figura 33 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Março de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



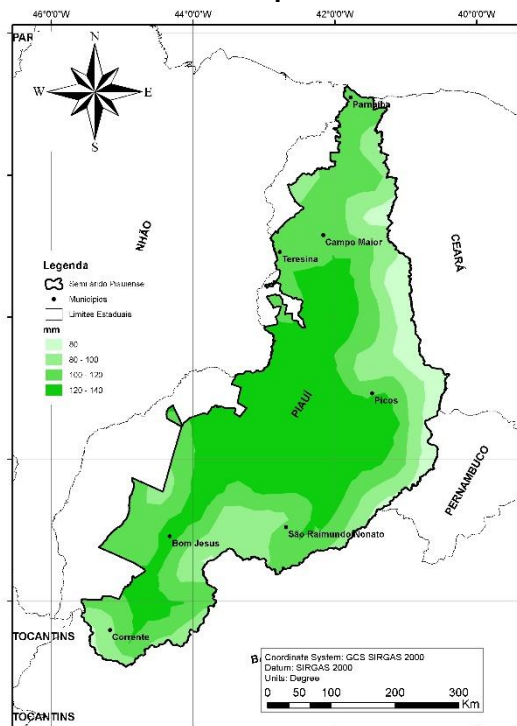
Fonte: Autoria própria.

Figura 34 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Abril de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



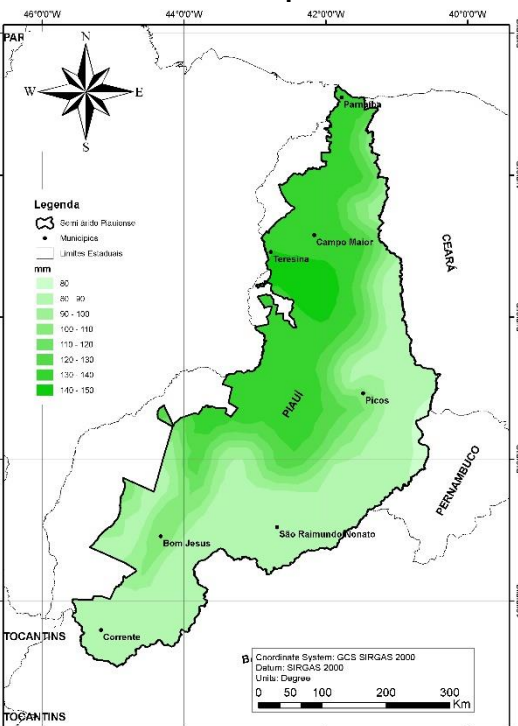
Fonte: Autoria própria.

Figura 35 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Maio de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



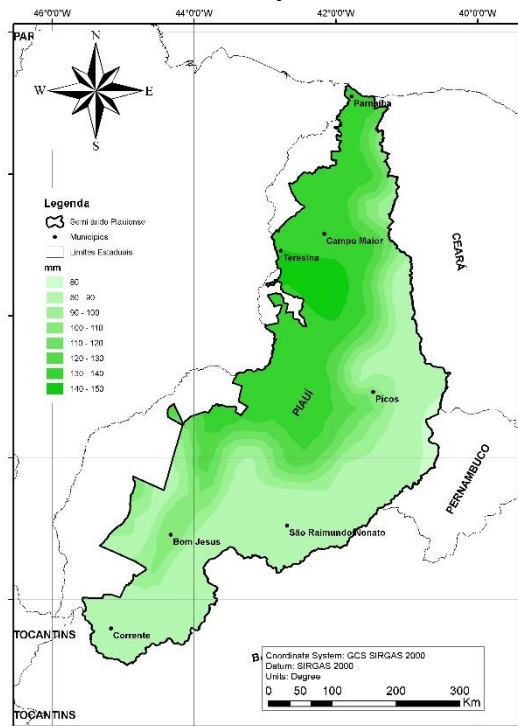
Fonte: Autoria própria.

Figura 36 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Junho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



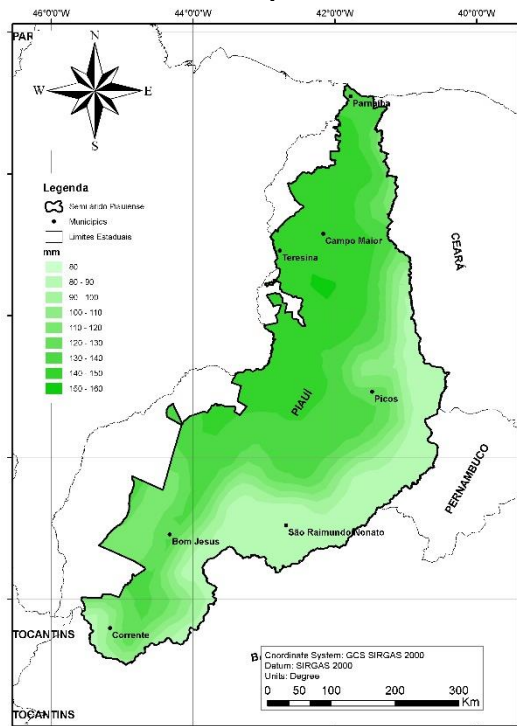
Fonte: Autoria própria.

Figura 37 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Julho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



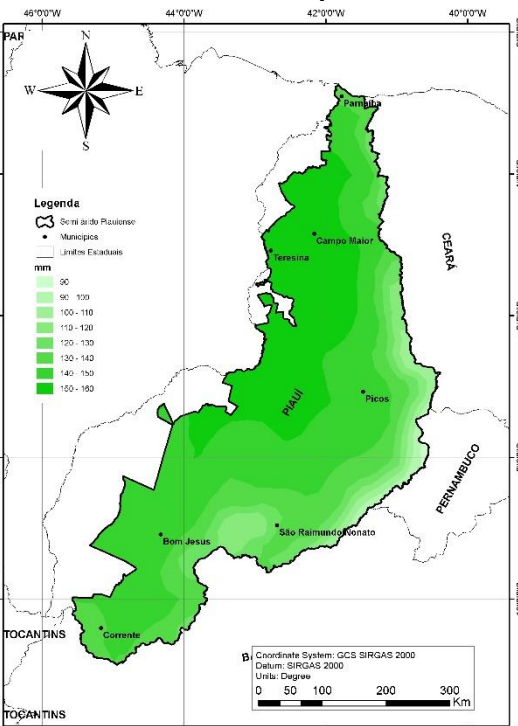
Fonte: Autoria própria.

