



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS**  
**DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

**ITALO SAMPAIO RODRIGUES**

**EVAPORAÇÃO EM RESERVATÓRIOS DO NORDESTE BRASILEIRO:  
AVALIAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E INFLUÊNCIA DA MATA  
RIPÁRIA POR SENSORIAMENTO REMOTO**

**FORTALEZA**

**2020**

ITALO SAMPAIO RODRIGUES

EVAPORAÇÃO EM RESERVATÓRIOS DO NORDESTE BRASILEIRO: AVALIAÇÃO  
DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E INFLUÊNCIA DA MATA RIPÁRIA POR  
SENSORIAMENTO REMOTO

Projeto de Pesquisa de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Orientador (a): Prof. Dr. Carlos Alexandre  
Gomes Costa

FORTALEZA

2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- R613e Rodrigues, Italo Sampaio.  
Evaporação em reservatórios do Nordeste brasileiro: avaliação da distribuição espacial e influência da mata ripária por sensoriamento remoto / Italo Sampaio Rodrigues. – 2020.  
126 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2020.  
Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.
1. Evaporação em reservatórios. 2. Hidrologia. 3. Sensoriamento Remoto. 4. Imagens Landsat. 5. Modelos de evaporação. I. Título.

CDD 630

---

ITALO SAMPAIO RODRIGUES

EVAPORAÇÃO EM RESERVATÓRIOS DO NORDESTE BRASILEIRO: AVALIAÇÃO  
DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E INFLUÊNCIA DA MATA RIPÁRIA POR  
SENSORIAMENTO REMOTO

Projeto de Pesquisa de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Orientador (a): Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa

Aprovada em 24/07/2020

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Profa. Dra. Adelena Gonçalves Maia  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

---

Prof. Dr. Iran Eduardo Lima Neto  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. José Carlos de Araújo  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros  
Instituto Federal de Ciências, Educação e Tecnologia do Ceará (IFCE)

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, Nossa Senhora e Jesus Cristo pelo dom da vida e todas as bênçãos diárias recebidas.

À minha família, que esteve ao meu lado durante todo o processo de concepção e condução desse trabalho. À minha mãe, Lucia, que, independente da dificuldade, sempre buscou me apoiar incondicionalmente em tudo que faço ou pretendo fazer, mesmo nos momentos de ausência em casa. A meu pai, Dary, que, mesmo distante, sempre demonstra apoio constante em tudo que faço ou pretendo fazer em minha vida. Ao meu irmão, Daniel, que amo demais. À minha eterna namorada e atual Noiva, Brenda, que sempre me apoia e diz quando estou equivocado nestes oito anos juntos, que Deus nos ilumine por muito mais dias, meses, anos e décadas juntos S2. À toda a minha família que permanentemente me escuta, compartilha de momentos bons e ruins, a todas e a todos, amo vocês demais!

Aos meus amigos/irmãos da vida Caio Victor, Caio Alencar, Pedro Fernandes e Glauber Rodrigues por sempre estarem ao meu lado nos momentos de alegria, dificuldade e perseverança. Aos meus amigos (as) da graduação Adriano, Jéssica, Karol, Aline, Jorgiane, Geovani, Karenine, Stephanie, João Lucas, Igor, Adriane, Alverina, Ariel, Wennington, Rafael, Raul e Felipe. Como também a turma do condomínio/bairro aonde moro, Jonatas, Junior, Italo, Felipe, Breno, Caio Freitas, Matheus, Lucas, André, Rotherdam, Yuri, Suelen, Wairton, Yago, Monyque, Matheus e Iury amigos que tive o prazer de crescer e brincar junto no condomínio onde moro. A turma do Maria Ester I que também tenho muito carinho Sâmia, Claudiane, Heitor, Patrícia e Brena, grande abraço a todos (as).

Ao meu Orientador, Professor Carlos Alexandre Gomes Costa pela proposta, companhia, confiança, caronas e risadas de sempre. A realização deste trabalho não seria possível sem seus conselhos e constantes indagações. Agradeço imensamente pela orientação tão bem realizada. Também não poderia deixar de agradecer a sua família Professor Alexandre, ao qual pude conhecer, tomar bons cafés da tarde, brincar de correr e até mesmo viajar, grande abraço Giuliana, Fernanda e Marina!

Aos participantes da banca, Professores José Carlos de Araújo, Professor Pedro Henrique Augusto Medeiros, Professora Adelena Gonçalves Maia e Professor Iran Eduardo Lima Neto pelas valiosas contribuições que com certeza me ajudaram na conclusão desse trabalho e também na minha formação acadêmica. E também aos Professores Armin Raabe e Peter Holstein pelas valiosas contribuições e ensinamentos durante sua estadia no Brasil.

À Universidade Federal do Ceará, que através de professores, servidores e terceirizados fez possível a realização desse trabalho.

A FUNCAP, pela concessão da bolsa de mestrado.

À CAPES pelo apoio e auxílio na execução desse trabalho por meio do Projeto PrInt (Programa Institucional de Internacionalização) “Impacto das mudanças climáticas sobre os recursos naturais em regiões secas” financiou boa parte das pesquisas de campo deste trabalho.

A COGERH e seus colaboradores (em especial aos funcionários Fernando e Ivan, sempre nos recebendo e nos ajudando incondicionalmente nas instalações dos equipamentos no Gavião), pelo constante apoio e parceria nas pesquisas realizadas no Gavião.

Ao grupo HIDROSED, especial aos Professores José Carlos, Pedro Medeiros e Carlos Alexandre pela convivência como um todo e conselhos de sempre, tenho grande admiração pelos três não só como Pesquisadores ou Professores, mas essencialmente como seres humanos.

Aos hidrosedianos, Christine Coelho, Pedro Alencar, Léa Moraes em especial aos amigos do HIDROSED que contribuíram com a convivência, cafezinhos e amizade que vou levar pelo resto da vida, sempre me apoiando quando precisei, Adão, Ariana, Brenno, Gabriela, Suzi, Jairo, Juliana, Maiany, Thales e Alisson.

Ao PPGEA e ao DENA, no nome de todos os professores do departamento pela oportunidade de realização do mestrado. Principalmente aos professores do PPGEA, com os quais tive a oportunidade de realizar disciplinas e conviver de forma mais presente: Adunias Teixeira, Eunice Andrade, Fernando Bezerra, Alan Bernard e Isabel Cristina.

Agradeço a todas (os) que acreditaram em mim neste ciclo.

## RESUMO

A evaporação representa um dos principais processos hidrológicos em reservatórios do Nordeste brasileiro, sendo sua quantificação ainda muito incerta. Nesse sentido, objetivou-se avaliar a distribuição espacial da evaporação em oito reservatórios, localizados em clima Sub-úmido e Semiárido, do Nordeste Brasileiro com uso de sensoriamento remoto. Para isso foram utilizadas imagens dos satélites Landsat 5 e Landsat 8 em conjunto a quatro modelos de evaporação: i) Linacre (1977); ii) Linacre (1993); iii) Blaney e Criddle (1950); e iv) AquaSEBS. Para evaporação de referência foram considerados os métodos do Tanque Classe A e evaporímetro de Piché mais próximos aos reservatórios. A vegetação ripária foi associada ao índice de vegetação - NDVI e sua influência na evaporação foi avaliada de forma espacializada. Como resultados obteve-se que, dentre os modelos avaliados, o AquaSEBS foi o que apresentou melhor desempenho médio (NSE 0.27 – 0.58; PBIAS -17.00% – 5.20%; RMSE 0.81 – 1.17 mm/day) para a maioria dos reservatórios. Observou-se que a evaporação não é homogênea em toda a superfície do reservatório, existindo considerável variabilidade espacial, com maiores lâminas às margens e na região da barragem. Essa diferença de evaporação pode ser consequência do contato direto da água com a parede da barragem, recebendo uma quantidade extra de energia térmica do solo. No entanto, áreas próximas à mata ripária apresentaram menores taxas de evaporação, reduções entre 18,4% a 30,7%, que a média. Essa interdependência foi evidenciada pela alta correlação ( $R^2$ : 0,87 - 0,96) entre NDVI e evaporação, revelando a importância da mata ripária na redução da evaporação superficial, consequência do sombreamento e barreira física causados pela vegetação na margem do reservatório, reduzindo a radiação e influência aerodinâmica local respectivamente. Em função da variabilidade espacial da evaporação, verificou-se que os volumes transferidos para atmosfera podem ter diferenças de até 30%, podendo variar de acordo com o pixel de evaporação escolhido na superfície do reservatório. Na média, o volume evaporado nos oito reservatórios seria suficiente para atender pouco mais de dois milhões de pessoas por dia.

**Palavras-chave:** Evaporação em reservatórios. Hidrologia. Sensoriamento Remoto. Imagens Landsat. Modelos de evaporação.

## ABSTRACT

Evaporation is one of the main hydrological processes in reservoirs in the Northeast of Brazil, and its quantification is still very uncertain. Therefore, the aim of this research was to assess the spatial distribution of evaporation in eight reservoirs, located in sub-humid and semi-arid climate, in the Brazilian Northeast using remote sensing. Scenes from Landsat 5 and Landsat 8 satellites were used fusing with four evaporation models: i) Linacre (1977); ii) Linacre (1993); iii) Blaney and Criddle (1950); and iv) AquaSEBS. For reference evaporation the Class A Pan and Piché Evaporimeter methods closest to the reservoirs were considered. The riparian vegetation was associated with the vegetation indices - NDVI and its influence on evaporation was spatially evaluated. As results it was obtained that, among the evaluated models, AquaSEBS was the one that presented the best average performance (NSE 0,27 – 0,58; PBIAS -17,00% - 5,20%; RMSE 0,81 – 1,17 mm/day) for most of the reservoirs. It was observed that evaporation is not homogeneous over the reservoir surface, with considerable spatial variability, with larger evaporation at the margins and on the region of the dam wall. This evaporation difference may be a consequence of direct water contact with the dam wall, receiving an extra amount of thermal energy from the soil. However, areas near the riparian forest presented lower evaporation rates, reductions between 18,4% a 30,7%, than the average. This interdependence was evidenced by the high correlation ( $R^2$ : 0,87 – 0,96) between NDVI and evaporation, revealing the importance of riparian vegetation in reducing surface evaporation, a consequence of shading and the physical barrier caused by vegetation on the reservoir margin, reducing radiation and local aerodynamic influence, respectively. Depending on the spatial variability of evaporation, it was found that the volumes transferred to the atmosphere may have differences of up to 30%, which may vary according to the evaporation pixel chosen on the surface of the reservoir. On average, the evaporated volume in the eight reservoirs would be enough to supply more than two million people per day.

**Keywords:** Evaporation in reservoirs. Hydrology. Remote sensing. Landsat images. Evaporation models.



## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	11
1.2	<b>OBJETIVOS</b> .....	13
2	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	14
2.1	<b>Desenvolvimento histórico da evaporação</b> .....	14
2.2	<b>Papel da evaporação no ciclo hidrológico</b> .....	16
2.3	<b>Evaporação ante as mudanças climáticas</b> .....	18
2.4	<b>Medida direta de evaporação em corpos hídricos</b> .....	19
2.4.1	<i>Medidas diretas de evaporação</i> .....	19
2.4.2	<i>Balanco de massa</i> .....	20
2.4.3	<i>Balanco de energia</i> .....	21
2.4.4	<i>Método aerodinâmico</i> .....	22
2.1.5	<i>Método combinado</i> .....	22
2.1.6	<i>Estimativa de evaporação por sensoriamento remoto</i> .....	23
3	<b>METODOLOGIA</b> .....	26
3.1	<b>Área de estudo e dados climatológicos</b> .....	26
3.2	<b>Etapas metodológicas</b> .....	28
3.3	<b>Modelos utilizados na estimativa de evaporação por sensoriamento remoto</b> .....	29
3.3.1	<i>Blaney-Criddle</i> .....	29
3.3.2	<i>Linacre (1977)</i> .....	30
3.3.3	<i>Linacre (1993)</i> .....	31
3.3.4	<i>AquaSEBS (Aqua Surface Energy Balance System)</i> .....	32
3.4	<b>Índice de estabilidade temporal</b> .....	44
3.5	<b>Análise estatística</b> .....	45
3.6	<b>Impacto da vegetação ripária na evaporação</b> .....	46
3.7	<b>Volume evaporado</b> .....	48
4	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	49
4.1	<b>Desempenho dos modelos de evaporação</b> .....	49
4.2	<b>Análise espacial da evaporação na superfície dos reservatórios e a influência da mata ripária</b> .....	64
4.3	<b>Volume evaporado dos reservatórios</b> .....	73
5	<b>CONCLUSÃO</b> .....	80

<b>6</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>81</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>82</b>
	<b>APÊNDICE A - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO:</b>	
	<b>MODELO BLANEY-CRIDDLE (1950) .....</b>	<b>95</b>
	<b>APÊNDICE B - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO:</b>	
	<b>MODELO LINACRE (1977) .....</b>	<b>103</b>
	<b>APÊNDICE C - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO:</b>	
	<b>MODELO LINACRE (1993) .....</b>	<b>111</b>
	<b>APÊNDICE D - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO:</b>	
	<b>MODELO AQUASEBS .....</b>	<b>119</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A Região Nordeste do Brasil (RNB) possui considerável vulnerabilidade hídrica, resultado de irregulares lâminas pluviométricas associadas às perdas por infiltração (CHAUDHURI, 2018), solos rasos sobre o embasamento cristalino (MEDEIROS & DE ARAÚJO, 2014), o que lhe confere baixa capacidade de armazenamento de água subterrânea, e pequeno sistema de drenagem (ALVALA *et al.*, 2017) além das altas taxas de evaporação potencial superiores a 2000 mm por ano (MAMEDE *et al.*, 2012). A população do RNB corresponde a aproximadamente 56 milhões de habitantes (IBGE, 2017), designando-a como a região semiárida mais povoada do mundo (MARENGO, 2010; RÊGO, 2012). A variabilidade das chuvas, degradação da terra, desertificação, baixa capacidade de armazenamento de água e características socioeconômicas são alguns dos fatores que, se combinados, podem tornar essa região uma das mais vulneráveis do mundo às mudanças climáticas (FIELD, 2014).