Figura 38 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Agosto 2008 a 2018 do semiárido piauiense



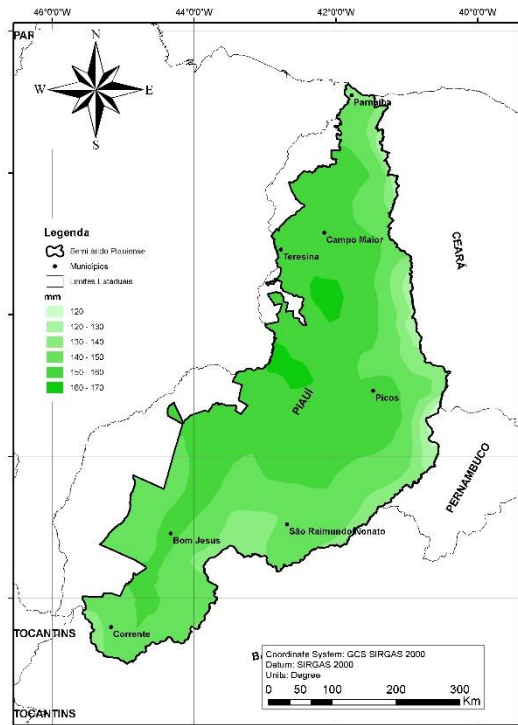
Fonte: Autoria própria.

Figura 39 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Setembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



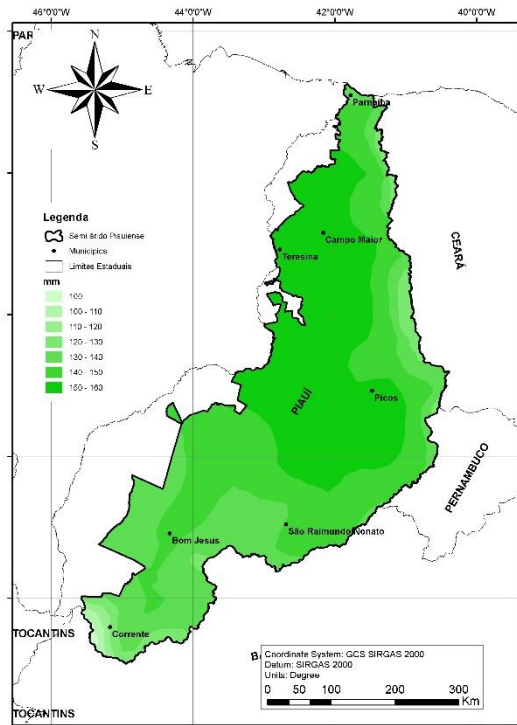
Fonte: Autoria própria.

Figura 40 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Outubro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



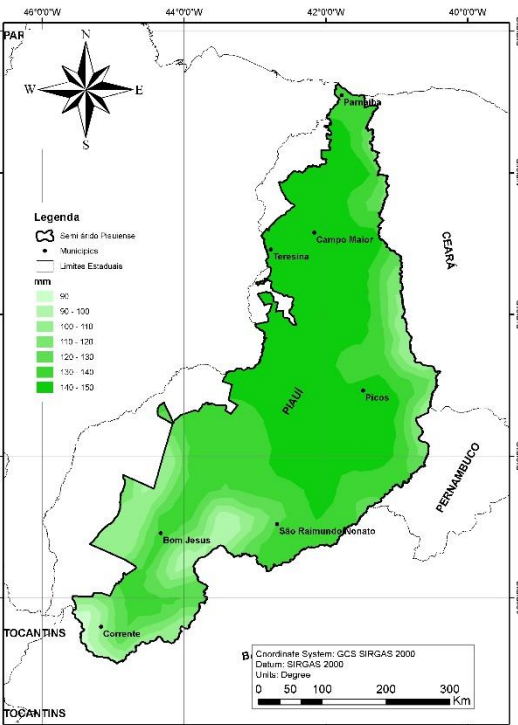
Fonte: Autoria própria.

Figura 41 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Novembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



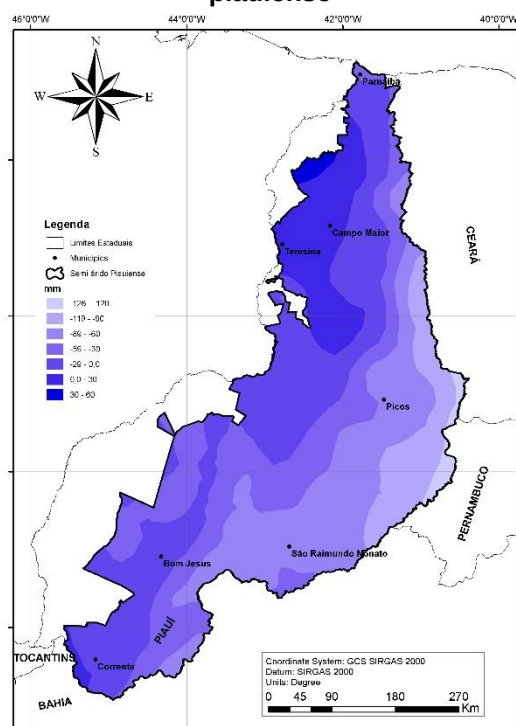
Fonte: Autoria própria.

Figura 42 - Mapa de Evapotranspiração acumulada do mês de Dezembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



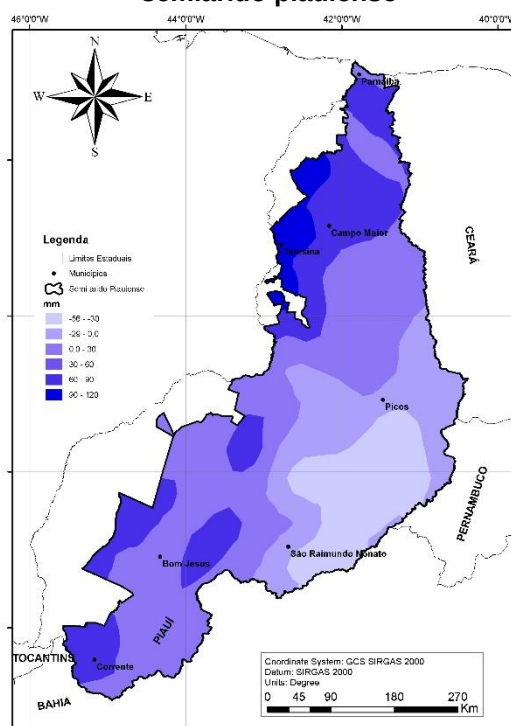
Fonte: Autoria própria.

Figura 43 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Janeiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



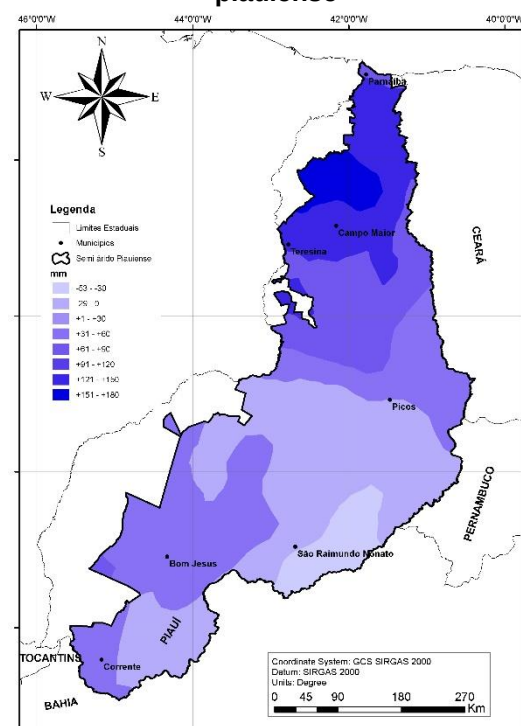
Fonte: Autoria própria.

Figura 44 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Fevereiro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



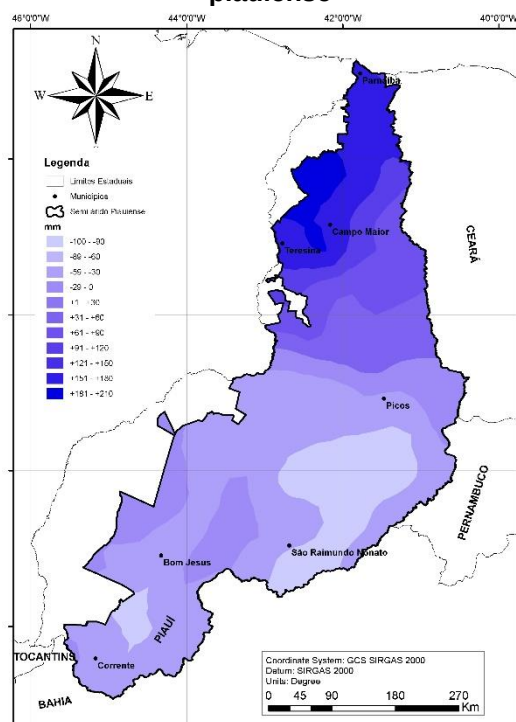
Fonte: Autoria própria.

Figura 45 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Março de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



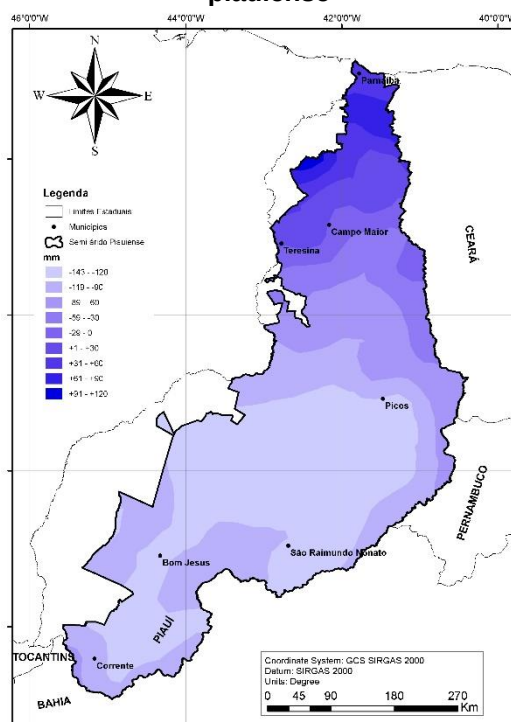
Fonte: Autoria própria.

Figura 46 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Abril de 2008 a 2018 no semiárido piauiense



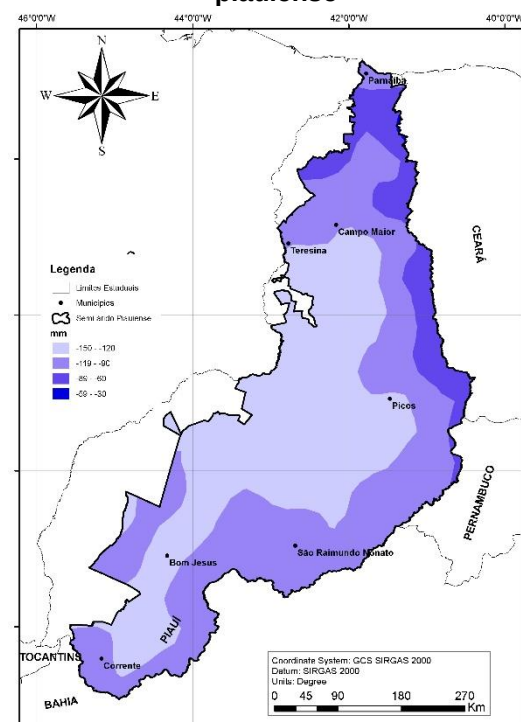
Fonte: Autoria própria.