Para mitigar os históricos efeitos da escassez de água na RNB, foram construídos ao longo do tempo no Ceará mais de 30.000 reservatórios (MAMEDE *et al.*, 2018). Estes permitiriam que a água pudesse ser armazenada e utilizada durante curtos e longos períodos de estiagem. Essa alta densidade de reservatórios (MAMEDE *et al.*, 2012) acarreta efeitos significativos na RNB como suprimento de água às comunidades locais (KROL *et al.*, 2011), fonte de agricultura e pecuária (MALVEIRA *et al.*, 2011), redução da demanda de energia no bombeamento de água para populações difusas (NASCIMENTO *et al.*, 2019), efeitos na dinâmica de sedimentos (LIMA NETO *et al.*, 2011) e mitigação de enchentes e secas (MAMEDE *et al.*, 2012).

A RNB depende substancialmente da água armazenada em reservatórios e canais de transposição para atender às demandas de aproximadamente 27% da população brasileira. O entendimento preciso dos processos de recarga e retirada de água, principalmente a evaporação, nesses reservatórios é essencial para um gerenciamento eficiente dos recursos hídricos. A evaporação representa grande retirada de água destes reservatórios, seu monitoramento pode ser auxiliado com uso de modelos hidrológicos na estimativa de evaporação e com o auxílio da ferramenta de sensoriamento remoto.

O impacto da evaporação nos reservatórios pode afetar significativamente sua viabilidade e estabilidade temporal no suprimento de água e podendo agravar o problema de escassez desse recurso em uma região (ZHANG *et al.*, 2017). As estimativas de evaporação são essenciais para gerenciar uma série de atividades relacionadas à agricultura, hidrologia e

abastecimento de água de reservatórios (AL-JAWAD & TANYIMBOH, 2017). Na escala da bacia hidrográfica, a variabilidade espacial e temporal das medidas de evaporação do reservatório é pouco conhecida. Essa circunstância é causada por uma forte dinâmica de condições climáticas no corpo d'água.

Nesse contexto, o SR tem capacidade de aumentar a disponibilidade de informações e também é visto como uma ferramenta importante para avaliar dados hidrológicos em grandes regiões como a RNB. O SR pode conceder estimativas a partir de cenas de satélites, como a geometria e os volumes dos reservatórios (ZHANG *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2019), estimativa da concentração de sedimentos em suspensão (PEREIRA *et al.* 2019), avaliação de assoreamento (LOPES & DE ARAÚJO, 2019), qualidade da água (COELHO *et al.*, 2017), uso e cobertura do solo e seus impactos no meio ambiente (CHOTO & FETENE, 2019), evapotranspiração (LOPES *et al.* 2019) e também evaporação de reservatório (ABDELRAKY *et al.*, 2016; LOSGEDARAGH & RAHIMZADEGAN, 2018). O uso do SR pode melhorar a compreensão da dinâmica espacial e temporal da evaporação na superfície dos reservatórios ao longo do tempo, uma vez que há uma sequência de cenas de pelo menos 40 anos do planeta (SENAY *et al.*, 2017).

O gerenciamento desses reservatórios na RNB é extremamente importante no planejamento de políticas dos recursos hídricos (DE ARAÚJO *et al.*, 2018). Conhecer as perdas por evaporação na RNB é essencial para avaliar o volume de água disponível. Vários modelos foram criados para quantificar a quantidade evaporada com base em informações climatológicas, por exemplo, modelo aerodinâmico, balanço de energia, modelo combinado e covariância de vórtices turbulentos (MCMAHON *et al.*, 2016; METZGER *et al.*, 2018). No entanto, quando esses modelos (LINACRE, 1977; LINACRE, 1993; BLANEY & CRIDDLE, 1950) são usados para estimar a evaporação, o resultado é sintetizado em uma média de evaporação em toda a superfície do reservatório. Nesse sentido, surgem alguns questionamentos: Qual melhor equação para estimar a evaporação nessa região? Existe alguma variabilidade deste processo natural na superfície do reservatório? Esse valor pontual de evaporação pode não ser representativo, pois ambientes semiáridos apresentam grande variação espacial e temporal das condições climáticas e em seus processos hidrológicos (CUDENNEC *et al.*, 2007). Com uso da ferramenta de Sensoriamento Remoto (SR), essa avaliação da evaporação pode ser estendida para grandes áreas. O entendimento da variabilidade espacial da evaporação ajudará no gerenciamento adequado da água em grandes áreas geográficas (LOSGEDARAGH & RAHIMZADEGAN, 2018).

## 1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo é quantificar a evaporação em reservatórios no Nordeste do Brasil usando modelos hidrológicos e Sensoriamento Remoto.

- i) Avaliar a resposta dos modelos de evaporação Linacre (1977), Linacre (1993), Blaney e Criddle (1950) e AquaSEBS (ABDELRAKY *et al.*, 2016) com uso de imagens dos satélites Landsat 5 e 8;
- ii) Analisar a distribuição espacial da evaporação em reservatórios;
- iii) Analisar a influência da vegetação ripária na evaporação das margens dos reservatórios;
- iv) Mensurar o volume de água evaporada nos reservatórios analisados com uso de sensoriamento remoto.

## 2 REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 Desenvolvimento histórico da evaporação

A palavra evaporação é derivada do latim "evaporare", que significa dispersar em vapor. (EINGELLUND, 1991) relata usos deste termo para aplicação na água desde 1567. Perrault (1611–1680) é considerada a primeira pessoa a medir experimentalmente a evaporação, embora na verdade o mesmo tenha medido sublimação, registrando a perda de peso de um bloco de gelo através do tempo (PERRAULT, 1967).

A primeira medição direta de evaporação registrada da água líquida foi realizada por Halley (1687), este mediu a perda de água sobre um tanque aquecido. Halley (1687) colocou um tanque com água sobre fogo, consequentemente elevando à temperatura do conjunto e posteriormente pesou a perda de água por evaporação, mensurando a diferença do peso no início e ao final do experimento.

Posteriormente, Halley (1694) mediu a evaporação registrando a perda de peso de um tanque com água, catalogando também a temperatura da água e a pressão atmosférica. Ao fim do experimento, a temperatura pôde ser correlacionada com a evaporação, conseguindo ao fim explicar cerca de 63% das variações de evaporação no experimento, mostrando-se um parâmetro razoável para predição da evaporação.

Durante o século XVIII surgiram mais idéias que contribuíram para melhor compreensão do processo de evaporação (McMAHON *et al.*, 2016). Experimentos semelhantes aos de Halley (1687) e Halley (1694) continuaram a ser executados. Dobson (1777) mediu a evaporação em um período de quatro anos (1772–1775) de maneira semelhante à de Halley (1687) e Halley (1694), mostrando também correlação entre evaporação e temperatura.

No início do século XIX, através dos resultados gerados anteriormente, foram executados novos experimentos, surgindo novas discussões sobre o processo. A novidade deste período se deu pela descoberta da absorção de calor durante a evaporação, posteriormente recebendo o conceito de calor latente (McMAHON *et al.*, 2016). Black (1807) foi o propulsor deste conceito, realizando experimentos posteriormente provando sua teoria.

No entanto, uma das maiores contribuições ao entendimento da evaporação se deu por meio de Dalton (1802). Dalton correlacionou os efeitos da variação na temperatura com a taxa de evaporação de diferentes fluidos e o efeito da umidade no ar na região. Após uma série de experimentos, concluiu que a “força de evaporação” deve ser sempre igual à temperatura da água, subtraída pela que já existe na atmosfera. Ou seja, a água que está

presente na atmosfera foi tomada como “força do vapor” (DALTON, 1802). Hoje esta “força” é representada pela umidade relativa do ar. Com isso, Dalton gerou uma equação correlacionando o deficit de pressão de vapor juntamente com a velocidade do vento, conhecida como equação de transferência de massa de Dalton (Equação 1).

$$E_{ow} = (a + b * u)(v_s^* - v_a) \quad (01)$$

Na Equação 1,  $E_{ow}$  é a taxa de evaporação sobre a água,  $u$  velocidade do vento,  $v_a$  pressão de vapor do ar e  $v_s^*$  é a pressão de vapor saturada sobre a temperatura de superfície de evaporação.

Cerca de um terço dos modelos de evaporação para reservatórios desenvolvidos durante os últimos séculos baseiam-se diretamente na equação de transferência de massa de Dalton (GIBLETT, 1921; ROHWER, 1931; MARCIANO & HARBECK, 1954; THORNTHWAITE & HOLZMAN, 1939; FERGUSON, 1952; KOHLER *et al.*, 1955; HARBECK, 1962; HELFRICH *et al.*, 1982; SZEICZ & MCMONAGLE, 1983; OOSTERBAAN *et al.*, 1994; LEE & SWANCAR 1997; LASCANO & VAN BAVEL, 2007; SHUTTLEWORTH & WALLACE, 2009; TEGOS *et al.*, 2015; VALIANTZAS, 2015).

Durante o período de 1800 a 1947, outros modelos não derivados da equação de Dalton também foram desenvolvidos através da análise de aridez da região, radiação como energia ou graus dias e na turbulência atmosférica. A aridez se baseia nos procedimentos elaborados por Budyko (1956) e Schreiber (1904), o modelo energético de Cummings & Richardson (1927) e a equação graus dias de Lowry & Johnson (1942).

Além desses, outros parâmetros não empíricos ao longo dos anos foram surgindo, com destaque para a Razão de Bowen (1926), definida como a relação entre energia usada para o calor sensível dividido pela energia usada para calor latente (Equação 2).

$$B = 0.46 \frac{(T_w - T_a) P_a}{(v_w - v_a) 760} \quad (02)$$

Na Equação 2,  $T_w$  é a temperatura do ar em contato com a superfície de evaporação (°C),  $T_a$  é a temperatura do ar que passa sobre o corpo hídrico (°C),  $v_w$  é a pressão de vapor do ar (mm Hg),  $v_a$  é a pressão de vapor do ar especificamente sobre a água (mm Hg) e  $P_a$  é a pressão atmosférica (mm Hg).

Muitos modelos foram criados ao longo dos anos (LEE & SWANCAR 1997; LASCANO & VAN BAVEL, 2007; SHUTTLEWORTH & WALLACE, 2009; TEGOS *et al.*, 2015; VALIANTZAS, 2015), porém o que mais é utilizado para estimativa de evaporação em reservatórios é a equação combinada de Penman (1948). Todavia, nem sempre é possível fazer uso da mesma, tendo em vista a quantidade de dados exigidos. Muitas vezes em locais não monitorados as quantidades de dados meteorológicos não são suficientes para uso de modelos mais robustos.

## 2.2 Papel da evaporação no ciclo hidrológico

O ciclo natural da água (Figura 1), também conhecido como ciclo hidrológico, descreve o movimento contínuo da água sobre, acima e abaixo da superfície da Terra. A água está sempre mudando de estado, entre líquido, vapor e sólido. Esses processos ocorrem de maneira rápida e consistente ao longo de milhões de anos (USGS, 2019).

Figura 1 - Ciclo hidrológico com ênfase nos diversos processos que o compõem



Fonte: USGS, 2019

Os oceanos, lagos, rios e plantas são regiões aonde podem ser iniciados os processos do ciclo hidrológico. Estas regiões quando aquecidos pelo sol podem iniciar através da evaporação e transpiração o ciclo da água. Outra fonte de vapor d'água vem das geleiras



por meio da sublimação. As correntes de ar levam o vapor d'água para cima na atmosfera, onde temperaturas mais baixas fazem com que este vapor seja condensado em nuvens (GLEICK, 1995; USGS, 2019).

A evaporação dos oceanos representa a primeira forma do movimento da água na atmosfera. A grande área dos oceanos provê a oportunidade da evaporação de grande escala ocorrer. Em escala global, o montante de água evaporada é aproximadamente a mesma que retorna como precipitação, havendo uma variação por região, pois áreas com latitudes próximas a zero apresentam maiores taxas de evaporação (WOOLWAY *et al.*, 2017).

A evaporação é um processo em constante atividade sobre os oceanos. Em algumas regiões do planeta a precipitação local pode exceder a evaporação. A maior parte da água que evapora dos oceanos precipita sobre os mesmos. Aproximadamente 10% da água evaporada dos oceanos é transportada por sobre a terra e cai em forma de precipitação (USGS, 2019).

Esse vapor de água colide e precipita do céu na forma líquida ou sólida (neve ou granizo). Para que a precipitação ocorra, primeiro, moléculas de água devem se condensar em partículas higroscópicas presentes no ar, como poeira, sal ou fumaça, que atuam como núcleo de agregação. Caso ocorram colisões suficientes para produzir uma gota com uma velocidade de queda que exceda a velocidade de subida da nuvem, ela cairá da nuvem, gerando a precipitação.

Quando a precipitação atinge solo pode-se ou não iniciar o processo de escoamento, este vai depender do nível de saturação do solo e/ou da intensidade da chuva. Todavia, se a mesma apresentar intensidade superior a capacidade de infiltração do solo, este, mesmo não estando saturado irá escoar (USGS, 2019). Com o tempo, a água continua a movimentar-se, parte será infiltrada (formando reservatórios subterrâneos), outra será consumida pelos seres vivos do planeta e outra será locada novamente aos oceanos, onde se dará reinício a todo ciclo hidrológico através da evaporação do mesmo.

### **2.3 Evaporação ante as mudanças climáticas**

Lagos representam superfícies úmidas nas quais a evaporação é controlada através das condições atmosféricas e são altamente sensíveis às mudanças climáticas (BRUTSAERT & PARLANGE, 1998; McMAHON *et al.*, 2013; ADRIAN *et al.*, 2009). A compreensão atual da variabilidade climática na evaporação em reservatórios é influenciada essencialmente pela

radiação solar e umidade do ar (LINACRE, 2004; RODERICK & FARQUHAR, 2002; WILD *et al.*, 2005).

Estimativas de mudanças climáticas têm considerado a temperatura do ar como principal parâmetro de alteração mundial (CALLENDAR, 1938; WILLETT, 1950; MITCHELL, 1961). Estudos posteriores investigaram a variação de outros fatores climáticos, como irradiação (OHMURA, 1989), umidade do ar (FLOHN *et al.*, 1990), velocidade do vento (FLOHN *et al.*, 1990) e precipitação (KARL *et al.*, 1996).