Figura 47 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Maio de 2008 a 2018 no semiárido piauiense



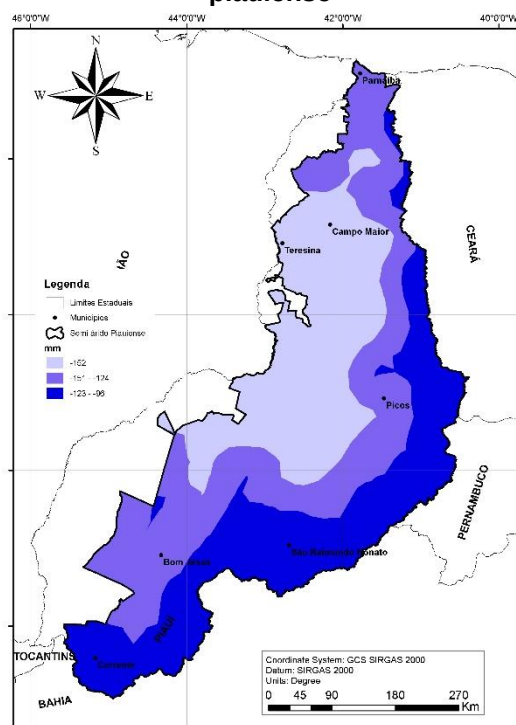
Fonte: Autoria própria.

Figura 48 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Junho de 2008 a 2018 no semiárido piauiense



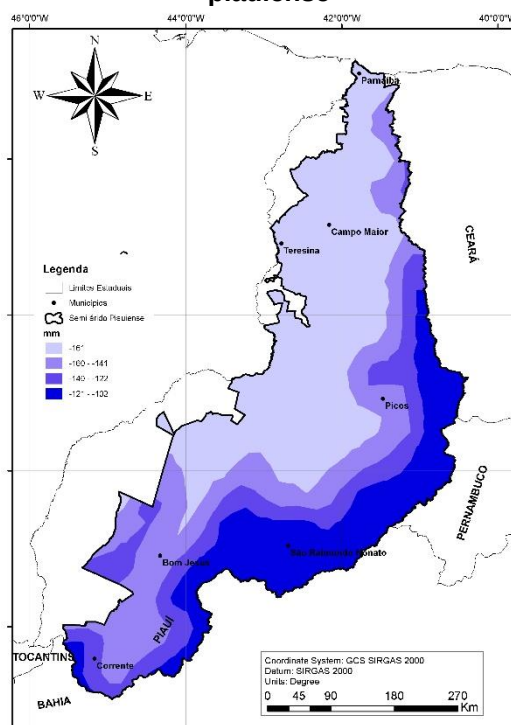
Fonte: Autoria própria.

Figura 49 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Julho de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



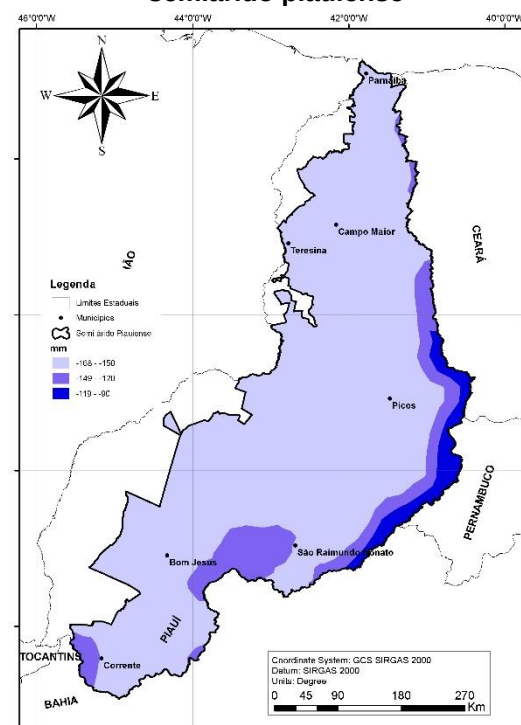
Fonte: Autoria própria.

Figura 50 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Agosto de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



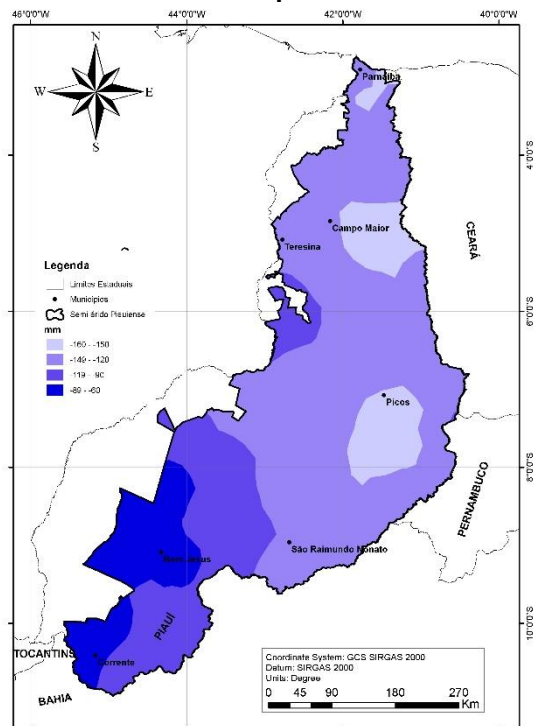
Fonte: Autoria própria.

Figura 51 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Setembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



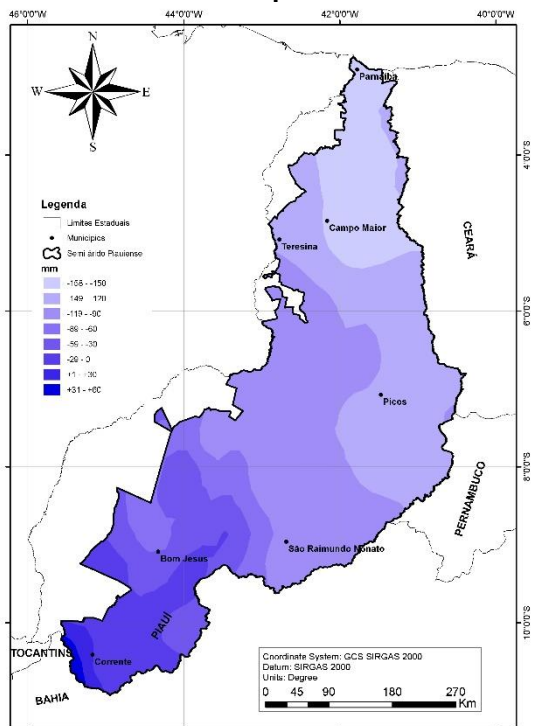
Fonte: Autoria própria.

Figura 52 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Outubro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



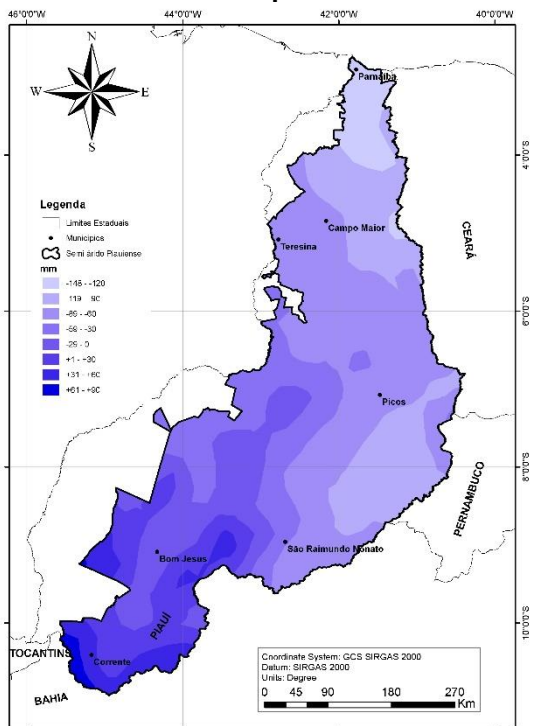
Fonte: Autoria própria.

Figura 53 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Novembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



Fonte: Autoria própria.

Figura 54 - Mapa do balanço hídrico média dos meses de Dezembro de 2008 a 2018 do semiárido piauiense



Fonte: Autoria própria.

Analisando os mapas mensais de precipitação acumulada, é possível observar que somente nos meses de dezembro a abril houve uma precipitação satisfatória, entre 106 e 174 mm na maior parte da área de estudo. A única região que apresentou índices pluviométricos acima de 100 mm em nos 4 primeiros meses do ano foi a mesorregião norte piauiense com os índices pluviométrico acima da média mensal. Porém, nos meses de junho, julho, agosto e setembro os índices pluviométricos foram abaixo de 40 mm no restante do semiárido piauiense.

A partir do mês de maio vemos a migração da chuva para a região norte do estado, diminuindo também sua proporção, apresentando índices mais baixos até os meses de agosto e setembro a índices quase 0. Nos meses de outubro, novembro e dezembro percebemos uma irradiação das chuvas surgindo da região sudoeste piauiense alastrando-se por todo o estado e repetindo-se o ciclo.

Cabe ressaltar que o setor que esta área nordeste é influenciada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que determina abundância ou deficiência de chuvas nessa área (FERREIRA; MELLO, 2005). A ZCIT abrange uma área de até 50 km de largura e formada a partir da confluência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, acompanhada de baixas pressões, alta nebulosidade e muita chuva, atingindo os estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco (ZANELLA, 2014). Para Molion e Bernardo (2000), a ZCIT é responsável pela ocorrência de chuvas de fevereiro a maio e anos de seca, devido seu bloqueio ao norte o que a deixa debaixo de uma região de subsidência.

Os sistemas de captação de água de chuva são importantes métodos de armazenamento hídrico em áreas rurais, por utilizam a água que seria perdida por evapotranspiração ou então por percolação. A água da chuva pode, assim, ser captada para ser utilizada diretamente, sem a espera por recarregar os rios e lençóis freáticos e gastos de energia para utilizá-la.

De acordo com Ponte e Machado (2009), no Brasil é destacada tecnologia de cisternas de placas para a captação de água pluviais, garantindo o abastecimento de água para famílias do semiárido durante o período de estiagem, tornando-se assim, uma medida com melhor custo-benefício do que a construções de barragens para a retenção destas águas, uma vez que em algumas áreas a estiagem pode durar até oito meses.

O Centro Regional de Assessoria e Capacitação (CERAC) em parceria com o Ministério do Desenvolvimento Social e Combate à Fome (MDS), a Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba (Codevasf) e o Ministério do Desenvolvimento Agrário (MDA), através do Programa Uma Terra e Duas Águas (P1+2) da Articulação no Semiárido Brasileiro (ASA Brasil) esta prevendo a construção de cisternas para as famílias assoladas pela seca no Piauí. O P1+2 busca ir além da captação de água de chuva para o consumo humano, avançando para a utilização sustentável da terra e o manejo adequado dos recursos hídricos para produção de alimentos, promovendo a segurança alimentar e a geração de renda.

Analisando os mapas do balanço hídrico mensais (Figuras 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 e 54) fica evidente a necessidade de investimentos na captação e armazenagem e água da chuva, onde entre os meses de julho a dezembro ocorre déficit hídrico em praticamente todo o semiárido piauiense.

De acordo com o Plano Estadual de Recursos Hídricos, que é o instrumento da Política Nacional de Recursos Hídricos que tem o papel orientador da gestão hídrica, atualmente, está previsto a construção de 11 reservatórios estratégicos no estado do Piauí, totalizando um acréscimo na reserva de mais de cinco bilhões de metros cúbicos de água acumulável em reservatórios. Porém a maioria destes projetos ou estão paralisados por algum entrave burocrático ou aguardando a execução do estudo de impacto ambiental.

5 CONCLUSÃO

A sustentabilidade de uma região, quando se refere aos recursos hídricos, associa-se diretamente a limitação da disponibilidade do recurso, tanto em termos de quantidade quanto de qualidade, e a capacidade de suporte permanente que pode oferecer as atividades humanas em geral. A compatibilização entre a oferta e a demanda de água, frente a sua disponibilidade efetiva, é certamente, o caminho que conduz à desejada sustentabilidade dos recursos hídricos.

A utilização de SIG na verificação do balanço hídrico demonstrou que o semiárido piauiense sofre com o déficit hídrico em pelo menos nove meses ao ano, de modo que a água precipitada acaba retornando a atmosfera pela evapotranspiração. As plantas respondem de diversas maneiras a deficiência hídrica no solo, como o decréscimo da produtividade e da produção, má distribuição e o desenvolvimento do sistema radicular, decréscimo da produção da área foliar e fechamento dos estômatos e menor tempo de retenção dos frutos.