Com o aumento da temperatura global, esperava-se que a evaporação de reservatórios estaria pré-disposta a aumentar em todo planeta (OHMURA & WILD, 2002). No entanto há divergências. Peterson *et al.* (1995); Chattopadhyay & Hulme (1997); Lawrimore & Peterson (2000); e Liu *et al.* (2004) afirmam que a evaporação vem reduzindo ao longo dos anos, principalmente em regiões muito industrializadas da China (LIU *et al.*, 2004), Austrália (RODERICK & FARQUHAR, 2002), Canadá (BURN & HESCH 2007), Índia (CHATTOPADHYAY & HULME 1997), Itália (MOONEN *et al.* 2002), indo em total contraste com o esperado. Wild *et al.* (1997) e Roderick & Farquhar (2002) afirmam que essa redução na evaporação ao longo dos anos é consequência direta do aumento dos gases do efeito estufa na atmosfera. Estes reduzem de forma substancial a parcela de radiação solar descendente, um dos principais parâmetros da evaporação (LIANG & XIA, 2005; QIAN *et al.*, 2006). Stanhill & Cohen (2001) denominaram este decréscimo da radiação solar que chega à superfície da Terra, tanto pelos raios solares diretos como pela radiação solar difusa, de “Global dimming”.

No entanto, essa redução não ocorreu de forma homogênea em todo o mundo, uma vez que muitos países não são tão industrializados, não produzindo grandes quantidades de gases diariamente. Países subdesenvolvidos ou emergentes podem ser afetados pelo efeito oposto, pois não geram gases suficientes na atmosfera para reduzir a incidência de radiação solar, por consequência da evaporação. Roderick & Farquhar (2004) (entre 1970 a 2002) também perceberam que nas regiões mais distantes dos grandes centros industriais da Austrália ocorreu uma tendência crescente de 26 a 30 mm de evaporação. Em Israel, Cohen *et al.* (2002) constataram uma tendência crescente da evaporação local. Xu *et al.* (2005) também verificaram um aumento na evaporação ao Centro e Sudoeste da China, regiões menos industrializadas do País, durante o período de 1971 a 2000. Estas diferentes tendências de aumentos e reduções da evaporação em várias regiões do planeta foi denominado “Paradoxo da Evaporação” (BRUTSAERT & PARLANGE, 1998).

## 2.4 Métodos para estimativa de evaporação em corpos hídricos

### 2.4.1 Medidas diretas de evaporação

Métodos diretos de evaporação são medidas geradas através de equipamentos específicos. Dois são os principais instrumentos para encontrar esse dado. O primeiro, Tanque classe A é um tanque de alumínio com medidas padronizadas de acordo com Serviço Meteorológico Norte-Americano (U.S.W.B.) (Diâmetro 121,9 cm x altura de 25,4 cm x 0,5 cm de espessura do tanque e com uma altura de 15 cm do solo). É instalado tal qual a Figura 2. Posteriormente é inserido água neste tanque e em seguida é feita a coleta de dados diária.

A água deve variar entre 5,0 e 7,5 cm da borda superior. A medição de evaporação deste instrumento é realizada diariamente e diretamente numa régua, ou ponta milimétrica, instalada dentro do tanque, sendo compensados os valores de precipitação do dia. Por esta razão o Tanque Classe A é instalado em estações meteorológicas em conjunto com um pluviômetro.

Figura 2 - Tanque classe A instalado de forma padrão, sobre o solo



Fonte: Jornal agrícola (2011)

Entretanto, ao utilizar este tanque sobre o solo, suas laterais por serem de alumínio, (Material de baixo calor sensível, ou seja, muda de temperatura facilmente) aquecem mais rapidamente do que a água, transferindo calor para a água. Ao fim será gerada uma evaporação potencialmente superior àquela observada nos lagos, que não receberão esse incremento de energia. A evaporação real no lago, portanto, pode ser estimada através do produto entre o coeficiente do tanque e a evaporação medida no tanque.

Outra maneira de se avaliar a evaporação local através do Tanque Classe A é instalando-o diretamente na água (Figura 3), assim os efeitos de aquecimento da borda do tanque serão amenizados, quantificando com maior precisão a evaporação do reservatório.

Figura 3 - Tanque classe A instalado sobre o reservatório



Fonte: Water balance components (2004)

Outra ferramenta capaz de aferir a evaporação local é o Evaporímetro de Piché. Este é constituído por um tubo cilíndrico de vidro de 25 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro. O tubo é graduado e fechado em sua parte superior. A abertura inferior é tampada por uma folha circular de papel filtro padronizada (3 cm de diâmetro e 0,5 cm de espessura) fixada através da capilaridade do material e pressionada por uma mola (Figura 4).

Figura 4 - Evaporímetro de Piché



Fonte: Water control (2018)

A extremidade inferior é tampada com um disco de papel filtro que deve ser previamente molhado com água. A água destilada evapora progressivamente pela folha de papel de filtro, e a diminuição do nível de água no tubo permite calcular a taxa de evaporação.

#### **2.4.2 Balanço de massa**

A princípio, o método do balanço de massa (Equação 3) estima a evaporação a partir das variações no volume de água armazenada, apresentando as entradas e saídas do sistema.

$$E = P + \frac{(Q_{ri}+Q_{gi})-(Q_{ro}+Q_{go})-dV/dt}{A_s} \quad (03)$$

Em que E é a taxa de evaporação do reservatório (lâminas por unidade de tempo), P é a taxa de precipitação durante o período de amostragem (lâminas por unidade de tempo),  $Q_{ri}$  é a taxa de entrada de escoamento superficial de água no reservatório (volume por unidade de tempo),  $Q_{ro}$  é a taxa de saída de escoamento superfície de água do reservatório (volume por unidade de tempo),  $Q_{gi}$  é a taxa de entrada de águas subterrâneas e de infiltração (escoamento de base) (volume por unidade de tempo),  $Q_{go}$  são as águas subterrâneas de saída do reservatório (volume por unidade de tempo), V é a água armazenada (volume), t é o tempo (tempo) e  $A_s$  é a área de superfície do reservatório (área).

A maior dificuldade na aplicação do balanço de massa é a aquisição dos dados necessários, havendo muitas incertezas na mensuração destes parâmetros. Tornando-se difícil obter uma estimativa confiável sempre que a evaporação é da mesma ordem de grandeza que os erros inerentes às medições. O método de balanço de massa é, portanto, inadequado para corpos de água com grandes taxas de fluxo (WOLFE *et al.*, 2012; GIBSON & REID 2014; GIBSON *et al.*, 2015), tendo em vista que, quanto maior o reservatório, mais impreciso tendem a ser os dados, podendo gerar ao fim uma análise totalmente fora da realidade local.

### 2.4.3 Balanço de energia

De acordo com o método de balanço de energia (Equação 2), a evaporação de um reservatório é estimada como o componente de energia necessário para completar o balanço de energia quando todos os parâmetros restantes do balanço da massa são conhecidos (LENTERS *et al.*, 2005 ;WANG *et al.*, 2016 ;WANG *et al.*, 2017). A energia associada à evaporação se divide em duas, i) primeira é o calor necessário para converter a água líquida em vapor de água (vaporização), ii) e a segunda é a energia das moléculas de vapor de água transportadas do corpo de água (advecção).

A Razão de Bowen (1926) é amplamente utilizada para alocar a relação de perda de calor por condução de evaporação. No entanto, a medição da temperatura sobre a água e ao armazenamento de calor na no corpo hídrico para uso na razão de Bowen são sempre fatores difíceis de serem estimados em longo prazo. Caso não se tenha dados de medidas de evaporação diretas na área, este modelo pode ser escolhido como referência para validação de outro modelo (ROSENBERRY *et al.*, 2007; YAO, 2009).

#### 2.4.4 Método aerodinâmico

Este método é baseado na correlação entre a velocidade do vento, vapor de água e calor. Descreve a aerodinâmica do fluxo próximo a uma superfície, de modo que processos de transferência turbulentos que controlam o transporte de água (vapor) e calor podem ser entendidos (SVERDRUP, 1946). Requer medições do gradiente vertical do vento, umidade e temperatura do ar diretamente acima da superfície de água, além da definição concisa da camada limite do vento.

Thornthwaite & Holtzman (1939) estão entre os primeiros a aplicar à abordagem aerodinâmica para calcular a evaporação de reservatórios e solos. O método foi aperfeiçoado por muitos pesquisadores (BUSINGER *et al.*, 1971; DYER, 1974) aplicando correções e novas parametrizações. Mais especificamente, Rosenberg *et al.* (1983) inseriram o gradiente vertical de umidade específica e o perfil de vento em escala logarítmica, dando a equação maior precisão.

Este método baseia-se essencialmente no produto dos gradientes de temperatura e velocidade do vento ou umidade e velocidade do vento. Erros na avaliação dos fluxos aerodinâmicos são diretamente proporcionais aos erros nas estimativas de evaporação. Isso acaba requerendo maior precisão ao mensurar a velocidade do vento, umidade e temperatura da área de estudo.

Com utilização do método aerodinâmico, resultados satisfatórios foram encontrados para superfícies de água, solos descobertos ou com vegetação de dosséis baixos. Entretanto, há limitações em achar os parâmetros para aplicação deste método, impossibilitando seu uso para reservatórios com culturas ou vegetação bem adensada ao seu redor (TENNEKES, 1973). Este método apresenta resultados satisfatórios para o cálculo de evaporação diária e mensal em reservatórios com baixa densidade de vegetação ripária.

Uma das formas de se aplicar o modelo aerodinâmico se dá através da Covariância de Vórtices Turbulentos (*Eddy Covariance*). Este método propicia uma medida direta da quantidade de vapor d'água. Baseia-se no princípio de que o fluxo vertical de uma grandeza na camada superficial é proporcional à covariância da velocidade vertical do vento e da concentração da grandeza (WEN *et al.*, 2016; WANG *et al.*, 2017; METZGER *et al.*, 2018).

#### 2.4.5 Método combinado

Possivelmente a equação mais utilizada para estimar a evaporação de reservatórios tem sido a equação de Penman (1948) (Equação 4).

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma L} R_l + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad (04)$$

Em que, E - evaporação no reservatório (mm/dia),  $\Delta$  - tangente à curva de pressão de saturação do vapor (kPa/°C),  $\gamma$  - constante psicrométrica,  $R_l$  - saldo de radiação cal/(cm<sup>2</sup>.dia) e  $E_a$  - poder de evaporação do ar à sombra.

Sua precisão, quando aplicado em muitos ambientes diferentes pode ser atribuída à sua concepção física deste fenômeno. Linacre (1993) apresenta uma tabela comparando a evaporação de referência medida com as estimativas da equação de Penman (1948) para diversos reservatórios com variados climas, ao final apresentando um baixo desvio padrão em torno de 0,12 mm/dia.

Penman (1948) combinou as abordagens de transferência de massa e balanço de energia, eliminando a exigência da temperatura da superfície dos reservatórios, obtendo uma expressão de estimativa de evaporação em mm/dia para águas abertas.

Entretanto, muitos são os fatores exigidos para o uso da equação 4 como a temperatura do ar, número de horas de insolação, número potencial diário de horas de insolação, pressão do vapor do ar, velocidade média do vento, radiação recebida no topo da atmosfera, emissão de energia da superfície, radiação incidente, radiação líquida, poder evaporante do ar à sombra e tangente à curva de pressão de saturação do vapor. Apesar de ser considerada uma das equações mais precisas para estimativa de evaporação em reservatórios, a excessiva quantidade de dados muitas vezes inviabiliza seu uso.

A partir da equação de Penman (1948) outros modelos utilizando método combinado surgiram (KOHLENER *et al.*, 1955; PRIESTLEY & TAYLOR 1972; LINACRE, 1977; MORTON, 1983).

#### 2.4.6 Estimativa de evaporação por sensoriamento remoto

Os dados de satélites fornecem informações contínuas de áreas vegetadas, água, cidades, entre outros. Amplas são as plataformas de satélites (Landsat, AVHRR, ENVISAT,

Radar, IKONOS, SPOT, ASTER e MODIS) que podem ser utilizados para estudar esta dinâmica do processo de evaporação (CHINYEPE, 2010).

Os modelos de sensoriamento remoto mais utilizados para estimativa de evapotranspiração são, Balanço Energético de Superfície para Terra (SEBAL) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a), Mapeamento de Evapotranspiração em Alta Resolução e com Calibração Internalizada (METRIC) (ALLEN *et al.*, 2005) e Sistema de Balanço de Energia de Superfície (SEBS) (SU, 2002).

O SEBAL foi introduzido inicialmente por Bastiaansen *et al.* (1998a) para estimativa de evapotranspiração das superfícies vegetadas. Posteriormente foi modificado por Allen *et al.* (2002) tornando-o utilizável para outras condições de terra. O modelo METRIC é uma ferramenta de processamento de imagens para calcular a evapotranspiração local com base no balanço de energia da superfície terrestre. Este padrão é derivado do SEBAL. METRIC foi inicialmente desenvolvido por Allen *et al.* (2005) e posteriormente melhorado por Allen *et al.* (2007). Já o modelo SEBS foi desenvolvido por Su (2002) para estimar evapotranspiração diária, mensal e anual em ambientes áridos e semiáridos.

Na essência, estes métodos foram elaborados para quantificar evapotranspiração. Entretanto, trabalhos recentes mostram que os mesmos, quando adaptados a superfícies completamente alagadas, podem gerar respostas aceitáveis ao estimar a evaporação em reservatórios (LOSGEDARAGH *et al.*, 2018).

A Agência Nacional de Água da Austrália estimou a evaporação dos lagos Wetherell e Pamamaroo usando modelo SEBAL. Os resultados mostraram resultados aceitáveis, especialmente em lugares remotos onde dados climatológicos não estão disponíveis (EVANS *et al.*, 2009).