A construção de cisternas comunitárias é simples e o custo de implantação não é oneroso, principalmente se a comunidade beneficiada for engajada e empoderada, como ocorre no programa P1+2 que tem como objetivo promover a Convivência com o Semiárido das famílias de pequenos produtores rurais, garantindo, num processo de formação e mobilização social, o acesso e manejo sustentável de terra e de água suficientes, para consumo humano e produção de alimentos de origem animal e vegetal para autoconsumo e geração de renda.

6 REFERENCIAS

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Jorn. of irrigation and drainage engineering**.jul./ago. 2007.

ANDERSON, M. C., et al. A multiscale remote sensing model for disaggregating regional fluxes to micrometeorological scales. **Jorn. Hydrometeorol.**, v.5, p. 343–363, 2004.

ANDERSON, E. A. National Weather Service river forecast system-snow accumulation and ablation model. **TECHNICAL MEMORANDUM NWS HYDRO-17**, 1973, 217 p. 1973.

ANDRADE JUNIOR, A. S.; BASTOS, E. A.; BARROS, A. H. C.; SILVA, C. O.; GOMES, A. A. N. Classificação climática e regionalização do semi-árido do Estado do Piauí sob cenários pluviométricos distintos. **Revista Ciência Agronômica**, v. 36, n. 2, p.143 - 151, 2005.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 332 p.

BALBINOT, R.; OLIVEIRA, N. K.; VANZETTO, S. C.; PEDROSO, K.; VALERIO, Á. F. O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. **Revista Ambiência**, Guarapuava, v. 4, n. 1, jan/abr 2008.

BARBOSA, J. E. L.; MEDEIROS, E. S. F.; BRASIL, J. Aquatic systems in semi-arid Brazil: limnology and management. **Acta Limnologica Brasiliensia**. v. 24, n. 1, p. 103-11, 2012.

BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates**. Ph.D. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, Netherlands. 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Remote sensing in water resources management: The state of the art. **International Water Management Institute**, Colombo, Sri Lanka. 1998.

BASTIAANSSEN, W. G. M. et al. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Jorn. Irrig. Drain. Eng.**, v.1311, p.85-93, 2005.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Jorn. Hydrol.**, v.229, p.87-100, 2000.

BETTS, A. K.; CHEN, F., MITCHELL, K. E.; JANJIC, Z. I. Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta model using FIFE data. **Weather Rev.** v. 125, p. 2896-2916, 1997.

BOSCH, J. M., ; J. D. HEWLETT, A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration, *Jorn. Hydrol.*, v.55, p.3-23, 1982.

BOUVY, M., MOLICA, R., OLIVEIRA, S. D., MARINHO, M. ; BECKER, B. Dynamics of a toxic cyanobacterial bloom *Cylindrospermopsis raciborskii* in a shallow reservoir in the semi-arid northeast Brazil. **Aquatic Microbial Ecology**, vol. 20, p. 285-297, 1999.

BOUVY, M., FALCÃO, D. , MARINHO, M., PAGANO, M. ; MOURA, A. Occurrence of *Cylindrospermopsis* (Cyanobacteria) in 39 Brazilian tropical reservoirs during 1998 drought. **Aquatic Microbial Ecology**, v. 23, p. 13-27, 2000.

BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.31, n.2, p. 159-166, 1984.

BROCK, F. V.; CRAWFORD, K. C.; ELLIOTT, R. L.; CUPERUS, G. W.; STADLER, S. J.; JOHNSON, H.; EILLTS, M. D. The Oklahoma Mesonet: A technical overview, **Jorn. Atmos. Oceanic Technol.**, v.12, p.5-19, 1995.

BRUTSAERT, W. F., *Evaporation Into the atmosphere*. D. Reidel, Norwell Mass., 299 p., 1982.

BUDYKO, M. I., *The Heat Balance of the Earth's Surface*, Russian by N. A. Stepanova, U.S. Dep. Of Commer., Washington, D.C., 259p, 1958.

BURNASH, R. J.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A. A generalized streamflow simulation system, conceptual modeling for digital computers. **Technical Report, Joint Federal and State River Forecast Center, U.S. National Weather Service and California Department of Water Resources**, Sacramento, 204 p. 1973.

BUSCH, B. F. **Análise da contribuição da interceptação vegetal e da evapotranspiração em um telhado verde composto por bromélias**. Monografia (Bacharel em Engenharia Civil) Escola Politécnica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2018.

CALIJURI, M. C. **Respostas fisiológicas da comunidade fitoplanctônica e fatores ecológicos em ecossistemas com diferentes**

estágios de eutrofização. Tese (Doutorado em Engenharia Química) Universidade de São Paulo, São Carlos, 1988.

CAMARGO, A.P. **Balanço hídrico no Estado de São Paulo.** Campinas: IAC, 1971. 28p. (Boletim Técnico, 116).

CHEN, F.; MITCHELL, K.; SCHAAKE, J.; XUE, Y.; PAN, H. L.; KOREN, V.; DUAN, Q.Y. M.; EK, M.; BETTS, A. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. **Jorn. of Geophysical Research**, v.101 (D3), p. 7251-7268, 1996.

CHEN, F., MANNING, K. W., LEMONE, M. A., TRIER, S. B., ALFIERI, J. G., ROBERTS, R., TEWARI, M., NIYOGI, D., HORST, T.W., ONCLEY, S.P., BASARA, J. B., BLANKEN, P. D. Description and evaluation of the characteristics of the NCAR highresolution land data assimilation system. **Jorn. of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n.6, p. 694-713, 2007.

COSGROVE, B. A.; LOHMANN, D.; MITCHELL, K. E.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F. Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) Project. **Jorn. of Geophysical Research**., v. 117(D3), p.01-27, 2003.

DANTAS, E. W., MOURA, A. N., BITTENCOURT-OLIVEIRA, M. C., ARRUDA NETO, J. D. T. ; CAVALCANTI, A. D.C. Temporal variation of the phytoplankton community at short sampling intervals in the Mundau reservoir, Northeastern Brazil. **Acta Botanica Brasilica**, vol. 22, p. 970-982, 2008.

DOOGE, J. C. I., Sensitivity of run off to climate change: A Hortonian approach, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v.73, p.2013-2024,1992.

EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P. ; KOREN, V.; TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Jorn. of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108 (D22), p. 8851-8876, 2003.

ESKINAZI-SANT'ANNA, E. M., MENEZES, R., COSTA, I. A. S., PANOSSO, R., ARAÚJO, M. F. F.; ATTAYDE, J. L. Composição da comunidade zooplanctônica em reservatórios eutróficos do semi-árido do Rio Grande do Norte. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, n. 3, p. 345-356, 2007.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p.15-28, 2005.

FRANÇA, R. R. Climatologia das chuvas em Rondônia - período 1981 - 2011. **Geografis**. Belo Horizonte, v. 11, n. 1, p. 44-58. jan/jun, 2015.

FREIRE, R. H. F.; CALIJURI, M. C. SANTAELLA, S. T. Padrões longitudinais e variações na qualidade da água em um reservatório da região semi-árida do nordeste do Brasil: respostas a mudanças hidrológicas e climáticas. **Acta Limnol. Bras.**, v. 21, n. 2, p. 251-262, 2009.

GENG, S. **A Program to Simulate Meteorological Variables: Documentation for SIMMETEO**, University of California, Agricultural Experiment Station, 1988.

GOODIN, D. G., HUTCHINSON, J. M. S., VANDERLIP, R. L.; KNAPP, M. C. Estimating solar irradiance for crop modeling using daily air temperature data. **Agronomy Jor.**, v.91, n.5, p. 845-851, 1999.

GRANGER, R. J. 1989. Evaporation from natural non saturated surfaces. **Jorn. Hydrol.**, v.111, p. 21-29, 1989.

GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz Basin. **Jorn. Hydrol.**, v. 2291, n.2, p. 70–76, 2000.

GRANT, R. H.; HOLLINGER, S. E.; HUBBARD, K. G.; HOOGENBOOM, G.; VANDERLIP, R. L. Ability to predict daily solar radiation values from interpolated climate records for use in crop simulation models. **Agri. and Forest Meteorology**, v.127, n.1, p.65-75, 2004.

HAEFNER, J. W. **Modeling biological systems: principles and applications**. Springer, 476 p. 2005.

HODGES, T.; FRENCH, V.; LEDUC, S. (1985). **Estimating solar radiation for plant simulation models (N° N-85-21751; E-85-10089; NASA-CR-175524)**. National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA, Columbia, MO (USA).

HOLMES, J. W. Measuring evapotranspiration by hydrological methods. **Agric. Water Manage.** v.8, p.29-40, 1984.

HOLMES, J. W.; SINCLAIR, J. A. Water yield from some afforested catchments in Victoria. In: **Hydrologyand Water Resources Symposium**, Inst. of Eng., Brisbane, Queensland, Australia, nov. 25-27, 1986.

HORTON, R. E., Rain fall interception, Mon. **Weather Rev.**, v.47, p.603-623, 1919.

HUSZAR, V. L. M., SILVA, L. H. S., MARINHO, M., DOMINGOS, P.; ANNA, C. L. S. Cyanoprokaryote assemblages in eight productive tropical Brazilian waters. **Hydrobiologia**, v. 424, p. 67- 77, 2000.

KOBIYAMA, M. Ruralização na gestão de recursos hídricos em área urbana. **Revista OESP Construção**, São Paulo: Estado de São Paulo, Ano 5, n. 32, p.112-117, 2000.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. **NASA Tech. Memo**, 104606 (9), 59., 1996.

KOREN, V.; SCHAAKE, J.; MITCHELL, K.; DUAN, Q. Y.; CHEN, F.; BAKER, J. M. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. **Jorn. of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104 (D16), p. 19569-19585, 1999.

KLUTE, A. Soil water flow the organdy its application in field situations. pp. 9-35 In: BRUCE, R. R.; K. W. FLACH, K. W.; TAYLOR, H. M. (editorial committee), Field Soil Water Regime. N. 5 in the Special Publication Series. **Soil Sci. Soc. Am.**, Madison, Wis. 1973.

LEPRUN, P. **Primeira avaliação das águas superficiais do nordeste**. Recife: SUDENE. 141 p. Relatório final de convênio, 1983.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Jorn. of Geophysical Research: Atmospheres**, v.99(D7), 14415-14428, 1994.

LIMA, F. B.; SANTOS, G. O. **Balanço hídrico-espacial da cultura para o uso e ocupação atual da bacia hidrográfica do Ribeirão Santa Rita, Noroeste do Estado de São Paulo**. 2009. 89 f. Monografia. Fundação Educacional de Fernandópolis, Fernandópolis - SP, 2009.

LIU, X. **A land data assimilation system (ldas) based dataset for regional agro-climatic assessments**. Dissertation (Master of Science) Purdue University, West Lafayette, Indiana. 2013.

LIU, W. T. H. **Aplicações de sensoriamento remoto**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, 2015

LUO, L.; ROBOCK, A.; MITCHELL, K.E.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; CHAAKE, J. C.; LOHMANN, D.; COSGROVE, B. Validation of the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) retrospective forcing over the southern Great Plains **Jorn. of Geophysical Research.**, v. 108(D22), 8843, 2003.

MAULE, C. P.; CHANASYK, D. S. A comparison of two methods for determining the evapotranspiration and drainage components of the soil water balance. **Can. Journ. Soil Sci.**, v.67, p.43-54 1987.

MAHMOOD, R.; HUBBARD, K. G. Effect of time of temperature observation and estimation of daily solar radiation for the Northern Great Plains, USA. **Agronomy Journ.**, v.94, n.4, p. 723-733, 2002.

MAHRT, L.; EK, M. The influence of atmospheric stability on potential evaporation. **Jorn. of Applied Meteorology**, v. 23, n.2, p. 222-234, 1984.

MATSUI, T.; MOCKO, D.; LEE, M. I.; TAO, W. K.; SUAREZ, M. J.; PIELKE, R. A. Ten-year climatology of summertime diurnal rainfall rate over the conterminous. **U. S. Geophysical Research Letters**, v.37, n.13, 2010.