Yang *et al.* (2015) estimaram a evapotranspiração real de fazendas de milho no verão e fazendas de trigo no inverno em Hwang Hwai Hai Plain na China usando o método SEBAL. A análise local mostrou uma relação linear entre evaporação real, Diferença Normalizada Índice de Vegetação (NDVI) e temperatura da superfície terrestre.

Folhes *et al.* (2009) calcularam a transpiração do solo no Nordeste do Brasil usando o METRIC com imagens do Landsat 5. Os mesmos autores compararam a transpiração estimada pelo METRIC com observações do método dos Vórtices Turbulentos (*Eddy Covariance*) observando que este modelo pode ser uma boa ferramenta na gestão de recursos hídricos em regiões semiáridas do Nordeste do Brasil.



Chinyepe (2010) modificou o SEBS para mensurar evaporação do lago Mutirikwi em Zimbábue. Este autor utilizou imagens MODIS/Terra e validou os resultados com medições de evaporação de Tanque Classe A mais próximo ao reservatório de estudo. Chinyepe (2010) concluiu que os valores estimados pelo SEBS foram ligeiramente superiores às medições de evaporação do tanque, porém aceitáveis. Além disso, o modelo SEBS modificado vem mostrando ser um método confiável para estimar evaporação em grande escala (LOSGEDARAGH *et al.*, 2018).

Abdelrady *et al.* (2016) também modificaram o modelo SEBS para estimar evaporação de águas doces e salgadas. Os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) da evaporação estimada na validação do AquaSEBS de água doce e salina foram de 0,98 e 0,88, respectivamente. Esses resultados mostram adequação do modelo para estimativa de evaporação da região de estudo, reservatórios reservatórios Ijsselmeer (Holanda), Tana (Ethiopia).

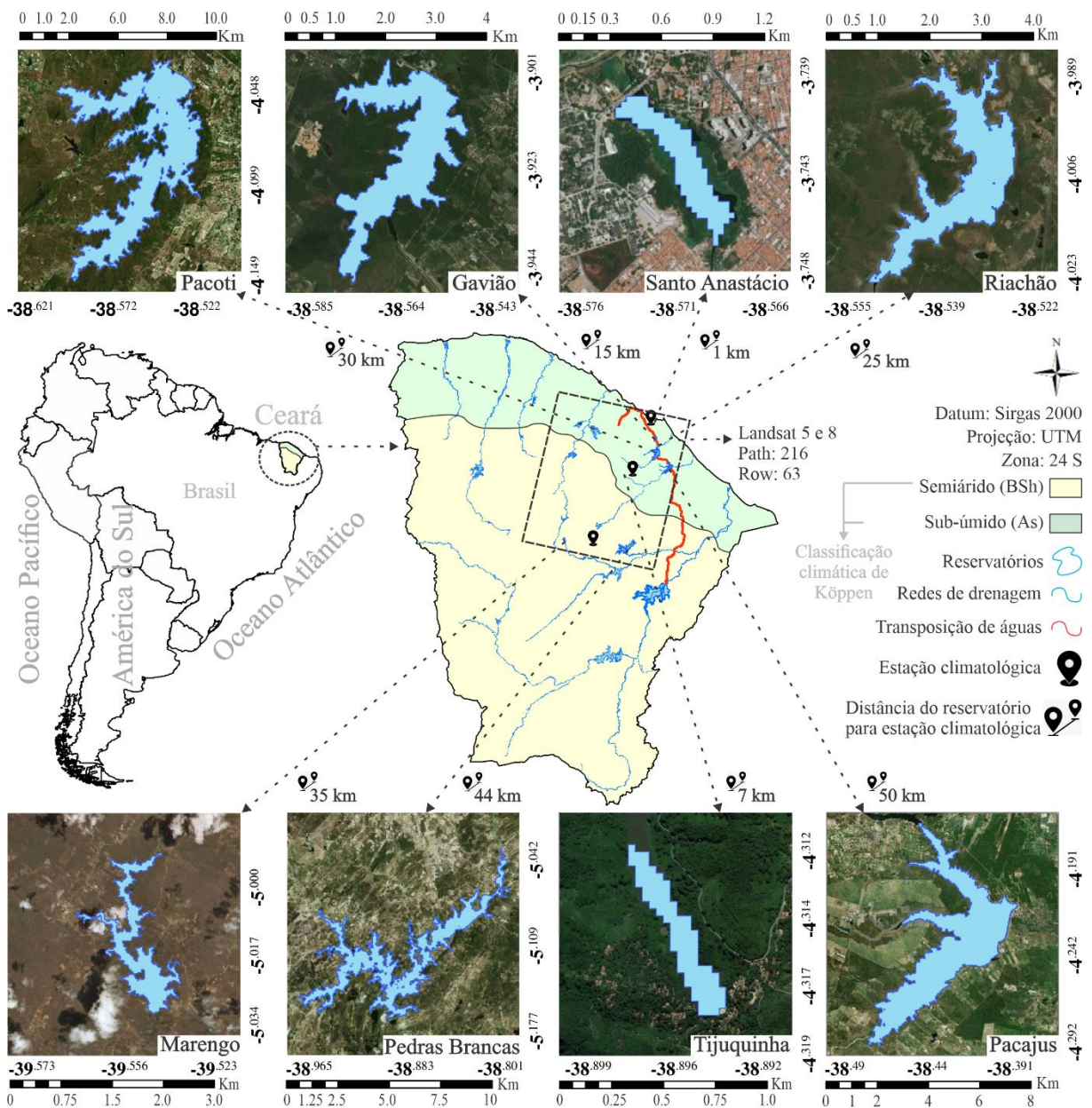
As trocas de energia e água entre corpos hídricos e atmosfera são de extrema importância para melhor gerenciamento deste recurso. Para melhor entendimento dessas mudanças, a utilização das informações de sensoriamento remoto por satélite vem com o objetivo, através de modelos de fluxo de calor (SEBS, SEBAL e METRIC), mensurar a lâmina evaporada no momento em que a cena é capturada pelo satélite em órbita. Com referência a resultados diários, mensais ou até mesmo anuais, extrapolações da evaporação momentânea tem de ser executadas, afim de estimar as lâminas de evaporação de acordo com a orientação temporal desejada.

### 3 METODOLOGIA

#### 3.1 Área de estudo e dados climatológicos

No presente estudo foram analisados oito reservatórios, sendo seis de regiões sub-úmidas – RRSH (Santo Anastácio, Gavião, Riachão, Pacoti, Pacajus e Tijuquinha) e dois reservatórios de regiões semiáridas – RRS (Marengo e Pedras Brancas). Todos os reservatórios estão localizados no estado do Ceará, Nordeste Brasileiro (Figure 5).

Figura 5 - Mapa de localização dos reservatórios



Santo Anastácio, Gavião, Riachão, Pacoti e Pacajus são típicos reservatórios tropicais costeiros. As características (capacidade, volume, área hidráulica, altitude, média

histórica climatológica, geologia e tipos de uso) dos mesmos podem ser verificadas na Tabela 1. Gavião, Riachão, Pacoti e Pacajus são reservatórios estratégicos que compõe o trecho final do principal complexo de abastecimento hídrico da Região Metropolitana de Fortaleza (COGERH, 2019), com população com mais de quatro milhões de pessoas (IPECE, 2018). Os reservatórios Tijuquinha, Marengo e Pedras Brancas são utilizados para abastecimento de cidades e assentamentos rurais. O reservatório Santo Anastácio não abastece nenhuma comunidade, pois este é extremamente poluído por um canal de drenagem urbano. Esses reservatórios foram escolhidos, além da importância estratégica no abastecimento de grandes populações, também por estarem localizados em duas condições climáticas distintas e por apresentarem características geométricas, de uso e preservação distintas. As características desses reservatórios podem ser encontradas na Tabela 1.

Tabela 1 - Características dos reservatórios em análise (tipo e média histórica da temperatura, radiação solar, regime de chuvas, velocidade do vento, e umidade relativa do ar, geologia, vegetação, capacidade/volume, área hidráulica, altitude, uso de reservatórios e população abastecida)

Parâmetros	RRSH						RRS	
	Reservatórios	Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tijuquinha	Marengo
Clima (Köppen)	As	As	As	As	As	As	BSh	BSh
Geologia	BSC <sup>1</sup>	BSC	BSC	BSC	BSC	BC <sup>2</sup>	BC <sup>3</sup>	BC
Vegetação	CPTF <sup>1</sup>	CPTF	CPTF	CPTF	CPTF	FT <sup>4</sup>	FTSC <sup>1</sup>	FTSC
Capacidade (hm <sup>3</sup> ) <sup>6</sup>	0.3 <sup>5</sup>	33.3	47	380	232	0.42	15.3	434
Área Hidráulica (km <sup>2</sup> ) <sup>6</sup>	0.17 <sup>5</sup>	5.9	6.2	52.2	35.3	0.24	2.4	86
Classificação <sup>6</sup>	PC	MC	MC	GC	GC	PC	MC	GC
Altitude média (m)	14	36	38	41	43	352	270	127
Média Histórica Temperatura (°C) <sup>7</sup>	26	26	26	26	26	21	28	28
Radiação Solar (horas) <sup>7</sup>	2800	2800	2800	2800	2800	1700	2900	2900
Regime de Chuva (mm/ano) <sup>7</sup>	1600	1600	1600	1600	1600	1600	600	600
Velocidade do Vento (m/s) <sup>7</sup>	4	4	4	4	4	2.6	3.2	3.2
Humidade Relativa (%) <sup>7</sup>	78	78	78	78	78	87	60	60
Tipos de Uso <sup>1</sup>	RC <sup>5</sup>	UD/AI	UD/AI	UD/AI	UD/AI	UD/AP	DU/AP	DU/AI/AP
População Abastecida <sup>2</sup>	0	Juntos, fornecem água para 4,000,000 de pessoas				250,000	600	180,000

As - Sub-úmido; BSh - Semiárido; BSC - Base sedimentar e cristalina; BC - Base cristalina; CPTF - Floresta tropical perene costeira; FTC - Floresta tropical; FTSC - Floresta tropical seca, Caatinga; PC - Pequena capacidade; MC - Moderada capacidade; GC - Grande capacidade; RC - Retenção de cheias; AI - Abastecimento industrial; DU - Uso doméstico; AP - Agricultura e Pecuária; 1 - Fonte (IPECE, 2015); 2 - Fonte (DE OLIVEIRA, 2014); 3 - Fonte (LOPEZ, 2011); 4 - Fonte (BÉTARD, 2012); 5 - Fonte (ROCHA, 2019); 6 - Fonte (COGERH, 2019); 7 - Fonte (INMET, 2019).

Para medição da evaporação de referência e coleta de dados meteorológicos (pressão de vapor, umidade relativa do ar e velocidade do vento) para estimativa de

evaporação nos reservatórios Santo Anastácio, Gavião, Riachão, Pacoti e Pacajus, foram utilizados valores do Tanque Classe A e da estação climatológica de Fortaleza, ambos localizados na Universidade Federal do Ceará. O coeficiente de ajuste ( $K_p$ ) para o Tanque classe A será de 0,7 (LINACRE, 1994; FINCH & CALVER, 2008), valor este mais utilizado para regiões tropicais com objetivo de compensar os efeitos das trocas de calor entre as bordas do tanque e a água, a fim de representar uma evaporação dos reservatórios (LINACRE, 2004).

Para os reservatórios Tijuquinha, Pedras Brancas e Marengo, foram utilizadas como evaporação de referência as medições por Evaporímetro de Piche. O coeficiente de ajuste para o evaporímetro de Piche ( $K_{ep}$ ) foi de 1,17 (JACOBS & ARRIËNS-BEKKER, 1983), com objetivo de incorporar os efeitos da radiação solar. As distâncias de todos os reservatórios às estações meteorológicas de referência estão destacadas na Figura 5.

Os dados climatológicos podem ter uma grande área de representatividade, essencialmente em regiões equatoriais onde permanecem moderadamente constantes (BLANEY & CRIDDLE 1950; SCHUTGENS *et al.*, 2017). A estimativa e validação da evaporação em reservatórios com dados meteorológicos e evaporação de referência a uma distância da área de estudo, tem sido utilizada em todo o mundo, com distanciamentos entre 1 km (YAO, 2009) e 10 km (BENZAGHTA *et al.*, 2012), 20 km (LOSGEDARAGHA & RAHIMZADEGAN, 2018), 50 km (ALTHOFF *et al.*, 2019) e até 65 km (ALI *et al.*, 2008) dos dados climatológicos e evaporação de referência, revelando o quão afastado uma estação meteorológica pode representar uma região.

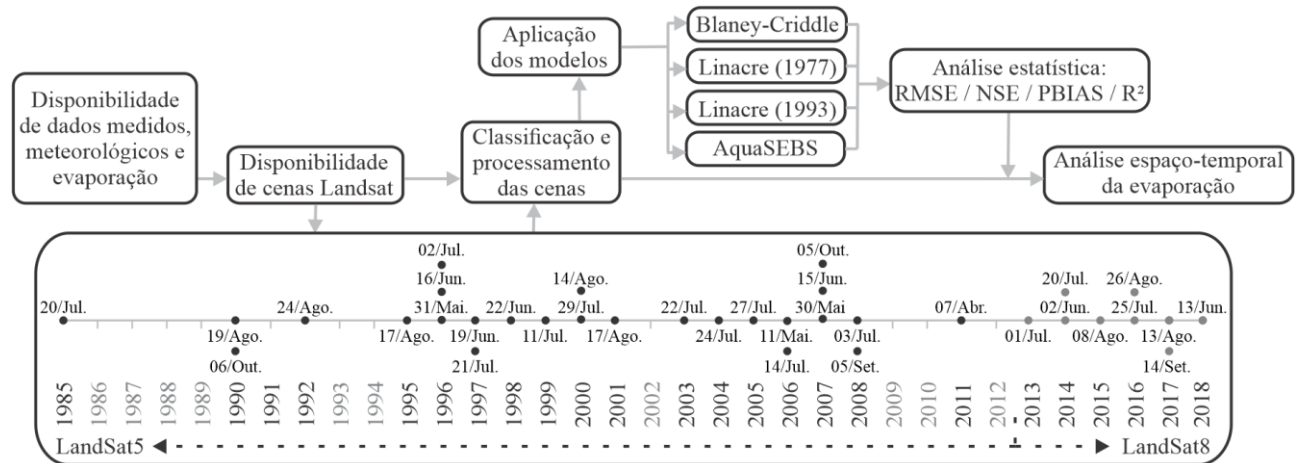
### 3.2 Etapas metodológicas

Para análise da evaporação por meio do Sensoriamento Remoto, quatro etapas foram indispensáveis neste processo (Figura 6): i) Aquisição dos dados meteorológicos (temperatura do ar, velocidade do vento e umidade do ar) nas estações climatológicas; ii) dados medidos no campo para validação, tanque Classe A para evaporação nos reservatórios Santo Anastácio, Gavião, Riachão, Pacoti e Pacajus e evaporímetro de Piche nos outros reservatórios em estudo (Tijuquinha, Pedras Brancas e Marengo); iii) aquisição das cenas dos satélites Landsat 5 e 8; e iv) Aplicação dos modelos.

A modelagem da evaporação ocorreu entre os anos de 1985 a 2018. Neste período, foram capturadas 791 cenas dos satélites Landsat 5 e 8. No entanto, cerca de 96% das cenas apresentaram excesso de nuvens e não puderam ser inseridas neste estudo. Para a escolhas das imagens utilizou-se como critério de seleção que, no mínimo, quatro dos oito

reservatórios estivessem visíveis simultaneamente na cena. Ao total foram usadas 35 cenas, sendo 26 do Landsat5 e nove do Landsat 8 (Figura 6), o que representa 4% do total de imagens disponíveis no catálogo. Todas as cenas foram adquiridas através do portal *United States Geological Survey*.

Figura 6 - Fluxograma metodológico utilizado para aquisição e análise da evaporação por sensoriamento remoto



Para processamento das cenas, foi necessária aplicação de softwares de geoprocessamento. Neste sentido, foi utilizado o software ENVI 5.3 juntamente com o algoritmo de classificação não supervisionada k-means. Este programa tem como objetivo identificar os corpos hídricos em estudo das cenas analisadas. Este algoritmo de classificação foi escolhido tendo em vista a sua alta aplicabilidade e acurácia moderada (JAVADI *et al.*, 2017). O ArcGis 10.3.1 também foi usado em conjunto com a sua ferramenta Calculadora de Raster. Nesta, foram implementadas todas as equações deste trabalho, ao fim gerando mapas da evaporação espacial de cada modelo.

### 3.3 Modelos utilizados na estimativa de evaporação por sensoriamento remoto

#### 3.3.1 Blaney-Criddle

A Equação 5, de Blaney & Criddle (1950), foi escolhida por sua simplicidade, pois requer apenas dados de temperatura como parâmetro climático. Além disso, a Equação 5 foi criada especificamente para regiões equatoriais onde as temperaturas permanecem moderadamente constantes. Esse método é usado, na maioria das vezes, para estimar a evapotranspiração.

$$E = (0,46T + 8,13)f \quad (5)$$

Na Equação 5,  $E$  representa a evaporação diária (mm / dia),  $T$  é a temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $f$  é a média da razão diária do foto-período anual em latitudes que varia entre  $10^{\circ}\text{N}$  a  $35^{\circ}\text{S}$  (Tabela 2) (Blaney & Criddle, 1950). O cálculo da temperatura do ar foi dividido em duas etapas, i) cálculo da temperatura superficial (AVDAN & JOVANOVSKA, 2016; MALARET *et al.*, 1985) e posteriormente ii) temperatura do ar (DUGDALE *et al.*, 2017). Para o Landsat 5, o algoritmo de Malaret *et al.* (1985) será usado. Para Landsat 8, Avdan & Jovanovska (2016) desenvolveram o algoritmo que foi aplicado. Esses modelos foram selecionados devido à boa acurácia, com  $R^2 = 0,82$  para o algoritmo de Malaret *et al.*, (1985) e  $R^2 = 0,65$  para o de Avdan & Jovanovska (2016), demonstrando precisão quando comparados aos dados medidos. Ambos os algoritmos estimam a temperatura da superfície, no entanto, o modelo de Blaney & Criddle solicita a temperatura do ar como um dos dados de entrada. De acordo com Dugdale *et al.* (2017), a temperatura do ar ( $T$ ) pode ser assumida como 20% superior à temperatura da água nas regiões equatoriais. Assim, 20% serão adicionados à temperatura da água superficial estimada pelos algoritmos em ambos os satélites. Esta metodologia para calcular a temperatura do ar e da superfície será usada para todos os modelos de evaporação neste trabalho.

Tabela 2 - Média da razão diária ( $f$ ) do foto-período anual para a fórmula de Blaney & Criddle, em Latitudes de  $20^{\circ}\text{N}$  a  $35^{\circ}\text{S}$

Latitude	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
$20^{\circ}\text{N}$	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,3	0,3	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25
$15^{\circ}\text{N}$	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25
$10^{\circ}\text{N}$	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26
$5^{\circ}\text{N}$	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27
0	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
$5^{\circ}\text{S}$	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28
$10^{\circ}\text{S}$	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29
$15^{\circ}\text{S}$	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29
$20^{\circ}\text{S}$	0,3	0,26	0,28	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,3
$25^{\circ}\text{S}$	0,31	0,26	0,28	0,26	0,25	0,24	0,24	0,26	0,27	0,29	0,3	0,31
$30^{\circ}\text{S}$	0,31	0,2	0,28	0,2	0,24	0,23	0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32
$35^{\circ}\text{S}$	0,32	0,25	0,28	0,25	0,23	0,22	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32

Fonte: Blaney & Criddle (1950)

### 3.3.2 Linacre (1977)

A Equação 6, de Linacre (1977), pode ser utilizada em uma ampla variedade de climas, requerendo apenas dois parâmetros, temperatura média do ar ( $T$ ) (obtido por meio dos

satélites Landsat 5 e 8) e ponto de orvalho ( $T_d$ ) (obtido pela estação meteorológica mais próxima). A equação de Linacre (1977) tende a apresentar melhor acurácia em condições semiáridas, clima de dois reservatórios neste estudo.

$$E = \frac{K_1 \frac{T_m}{K_2 - A} + K_3(T - T_d)}{(K_4 - T)} \quad (6)$$

Na Equação 6,  $T_m = T + 0,006h$ , e  $h$  é a altitude (m),  $A$  é a latitude (graus),  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  e  $K_4$  são parâmetros calibrados por Linacre (1977), seus valores são 700, 100, 15 e 80, respectivamente. Se o  $T_d$  da região não for encontrado, Linacre (1977) desenvolveu um método para estimar esse parâmetro através da faixa de temperatura média mensal do ar em conjunto com a temperatura diária do ar (Linacre, 1977). O valor mensal para o parâmetro ( $T - T_d$ ) pode ser encontrado por meio da Tabela 3 (LINACRE, 1977). Os dados de altitude foram obtidos através do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), missão realizada pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

Tabela 3 - Valores de ( $T - T_d$ ) para temperatura média (°C)

T (°C)	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	
Diferença média de temperatura mensal R (°C)	18						13	14	15	16	17	18	19	20		
	17					12	12	13	14	15	16	17	18	19		
	16				10	11	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
	15			9	9	10	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
	14		7	8	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16		
	13	5	6	7	7	8	9	9	10	11	12	12	13	14		
	12	4	4	5	6	7	7	8	8	9	10	11	11	12		
	11	3	4	4	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	
	10	3	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	9	9	10	
	9	3	4	4	4	5	5	5	5	6	6	7	8	8	9	
	8	3	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	6	6		
	7	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4		
	6	3	4	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3		
	T (°C)	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
	Temperatura da região (°C)															

Fonte: Adaptado de Linacre, 1977

### 3.3.3 Linacre (1993)

A Equação 7, proposta por Linacre (1993), exibiu bons resultados em várias regiões do Planeta (clima semiárido na Austrália, clima temperado na Dinamarca, clima



subtropical úmido nos EUA). Os parâmetros utilizados por Linacre (1993) para estimar a evaporação são temperatura, velocidade do vento e radiação solar de ondas longas.

$$E = (0,015 + 0,00042T + 10^{-6}h)[0,8R_{L\downarrow} - 40 + 2,5Fu(T - T_d)] \quad (7)$$

Na Equação 7,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação solar de onda longa na superfície do reservatório (W / m), F representa o fator de correção devido à altitude do local ( $1 - 0,000087h$ ), adimensional e considerado igual a 1 para este trabalho, pois em locais com baixas altitudes, esse fator pode ser desprezado (Linacre, 1993), h é a altitude (m) e u é a velocidade do vento (m / s). Os dados de velocidade do vento foram obtidos nas estações climatológicas mais próxima aos reservatórios em análise. Para calcular  $R_{L\downarrow}$ , o método de Bastiaanssen *et al.* (1998) foi utilizado, esta é melhor detalhada no tópico 3.3.4.

### 3.3.4 AquaSEBS (*Aqua Surface Energy Balance System*)

O modelo AquaSEBS (ABDELRAHY *et al.*, 2016) integra dados de satélite e dados hidrometeorológicos para estimar a taxa de calor latente e, por consequência, a evaporação diária (Equação 8).

$$\lambda E_{wet} = R_n - G_0 - H_{wet} \quad (08)$$

Na Equação 8,  $\lambda E_{wet}$  representa o fluxo de calor latente sobre a água (W/m<sup>2</sup>),  $R_n$  é o fluxo de radiação líquida na superfície (W/m<sup>2</sup>),  $G_0$  o fluxo de calor da água (W/m<sup>2</sup>) e  $H_{wet}$  o fluxo de calor sensível da água (W/m<sup>2</sup>). O modelo requer i) dados de Sensoriamento Remoto – emissividade, albedo da superfície e temperatura superficial (água); ii) dados meteorológicos – pressão de vapor, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento a uma altura de referência; e iii) dados de radiação – radiação descendente de ondas curtas e ondas longas.

Para análise da distribuição temporal, foram utilizadas cenas dos satélites Landsat 5 e Landsat 8. Os sensores dos satélites utilizados neste estudo possuem características técnicas distintas (resolução radiométrica, espectral e resolução espacial da banda termal), fazendo necessário o uso métodos diferentes para aquisição de alguns parâmetros necessários para aplicação do modelo AquaSEBS.



Para estimativa da radiação líquida  $R_n$  através dos sensores do Landsat 5, as equações 9 a 25 apresentam o passo a passo de como este parâmetro é obtido. A Equação 9 mostra de forma geral como o parâmetro  $R_n$  é encontrado

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + \varepsilon R_{L\downarrow} - \varepsilon_a \sigma T_s^4 \quad (9)$$

em que  $\alpha$  é o albedo,  $R_{s\downarrow}$  é a radiação solar de ondas curtas descendente,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa descendente,  $\varepsilon$  é a emissividade da superfície,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Para encontrar o albedo será necessária a utilização de duas metodologias diferentes. A primeira será com objetivo de encontrar o albedo para o satélite Landsat 5 e a segunda para o Landsat 8.

O primeiro procedimento para o desenvolvimento do algoritmo AquaSEBS é a calibração radiométrica ou radiância espectral ( $L_{\lambda i}$ ), que é a conversão do Número Digital (DN) de cada pixel em radiância espectral monocromática, obtida pela seguinte expressão para o Landsat 5 (Equação 10):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} DN \quad (10)$$

Na Equação 10,  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ),  $a_i$  o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ),  $b_i$  o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ),  $i$  representa as bandas (1, 2, 3, 4, 5 e 7) do Landsat 5 e DN é o número digital de cada pixel na imagem. Os coeficientes de calibração para o sensor do TM – Landsat 5 são fornecidos por Chandler e Markham (2003), ver Tabela 4.

Tabela 4 - Coeficientes de calibração e ponderação para parâmetros da Equação 10 do Landsat 5

Banda	Coeficientes de calibração ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ )				Coeficientes dos pesos ( $\omega_{\lambda}$ )	Irradiância solar espectral no topo da atmosfera ESUN ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ )
	De 01/Março/1984 a 04/Maio/2003		Após 05/Maio/2003			
	a	b	a	b		
Banda 1	-1,52	152,10	-1,52	193	0,293	1957
Banda 2	-2,84	296,80	-2,84	365	0,274	1826
Banda 3	-1,17	204,30	-1,17	264	0,233	1554
Banda 4	-1,51	206,20	-1,51	221	0,155	1063
Banda 5	-0,37	27,19	-0,37	30,2	0,032	215
Banda 6	1,238	15,30	1,238	15,60		
Banda 7	-0,15	14,38	-0,15	16,5	0,012	80,67

Fonte: Adaptado de Chander e Markhan (2003)

Posteriormente, calculou-se a reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda i}$ ) com a equação sugerida por Allen *et al.* (2002). Este parâmetro representa a porção da radiação solar de cada banda que é refletida por cada pixel da imagem (Equação 11):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi * L_{\lambda i}}{E_{\lambda i} \cos \theta_{SE} d_r} \quad (11)$$

em que,  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $E_{\lambda i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ ) (Tabela 2),  $\theta_{SE}$  é o ângulo zenital solar e  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol (em unidade astronômica - UA). O valor do cosseno  $\theta_{SE}$ , ângulo zenital do sol pode ser calculado de acordo com a Equação 12

$$\theta_{SE} = 90 - \theta_{SZ} \quad (12)$$

em que  $\theta_{SZ}$  é o ângulo de elevação do sol, disponível nos metadados das cenas. O parâmetro  $d_r$  é calculado pela equação de Duffie & Beckman (1980) (Equação 13)

$$d_r = 1 + 0,33 * \cos \left( DOY \frac{2 * \pi}{365,25} \right) \quad (13)$$

em que, DOY é o dia Juliano da captura da imagem e o ângulo ( $DOY \cdot 2\pi / 365$ ) é dado em radianos. Os valores de  $d_r$  variam de 0,97 a 1,03 e são adimensionais (ALLEN *et al.*, 2002). Com a reflectância de cada banda é possível obter o albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) (Equação 14)

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_{\lambda} \rho_{\lambda}) \quad (14)$$

em que  $\rho_{\lambda}$  é a reflectância planetária de cada banda e  $\omega_{\lambda}$  é o coeficiente de ponderação para cada banda. O coeficiente de ponderação é calculado pela ESUN correspondente a cada banda. Estes valores constam na Tabela 4, porém podem ser encontrados seguindo a Equação 15.