MCNAUGHTON, K. G.; JARVIS, P. G. Predicting the effects of vegetation changes on transpiration and evaporation, in **Water Deficits and Plant Growth**, vol. VII, edited by T. T. KOZOWSKI, p. 1 - 47, Academic, San Diego, Calif., 1983.

MEINKE, H., CARBERRY, P. S., MCCASKILL, M. R., HILLS, M. A.; MCLEOD, I. Evaluation of radiation and temperature data generators in the Australian tropics and sub-tropics using crop simulation models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 72, n.3, p.295-316, 1995.

MILLY, P. C. D., Climate, soil water storage, and the average annual water balance, **Water Resour. Res.**, v.30, p.2143-2156, 1994.

MITCHELL, K. E., LOHMANN, D.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J.C.; ROBOCK, A.; COSGROVE. The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. **Jorn. of Geophysical Research**, v. 109(D7), p. 357-369, 2004.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, 2000.

MO, K. C.; LONG, L. N.; XIA, Y.; YANG, S. K.; SCHEMM, J. E.; EK, M. Drought indices based on the Climate Forecast System Reanalysis and ensemble NLDAS. **Jorn. of Hydrometeorology**, v.12, n. 2, p. 181-205, 2011.

NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W.; ERH, K. T. Spatial variability of field-measured soil water properties. **Hilgardia**, v.42, p. 215-259, 1973.

NIU, G. Y.; YANG, Z. L.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; KUMAR, A.; MANNING, K.; NIYOGLI, D.; ROSERO, E.; TEWARI, M.; XIA, Y. The community Noah land surface model with multiparameterization options (NOAH-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. **Jorn. of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116 (D12), p. 220-228, 2011.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997.

PENMAN, H. L., Vegetation and hydrology, Tech. Commun. n. 53, 124p., **Commonw. Bur. of Soils**, Harpenden, England, U. K., 1963.

PETERS LIDARD, C. D., KUMAR, S. V., MOCKO, D. M.; TIAN, Y. Estimating evapotranspiration with land data assimilation systems. **Hydrological Processes**, v. 25, n.26, p.3979-3992, 2011.

PINTO, N. L; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS J. A.; GOMIDE, F. L. S. **Hidrologia básica**. 1. Ed. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1976. 304 p.

PIKE, J. G., The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate, **Jorn. Hydrol.**, v.2, 116-123, 1964.

PONTES, E. T. M.; MACHADO, T. A. Programa um milhão de cisternas rurais no nordeste brasileiro: políticas públicas, desenvolvimento sustentável e convivência com o semiárido. In: **XIX Encontro Nacional de Geografia Agrária**, 2009, São Paulo. Anais. São Paulo: Enga. p. 1 - 25.

PORTO, K. G.; FERREIRA, I. M. Gestão das bacias hidrográficas urbanas e a importância dos ambientes ciliares. **Geografia em Questão**. v.5, n.2, p. 43-57, 2012.

RICHARDSON, C. W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. **Water Resources Research**, v. 17, n.1, p.182-190, 1981.

RICHARDSON, C. W.; WRIGHT, D. A. **WGEN: A model for generating daily weather variables**. ARS, 1984.

SANTANA, D. P. **Manejo integrado de bacias hidrográficas. Documentos 30**. Embrapa Milho e Sorgo, 63 p. Sete Lagoas, 2003.

SILVEIRA, T. História Ambiental: fronteiras, recursos naturais e conservação da natureza. **História**, Franca , v. 32, n. 2, p. 256-261, 2013.

SOUSA, W., ATTAYDE, J. L., ROCHA, E. S. ; ESKINAZI-SANT'ANNA, E. M. The response of zooplankton assemblages to variations in the water quality of four man-made lakes in semiarid northeastern Brazil. **Jorn. of Plankton Research**, v. 30, n. 6, p. 699-708, 2008.

SOLTANI, A.; SINCLAIR, T. R. **Modeling physiology of crop development, growth and yield**. CABI, 322 p, 2012.

STOKES, G. M.; SCHWARTZ, S. E. The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) program: Programmatic background and design of the cloud and radiation testbed, Bull. **Am. Meteorol. Soc.**, 75, 1201–122, 1994.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: Revisão. **Revista Brasileira de Rec. Hídricos**. v.2, n. 1, p. 135-152, 1997

TURNER, K. M., Annual evapotranspiration of native vegetation in a Mediterranean-type climate, *Water Resour. Bull.*, v.27, p.1-6, 1991.

VAN DAM, R. L., BORCHERS, B.; HENDRICKX, J. M. H. Strength of land mine signatures under different soil conditions: implications for sensor fusion. **Int. Journ. Syst. Sci.**, v. 36, p. 573–588, 2005.

XIA, Y.; MITCHELL, K.; EK, M.; SHEFFIELD, J.; COSGROVE, B.; WOOD, E.; LUO, L.; ALONGE, C.; WEI, H.; MENG, J.; LIVNEH, B.; LETTENMAIER, D.; KOREN, V.; DUAN, Q.; MO, K.; FAN, Y.; MOCKO, D. **Continental-scale water and energy flux analysis and validation for the North American Land Data Assimilation System Project phase 2 (NLDAS-2): 1.** Intercomparison and application of model products, 2012.

XIA, Y. et al. Validation of Noah-simulated soil temperature in the North American Land Data Assimilation System Phase 2. **Jorn. of Applied Meteorology and Climatology**, v.52, p. 455–471, 2013.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, n.36, Volume Especial, p.126-142, 2014.

ZHANG, L.; AWES, W. R.; WALKER, G. R. Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance. Tech. Rep. 99/12, **Coop.Res. Cent. for Catch. Hydrol.**, Canberra, ACT, 1999.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resour. Res.**, v. 37, n. 3, p. 701-708, 2001.

WOOD, E. F.; LETTENMAIER, D.; LIANG, X.; NIJSSEN, B.; WETZEL, S. W. Hydrological modeling of continental-scale basins. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 25, n.1, p. 279-300, 1997.

WICHT, C. L., Diurnal fluctuation in Jonker shoek streams due to evaporation and transpiration, **Jorn. S. Aft. For. Assoc.**, v.7, p.34-49, 1941.

WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resour. Res.**, v. 30, p.1665–1679, 1994.