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (15)$$

Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) ponderado é calculado pela Equação 16.

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,155\rho_4 + 0,032\rho_5 + 0,012\rho_7 \quad (16)$$

em que,  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$ ,  $\rho_4$ ,  $\rho_5$  e  $\rho_7$  são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, respectivamente. Por sua vez, o albedo da superfície ( $\alpha$ ) pode ser calculado através da Equação 17, proposta por Tasumi *et al.* (2003).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (17)$$

em que  $\alpha_{toa}$  é o albedo no topo da atmosfera,  $\alpha_p$  é a radiação solar refletida pela atmosfera que varia de 0,025 a 0,04. Bastiaanssen (2000) recomenda o uso de 0,03. Na Equação 17,  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica, que representa a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera, incluindo os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem na atmosfera, tanto para a radiação direta como para difusa. A potência 2 encontrada na transmitância deve-se ao fato do duplo caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo um na direção da superfície e o outro na direção do sensor (ALLEN *et al.*, 2002). No cálculo da transmissividade atmosférica ( $\tau_{sw}$ ), assumiram admitiu-se céu claro e tempo relativamente seco na elevação ( $Z$ ) acima do nível do mar (m), Equação 18.

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \cdot 10^{-5} Z \quad (18)$$

Essa elevação representa a altitude da área de interesse e é muitas vezes representada pela altitude da estação meteorológica de referência da área, na qual houve a coleta de dados.

A radiação de onda curta incidente pela superfície ( $R_{s\downarrow}$ ), dada em  $W/m^2$ , representa a densidade do fluxo de radiação solar direta e difusa que de fato atinge a superfície da terra. Esta é calculada considerando condições de céu claro (Equação 19).

$$R_{s\downarrow} = S \cos(Z) \tau_{sw} \quad (19)$$

Na Equação 19,  $S$  é a constante solar ( $1367 W/m^2$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $\tau_{sw}$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (Equação 13) e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica. O ângulo de elevação solar é utilizado na Equação 20

$$Z = 90 - \text{Ângulo de elevação solar} \quad (20)$$

em que o ângulo de elevação pode ser encontrado no arquivo de metadados da cena em uso.

A radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ) é o fluxo de radiação térmica proveniente da atmosfera (Equação 21)

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (21)$$

em que,  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $5,67 \cdot 10^{-8}$ ) e  $T$  é a temperatura do ar em  $^{\circ}C$ . A emissividade atmosférica ( $\varepsilon_a$ ) é uma equação empírica (BASTIAANSEN *et al.*, 1998) encontrada a partir da Equação 22, em que  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.

$$\varepsilon_a = 0.85 (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (22)$$

A emissividade da superfície é a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. De acordo com Allen *et al.* (2002), a emissividade da superfície pode ser obtida através da Equação 23, em que  $\varepsilon$  é a emissividade da superfície e NDWI representa o índice de diferença normalizada da água. Para corpos de água admite-se  $\varepsilon = 0,985$ , conforme Allen *et al.* (2002).

$$\varepsilon = 0,95 + 0,01 \text{ NDWI} \quad (23)$$

Para o Landsat 5, O NDWI pode ser obtido através da Equação 24, em que  $\rho_v$  corresponde ao comprimento de onda do verde, e  $\rho_{iv}$  ao infravermelho próximo, – bandas 2 e 4 do Landsat 5.

$$NDWI = \frac{(\rho_v - \rho_{iv})}{(\rho_v + \rho_{iv})} \quad (24)$$

A temperatura na superfície terrestre para o Landsat 5 ( $T_{s5}$ ) (Equação 25) serão obtidas através metodologia proposta por Malaret *et al.* (1985), convertendo-se o número digital de cada pixel da imagem da banda termal nos respectivos valores da temperatura aparente da superfície em °C.

$$T_{s5} = (209,831 + 0,834 B_6 - 0,0013 (\rho_{vi})^2) - 273,15 \quad (25)$$

Na Equação 25  $\rho_{vi}$  representa a banda termal (banda 6) do satélite Landsat 5.

Para aquisição da radiação líquida na superfície ( $R_n$ ) do Landsat 8, a Equação 9 também é eficiente, o que vai diferenciar é a metodologia com que os parâmetros da mesma serão encontrados. As Equações 26 - 31 apresentam a sequência que deve ser realizada para se obter tais fatores.

Para aquisição do albedo no Landsat 8 foi realizado o tratamento da correção atmosférica e conversão do Número Digital (ND), níveis de cinza, em refletância para as bandas 2 a 7 (Missions, 2016) (Equação 26).

$$\rho_{\lambda i} = \frac{H_\rho DN + A_\rho}{\cos \theta_{SE} d_r} \quad (26)$$

Na Equação 26,  $\rho_{\lambda,b}$  é a Refletância monocromática de todas as bandas,  $H_\rho$  o redimensionamento multiplicativo específico de cada banda (valor constante 0.00002),  $A_\rho$  o fator aditivo (valor constante 0.1), DN o valor pixel a pixel de cada banda e  $\theta_{SE}$  o ângulo azimutal. Em seguida o albedo da superfície será obtido através da combinação linear das refletâncias espectrais  $\rho_{\lambda,b}$ , com pesos  $\omega_{\lambda,b}$  estabelecido para cada banda, sendo a Equação 27.

$$\alpha_{toa} = \omega_2 \rho_{\lambda,2} + \omega_3 \rho_{\lambda,3} + \omega_4 \rho_{\lambda,4} + \omega_5 \rho_{\lambda,5} + \omega_6 \rho_{\lambda,6} + \omega_7 \rho_{\lambda,7} \quad (27)$$

Na Equação 27, cada peso é obtido pela razão entre a constante solar específica da banda e a somatória de todas as constantes  $ESUN_{\lambda,b}$ , de acordo com a Equação 15. Para o satélite Landsat 8, os valores de irradiância solar espectral no topo da atmosfera (ESUN) são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 - Coeficientes dos pesos ( $\omega_n$ ) para o cálculo do albedo planetário através do uso de imagens Landsat8.

<b>Bandas</b>	<b>Coeficientes dos pesos (<math>\omega_n</math>)</b>	<b>Irradiância solar espectral no topo da atmosfera ESUN (<math>Wm^{-2}\mu m^{-1}</math>)</b>
Banda 2	0,3	2011,3
Banda 3	0,277	1853
Banda 4	0,233	1562,8
Banda 5	0,143	956,4
Banda 6	0,036	237,8
Banda 7	0,012	80,2

Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (2016)

Em seguida é realizado o cálculo do albedo superficial de acordo com a Equação 17. O cálculo da transmitância atmosférica ( $\tau_{sw}$ ) segue o mesmo padrão da Equação 18.

A radiação de onda curta incidente na superfície ( $R_{s\downarrow}$ ) para o Landsat 8 é calculada de forma semelhante ao Landsat 5 através da mesma Equação 19. No entanto o que diferencia nos resultados será a utilização específica do ângulo zenital solar para o Landsat 8, este pode ser identificado no arquivo metadados da cena.

A radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ) para o Landsat 8 serão achadas utilizando a Equação 21. Esta pode ser utilizada para cenas advindas de ambos os satélites utilizados neste trabalho. Esta simultaneidade vale também para emissividade atmosférica (Equação 22), parâmetro utilizado no cálculo da  $R_{L\downarrow}$ .

Para o cálculo da emissividade da superfície ( $\epsilon$ ) e temperatura no Landsat 8, foi utilizada metodologia desenvolvida por Avdan & Jovanovska (2016), este método foi validado por 27 estações climatológicas, comparando-se a temperatura estimada pelo algoritmo com medidas *in loco*. O primeiro parâmetro a ser calculado é a radiância espectral no topo da atmosfera (Equação 28).

$$L = M Q_{cal} + A_L \quad (28)$$

Na Equação 28, L é a radiância espectral no topo da atmosfera, M representa o fator multiplicativo específico da banda,  $Q_{cal}$  é a banda termal Landsat 8 (Banda 10) e  $A_L$ : fator aditivo específico da banda. Os fatores M e  $A_L$  são representados por 0,0003342 e 0,1, respectivamente. Estes valores são encontrados no arquivo de metadados das cenas.

Para é transformar a radiância espectral do topo da atmosfera em temperatura de brilho da imagem utilizar a Equação 29.

$$BT = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L} + 1\right)} - 273,15 \quad (29)$$

Na Equação 29, BT é a temperatura de brilho da imagem,  $K_1$  e  $K_2$  são parâmetros de conversão térmica específica da banda 10. Utilizando a Equação 29 o valor gerado será em graus Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ). Os valores das constantes  $K_1$  e  $K_2$  são 774.8853 e 1321.0789, respectivamente, e estes podem ser encontrados também no arquivo metadados das cenas utilizadas.

Em seguida encontrar o índice de vegetação da região (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI). O cálculo do NDVI é importante, pois, posteriormente, a proporção de vegetação ( $P_V$ ), altamente relacionada ao NDVI, e emissividade ( $\epsilon$ ), correlacionada ao  $P_V$ , serão calculadas. Para o cálculo do NDVI será usada a Equação 30.

$$\text{NDVI} = \frac{B5 - B4}{B5 + B4} \quad (30)$$

Na Equação 30, B5 representa a banda 5 do sensor OLI (Landsat 8) e B4 a banda 4 do sensor OLI (Landsat 8). O ideal é que o NDVI esteja em valores fracionados, para isso ao usar a Equação 31, utilizar o comando “float” na calculadora.

$$P_V = \left( \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\text{mín}}}{\text{NDVI}_{\text{máx}} - \text{NDVI}_{\text{mín}}} \right)^2 \quad (31)$$

Na Equação 31,  $\text{NDVI}_{\text{mín}}$  é o valor mínimo do índice de vegetação,  $\text{NDVI}_{\text{máx}}$  representa o valor máximo do índice de vegetação. Na sequência, a emissividade superficial ( $\epsilon$ ) será calculada a partir da Equação 23. Por fim, utilizar a Equação 32 para encontrar a temperatura da superfície  $T_{s8}$  da região, esta será dada em Kelvin.

$$T_{s8} = \frac{BT}{\left(1 + \left(0,00115 \frac{BT}{1,4388}\right) \ln(\epsilon)\right)} \quad (32)$$

O fluxo de calor da água pode ser descrito como o desequilíbrio entre a radiação solar, a radiação térmica, o calor sensível e os fluxos de calor latente (ABDELRAHY *et al.*, 2016). Para estimar a temperatura de equilíbrio e o coeficiente de troca térmica, bem como

para derivar o fluxo de calor na água, as seguintes Equações 33, 34, 35, 36, 37 e 38 devem ser aplicadas

$$G_0 = \beta (T_e - T_0) \quad (33)$$

$$T_e = T_d + \frac{R_{\downarrow}}{\beta} \quad (34)$$

$$\beta = 4,5 + 0,05 T_0 + (\eta + 0,47) S(W) \quad (35)$$

$$S(W) = 3,3 u \quad (36)$$

$$\eta = 0,35 + 0,015 T_0 + 0,0012 (T_n) \quad (37)$$

$$T_n = 0,5 (T_0 - T_d) \quad (38)$$

em que  $T_e$  representa a temperatura de equilíbrio (°C),  $T_d$  a temperatura do ponto de orvalho (°C),  $R_{\downarrow}$  é a radiação solar de ondas curtas descendente (W/m<sup>2</sup>),  $S(W)$  é a função do vento (m/s),  $u$  é a velocidade do vento da região (m/s),  $T_0$  é a temperatura da superfície da água (°C) e  $\beta$  representa o coeficiente de transferência de calor. A temperatura do ponto de orvalho (°C) pode ser calculada a partir da Equação 39 (CHAPRA, 2008).

$$T_d = \frac{237,3}{\frac{17,27}{\ln\left(\frac{e_a}{4,596}\right)} - 1} \quad (39)$$

em que  $e_a$  é a pressão de vapor do ar (mmHg), calculado pela Equação 40

$$e_a = \frac{R_h e_s}{100} \quad (40)$$

em que  $R_h$  é a umidade relativa (%) e  $e_s$  é a pressão de saturação de vapor (mmHg), esta será obtida através da Equação 41.

$$e_s = 0,6108 2,7183^{\left(\frac{17,27 T_{air}}{237,3 + T_{air}}\right)} \quad (41)$$

Na Equação 41,  $T_{air}$  é a temperatura do ar (°C).

O fluxo de calor sensível é um componente primário do modelo SEBS. Este expressa à troca de calor entre a atmosfera e a superfície através de moléculas de ar, como



resultado do gradiente de temperatura vertical entre a superfície da água e a atmosfera. Assim, para estimativa do  $H_{wet}$ , será aplicada a Equação 42 de acordo com Su (2002).

$$H_{wet} = \frac{[(R_n - G_0) - \frac{\rho_a C_p (e_s - e_a)}{r_{ew} \gamma}]}{(1 + \frac{\Delta}{\gamma})} \quad (42)$$

Os parâmetros  $e_a$  (Equação 40) e  $e_s$  (Equação 41) representam as pressões de vapor do ar e de saturação, respectivamente,  $C_p$  é a capacidade de calor específico do ar (1004 J/Kg.°C),  $\rho_a$  é a massa específica do ar (1,184 Kg/m<sup>3</sup>; SHELQUIST, 2009),  $\gamma$  é o parâmetro psicrométrico (hPa/°C),  $\Delta$  é a taxa de variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura (hPa/°C),  $r_{ew}$  é a resistência externa, valor que depende do comprimento de Monin-Obukhov, este representa a parametrização utilizando as variáveis do atrito do vento e do fluxo de calor sensível. A taxa de variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura ( $\Delta$ ) pode ser encontrada através da Equação 43 (PENMAN, 1948).

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(237,3 + T_{air})^2} \quad (43)$$

A Equação 43 encontrará o valor de  $\Delta$  em Kpa, assim, dividir o mesmo por 10, fazendo com que este fique em hpa. Para encontrar a constante psicrométrica ( $\gamma$ ) foi utilizado a Equação 44.

$$\gamma = \frac{P}{1537,675 - 145 T_{air}} \quad (44)$$

onde P representa a pressão atmosférica local (10.13 hpa) e  $T_{air}$  a temperatura ambiente (°C). Caso não se tenha os dados necessários para aplicação da Equação 44, utilizar valor de referência para esta variável  $\gamma = 0,49$  mmHg/°C ou 0.65 hpa/°C. A resistência externa ( $r_{ew}$ ) pode ser encontrado através da Equação 45.

$$r_{ew} = \frac{1}{k u_*} \left[ \ln \left( \frac{z - d_0}{z_{oh}} \right) - \Psi_h \left( \frac{z - d_0}{L_w} \right) + \Psi_h \left( \frac{z_{oh}}{L_w} \right) \right] \quad (45)$$

em que k é a constante de Von Kàrman (0,41),  $d_0$  é a altura do deslocamento plano nulo (m),  $z_{oh}$  é a altura da rugosidade escalar para transferência de calor (m), z é a altura de referência acima da água (2 m),  $\Psi_h$  representa a função de correção de estabilidade para transferência de calor momentânea,  $L_w$  é o comprimento de Obukhov para água (m), g é a aceleração da

gravidade ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ) e  $u_*$  é a velocidade de fricção (m/s). Posteriormente, calcula-se a velocidade de fricção ( $u_*$ ) para a condição de atmosfera neutra (Equação 46).

$$u_* = \frac{k u_2}{\ln\left(\frac{z_2}{z_{om}}\right)} \quad (46)$$

Na Equação 46,  $u_2$  é a velocidade do vento (m/s) na altura ( $z_2$ ), geralmente tomada a 2,0 m acima do solo. A altura de rugosidade para transferência de calor (coeficiente de rugosidade de cada pixel) ( $z_{om}$ ) e a altura de deslocamento zero ( $d_0$ ) desempenham um papel vital na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (MOS) e nos modelos de transferência de calor por convecção. Estes dois parâmetros influenciam significativamente a transferência de calor entre a superfície da água e a atmosfera.  $z_{om}$  representa a altura em que a transferência de calor é afetada pelas características da superfície (ABDEL RADY *et al.*, 2016). De acordo com Brutsaert (1982) e Brutsaert (2013), para corpos hídricos a altura de rugosidade para transferência de calor ( $z_{om}$ ) pode ser considerada com valor de 0,0002 e a altura de deslocamento zero ( $d_0$ ) sobre a superfície de água pode ser assumida igual à zero. A altura da rugosidade escalar para transferência de calor ( $z_{0h}$ ) pode ser estimada através da Equação 47

$$z_{0h} = \frac{KB^{-1}}{z_{om}} \quad (47)$$

em que  $KB^{-1}$  representa o coeficiente adimensional de transferência de calor. Abdelrady *et al.* (2016) achou valor de 0,0001 m para a altura de rugosidade da água ( $z_{0h}$ ), tal valor pode ser utilizado caso não se encontre o coeficiente adimensional da região de estudo. A Equação 48 calcula o coeficiente adimensional de transferência de calor ( $KB^{-1}$ )

$$KB^{-1} = \rho_a C_p \frac{(T_0 - T_{air})}{H} k u_* - \ln\left(\frac{z-d_0}{z_{om}}\right) + \Psi_h\left(\frac{z-d_0}{L_w}\right) \quad (48)$$

em que  $H$  representa o fluxo de calor sensível, este pode ser representado pela Equação 49. Abdelrady *et al.* (2016) aconselha que, caso o coeficiente adimensional não seja encontrado, utilizar valor padrão de 0.3, este número é representativo para este parâmetro quando se refere a corpos hídricos.

$$H = \frac{k u_* \rho_a C_p (d\theta)}{r_{ah}} \quad (49)$$

Na Equação 49,  $d\theta$  representa a temperatura potencial (K) de calor e  $r_{ah}$  representa a resistência aerodinâmica ao transporte do calor, esta pode ser expressa através da Equação 51

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (50)$$

em que  $z_2$  e  $z_1$  são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo,  $z_1 = 0,1$  m e  $z_2 = 2,0$  m, baseado em experiências de análise segundo Allen *et al.* (2002). Para estimativa da temperatura potencial de calor usar Equação 51

$$\theta = T_0 \left(\frac{P_0}{P}\right)^{0,286} \quad (51)$$

em que  $P_0$  representa a pressão atmosférica inicial (10,13 hPa) e  $P$  a pressão atmosférica da região no dia de passagem da captura da cena. Para estimar o comprimento de Obukhov para água ( $L_w$ ) utilizou-se a Equação 52 (MONIN&OBUKHOV,1954)

$$L_w = -\frac{\rho_a u_*^3}{\frac{k g 0,61 (R_h - G)}{\lambda}} \quad (52)$$

em que  $\lambda$  representa o calor latente de evaporação e pode ser representado pela Equação 54.

$$\lambda = (2,501 - 0,00237 T_{air}) 10^6 \quad (53)$$

Assim, a função de correção de estabilidade para transferência de calor momentânea ( $\Psi_h$ ). Este parâmetro, dependendo das condições de estabilidade do ambiente, irá auxiliar na correção da velocidade de fricção ( $u_*$ ). Para se achar o  $\Psi_h$ , utilizam-se das seguintes condições (BASTIAANSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2002):

I – Se  $L_w < 0 \rightarrow$  Atmosfera instável (Equação 54);

II – Se  $L_w > 0 \rightarrow$  Atmosfera estável (Equação 55);

III – Se  $L_w = 0 \rightarrow$  Atmosfera neutra;

I – Se  $L_w < 0 \rightarrow$  Atmosfera instável.

$$\Psi_{h(2m)} = \left(1 - 16 \frac{z}{L_w}\right) \quad (54)$$

II – Se  $L_w > 0 \rightarrow$  Atmosfera estável;

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left( \frac{z}{L_w} \right) \quad (55)$$

III – Se  $L_w = 0 \rightarrow$  Condições neutras,  $\Psi_{h(2m)} = 0$ .

Ao fim do o modelo AquaSEBS, utilizou-se a Equação 8 para encontrar o fluxo de calor latente sobre superfícies líquidas. Em seguida aplicar a Equação 56 para encontrar a fração de evaporação (EF), esta pode ser definida como a razão entre a evaporação real e a quantidade de energia disponível (ABDELRY et al., 2016).

$$EF = \frac{\lambda E}{(R_n - G_0)} \quad (56)$$

Posteriormente encontrar a quantidade de calor latente absorvido pelo corpo hídrico ( $\lambda E_{diária}$ ), este parâmetro pode ser calculado através da Equação 57.

$$\lambda E_{diária} = 86400 \cdot 10^3 \cdot EF \cdot (R_n - G_0) \quad (57)$$

A evaporação diária pode ser calculada através da Equação 59

$$E = \frac{\lambda E_{diária}}{\lambda \rho_w} \quad (58)$$

em que  $\rho_w$  representa a massa específica da água, admitida como 1000 kg/m<sup>3</sup>.

### 3.4 Índice de estabilidade temporal

Para análise da acurácia dos modelos de evaporação com medidas pontuais em Tanque Classe A e evaporímetro de Piche buscou-se a identificação de um ponto no reservatório que melhor represente a evaporação média diária. Para identificar pontos representativos e específicos dentro de uma área considerada ideal para o monitoramento da evaporação, foi aplicado o Índice de Estabilidade Temporal (TSI) (Equações 59 e 60).

$$TSI = \sqrt{\bar{\delta}^2 + \sigma(\delta)^2} \quad (59)$$

$$\bar{\delta} = \frac{x' - \bar{x}'}{\bar{x}'} \quad (60)$$

Nas Equações 59 e 60,  $\bar{\delta}$  representa a diferença relativa média da evaporação,  $\sigma(\delta)$  o seu desvio padrão e  $\bar{x}'$  é o valor da média dos pixels de evaporação da cena e  $x'$  representa o raster da média da evaporação espacial.

Tal metodologia também foi utilizada para o monitoramento da variação espacial da umidade do solo (GUIMARÃES *et al.*, 2019), analisando qual ponto seria mais representativo para região em estudo. A TSI considera a  $\bar{\delta}$  da evaporação e seu  $\sigma(\delta)$ , fornecendo assim um indicador de localização temporalmente mais estável, região que apresenta pixels com maior representatividade da evaporação, variando entre 0 a 1. Valores do TSI próximos a 0 caracteriza o local da amostragem com maior estabilidade temporal, pontos de maior representatividade, enquanto as áreas com maiores valores de TSI, caracterizam os locais com extremas variações de evaporação, ou seja, impróprios para serem tomados como referência.

Na aplicação do TSI, foram separadas as evaporações em dois grupos, cenas do primeiro e segundo semestre do ano. Isso foi possível, pois as características climáticas locais são bem definidas, sendo no primeiro semestre a época do ano em que ocorrem as maiores concentrações de precipitações e no segundo semestre a escassez de chuvas. Com uso do raster de média geral das cenas de evaporação modelada ( $x'$ ), separadas em primeiro e segundo semestre, este foi aplicado na equação 59, para encontrar a  $\bar{\delta}$  em seguida utilizado na Equação 60, e analisando o *raster* de TSI verificando as zonas mais representativas para escolha do pixel de referência da evaporação. A ferramenta calculadora de raster foi aplicada para o uso das equações 59 e 60.

### 3.5 Análise estatística

Foram utilizados quatro parâmetros para a análise do desempenho dos modelos: Raiz do Erro médio quadrado (RMSE) (Equação 61), Índice de Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) (Equação 62), Tendência Percentual (PBIAS) (Equação 63), e coeficiente de determinação (Equação 64).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X'_i - X_i)^2} \quad (61)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (X'_t - X_m)^2}{\sum_{t=1}^T (X_m - \bar{X}_m)^2} \quad (62)$$

$$PBIAS = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - X'_i)}{\sum_{i=1}^n (X_i)} 100 \right] \quad (63)$$

$$R^2 = \frac{\left[ \sum_{i=1}^n X_i X'_i - \frac{(\sum_{i=1}^n X_i)(\sum_{i=1}^n X'_i)}{N} \right]^2}{\left[ \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n X_i)^2}{N} \right] \left[ \sum_{i=1}^n X_i'^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n X'_i)^2}{N} \right]} \quad (64)$$

Em que, N representa o número de observações,  $X_i$  valores medidos,  $X'_i$  valores modelados e  $\bar{X}_m$  representa a média dos dados medidos no período de simulação. A RMSE indica o grau de similaridade entre os dados medidos e os estimados usando modelos, sendo o valor ideal igual à zero, sendo sensível a valores extremos. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NASH & SUTCLIFFE, 1970) (NSE) é usado para avaliar a acurácia preditiva de modelos hidrológicos. A eficiência de Nash-Sutcliffe pode variar de  $-\infty$  a 1. Uma eficiência de 1 corresponde a uma combinação exata de dados modelados a observados, sendo satisfatórios valores acima de 0.5 para o NSE, valor 0 indica que as previsões do modelo são tão precisas quanto a média dos dados medidos, enquanto valores menores que 0 indica que é melhor usar simplesmente o valor médio medido do que utilizar o modelo. O PBIAS mede a tendência média dos dados modelados em ser maior ou menor que os correspondentes dados medidos (GUPTA *et al.*, 1999). Quanto mais próximo o valor do PBIAS for de zero, mais preciso é o modelo. Valores muito altos indicam viés de subestimação, enquanto que os valores negativos indicam viés de superestimação (GUPTA *et al.*, 1999). Para o PBIAS são satisfatórios valores dentro do limite de variação de  $\pm 25\%$  (MORIASI *et al.*, 2007). Dancey & Reidy (2006) apontam uma classificação linear dos valores de “r”: r = 0,10 até 0,30 (fraco); r = 0,40 até 0,60 (moderado); r = 0,70 até 1 (forte). Será considerado o melhor modelo aquele que apresentar, na média, a maior precisão em todos os reservatórios.

### 3.6 Impacto da vegetação ripária na evaporação

A análise do impacto da vegetação ripária na evaporação foi realizada com o uso do *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) na margem do reservatório (*buffer* de 30 metros) e da evaporação do melhor modelo, verificando a atuação da vegetação ripária na evaporação das margens dos reservatórios. O NDVI será aplicado para constatar a densidade vegetação em torno dos reservatórios nos satélites Landsat5 e Landsat8, Equação 65.

$$NDVI = \frac{NIR-R}{NIR+R} \quad (65)$$

Na Equação 65, R é a banda vermelha (banda 3 no Landsat 5 e banda 4 no Landsat 8) e NIR é a banda do infravermelho próximo (banda 4 no Landsat 5 e banda 5 no Landsat 8) do Landsat. Pesquisas comprovam a eficácia no uso do NDVI no que tange a identificação de áreas vegetadas e consideram esta metodologia como uma das melhores a ser utilizado como ferramenta de monitoramento da dinâmica dos ecossistemas, constatando uma boa correlação deste índice com a densidade da vegetação (ZHANG *et al.*, 2014; MERONI *et al.*, 2019).

O NDVI varia de -1,0 a 1,0, quanto mais próximo de zero, menor a densidade da vegetação e quanto mais próximo de 1 mais densa a vegetação. De acordo com Alaibakhshet *al.* (2017) a classificação do NDVI pode ser considerada como: i) água, Solo exposto, vegetação muito esparsa (W.E.S.S.V.) ( $NDVI < 0,3$ ), ii) cobertura da vegetação esparsa a alta (S.H.V.C.) ( $0,3 < NDVI < 0,6$ ) e iii) cobertura da vegetação muito densa (H.V.C.) ( $NDVI > 0,6$ ). Esta escala será utilizada neste trabalho como referência, analisando qual a classe de NDVI causa maior diminuição na evaporação superficial.

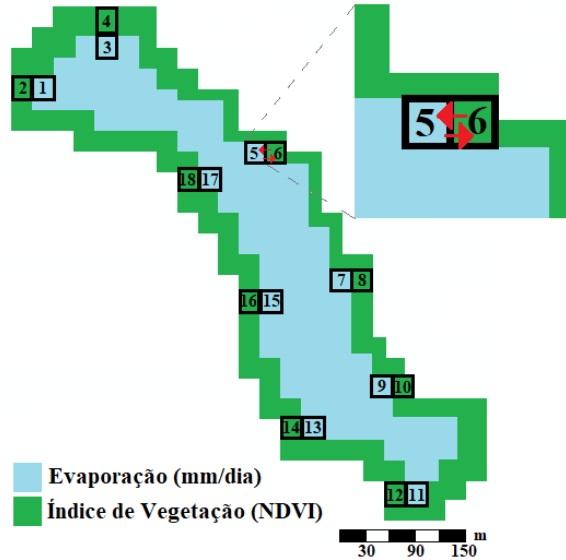
Para constatar a correlação entre estes dois parâmetros, a partir do coeficiente de determinação ( $R^2$ ), foram analisados e extraídos (extração de forma aleatória *pixels* representativos em toda extensão dos reservatórios em análise) nove *pixels* de evaporação e nove de NDVI. Dezoito *pixels* foram utilizados ao total, valor que se mostrou representativo em todos os reservatórios, sempre extraindo *pixels* da forma mais especializada possível e imediatamente vizinhos, como apresentado na Figura 7. Em acréscimo, uma curva de frequência foi plotada com os *pixels* de NDVI com objetivo de verificar em qual classificação os mesmos estão mais presentes.

Com objetivo de quantificar, em percentual (%), o impacto da vegetação ripária na evaporação das margens dos reservatórios. Foi feita uma média dos *pixels* de evaporação selecionados de acordo com a classe de NDVI em que este *pixel* estava situado (se estava entre  $NDVI < 0,3$  ou  $NDVI > 0,29$ ). Em seguida, dividir a média dos *pixels* de evaporação estabelecidos com vegetação mais densa ( $NDVI > 0,29$ ) pelos de vegetação esparsa, solo exposto ( $NDVI < 0,3$ ), Equação 66.

$$I_{vr} = \frac{E_{m,ndvi>0,29}}{E_{m,ndvi<0,30}} 100 \quad (66)$$

Em que  $I_{vr}$  representa o impacto da vegetação, em percentual (%), sobre a evaporação local,  $E_{m,ndvi > 0,29}$  média dos pixels de evaporação estabelecidos em regiões com NDVI > 0,29,  $E_{m,ndvi < 0,30}$  é a média dos pixels de evaporação localizados em áreas com NDVI < 0,3.

Figura7 - Metodologia para avaliação do impacto entre vegetação ripária e evaporação



### 3.7 Volumes evaporados dos reservatórios

Tão importante quanto saber a lâmina de evaporação diária é mensurar o volume evaporado no dia e saber o quão este volume pode ser impactante para região. Deste modo, a lâmina diária de evaporação dos reservatórios foi multiplicada pela área dos mesmos, resultando no volume de água transferida para atmosfera por este processo diariamente, Equação 67.

$$V_e = E_m A_r \quad (67)$$

Em que,  $V_e$  representa o volume evaporado ( $m^3/dia$ ),  $A_r$  é a área do reservatório ( $m^2$ ) obtida pelas cenas dos satélites e  $E_m$  é a evaporação no pixel de referência ( $m/dia$ ).



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Desempenho dos modelos de evaporação

Foram analisados quatro modelos de evaporação em oito reservatórios no estado do Ceará. Os resultados da evaporação espacializada nos reservatórios com uso dos modelos Blaney-Criddle (1950; Apêndice A), Linacre (1977; Apêndice B), Linacre (1993; Apêndice C) e Aquasebs (ABDELRAHY *et al.*, 2016; Apêndice D) indicaram não homogeneidade da taxa de evaporação no espelho d'água. Nesse sentido, para análise do desempenho dos modelos utilizou-se o Índice de Estabilidade Temporal (TSI) para escolha da região representativa da evaporação nos reservatórios. O TSI para os modelos de Blaney-Criddle (Figura 9), Linacre (1977) (Figura 10), Linacre (1993) (Figura 11) e AquaSEBS (Figura 12) reforçam a variabilidade espacial da evaporação nos reservatórios. Áreas dos reservatórios com valores dos *pixels* próximos a zero são consideradas regiões de referência, zonas com valores dos *pixels* mais próximos a um apresentam maior variabilidade, sendo impróprias para escolha do *pixel* de referência.

Figura 9 - Análise de estabilidade temporal da evaporação dos reservatórios por meio da Equação 5 (Blaney-Criddle 1950). (a) Santo Anastácio, (b) Gavião, (c) Riachão, (d) Pacoti, (e) Pacajus, (f) Tijuquinha, (g) Marengo e (h) Pedras Brancas

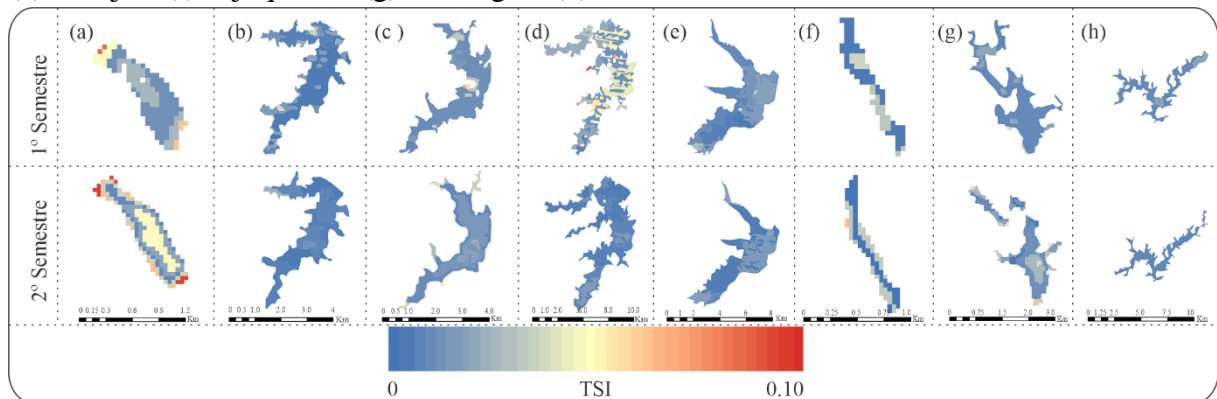


Figura 10 - Análise de estabilidade temporal da evaporação dos reservatórios (a) Santo Anastácio, (b) Gavião, (c) Riachão, (d) Pacoti, (e) Pacajus, (f) Tijuquinha, (g) Marengo e (h) Pedras Brancas para a Equação 6 (Linacre, 1977)

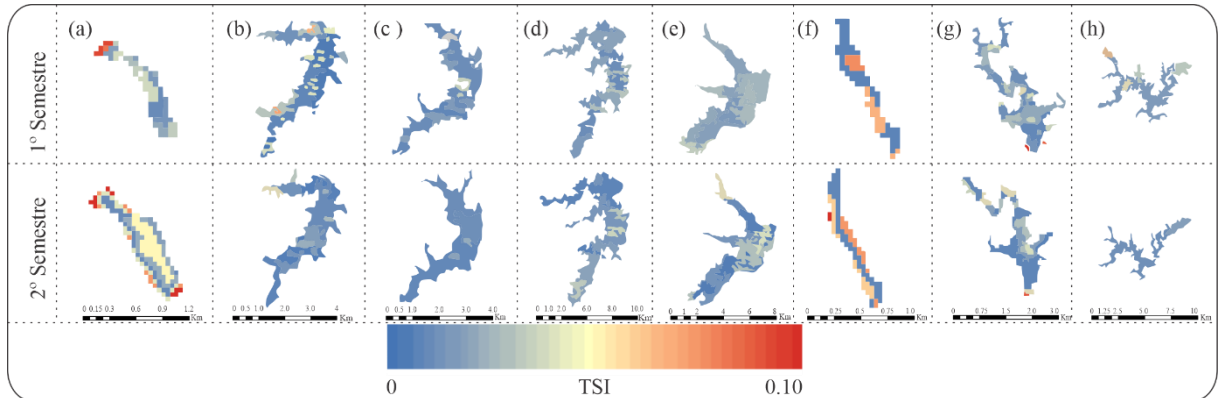


Figura 11 - Análise de estabilidade temporal da evaporação dos reservatórios (a) Santo Anastácio, (b) Gavião, (c) Riachão, (d) Pacoti, (e) Pacajus, (f) Tijuquinha, (g) Marengo e (h) Pedras Brancas para Equação 7 (Linacre, 1993)

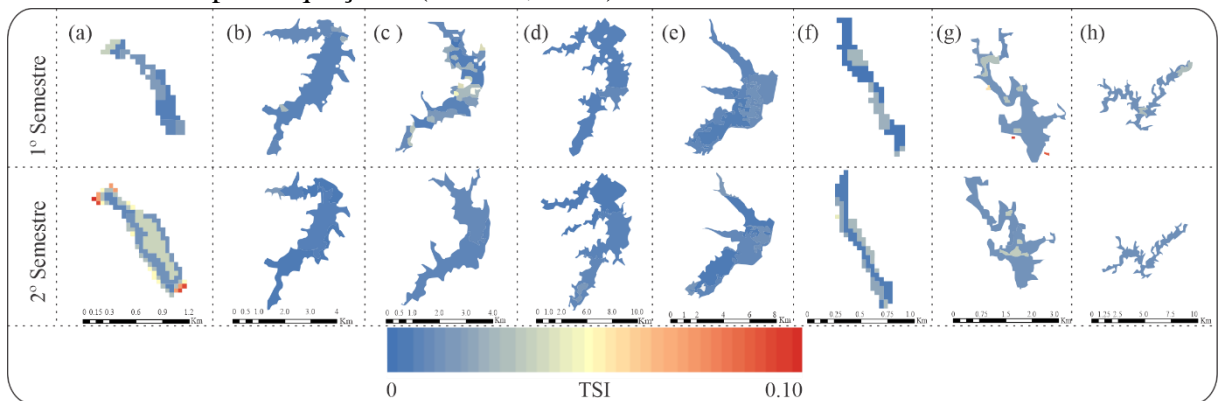
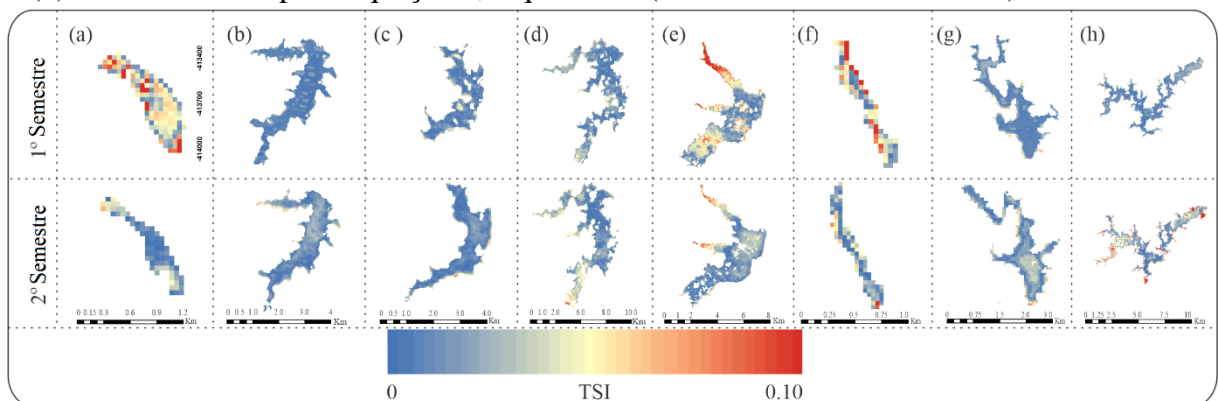


Figura 12 - Análise de estabilidade temporal da evaporação dos reservatórios Marengo (a) Gavião, (b) Riachão, (c) Pacoti, (d) Pacajus, (e) Tijuquinha, (f) Santo Anastácio, (g) Marengo e (h) Pedras Brancas para Equação 8, AquaSEBS (ABDELRAKY *et al.*, 2016)



O modelo de evaporação da Equação 5 (Blaney & Criddle 1950) apresenta maior simplicidade com relação aos dados necessários para estimar a evaporação, necessitando somente da temperatura do ar para estimar a evaporação. Observou-se no TSI do Blaney-

Criddle (Figura 9) baixa variabilidade em quase todos os reservatórios nos dois semestres, com exceção no primeiro semestre nos reservatórios Pacoti e Tijuquinha (Figuras 9d, f) e com maior variabilidade na superfície dos reservatórios no segundo semestre no Santo Anastácio (Figura 9a). Na Tabela 6 são apresentados os valores dos pixels de evaporação considerados nos reservatórios através da aplicação da Equação 5 (Blaney & Criddle 1950). Pode-se ainda observar na Figura 13 a variação nos dados de evaporação de referência obtidos através da Equação 5 (Blaney & Criddle 1950), estes, apresentaram baixas alternâncias da evaporação nos reservatórios em análise.

A Equação 6 (Linacre, 1977), um pouco mais complexo que o anterior, constatou-se que os mapas de TSI (Figura 10) se apresentaram com baixas variações, sendo estas mais expressivas nos menores reservatórios, Santo Anastácio e Tijuquinha (Figuras 10a, f). Na Tabela 7 estão indicados os valores dos pixels de evaporação representativos dos reservatórios com uso da Equação 6 (Linacre, 1977). Além disso, por meio da Figura 14 observa-se a variação nos dados de evaporação de referência com uso da Equação 6 (Linacre, 1977).

Com uso da Equação 7 (Linacre, 1993), um pouco mais complexa que as equações anteriores, haja vista que o mesmo utiliza mais dados meteorológicos, verificou-se que os mapas de TSI (Figura 11) se mostraram com uma maior instabilidade, quando comparados com os mapas anteriores. Essa variabilidade se retratou essencialmente nos reservatórios Santo Anastácio, Pacoti, Pacajus, Tijuquinha, Marengo e Pedras Brancas (Figuras 11a, d, e, f, g, h) para ambos os semestres. Observam-se na Tabela 8 os valores dos pixels de evaporação representativos nos reservatórios com uso da Equação 7 (Linacre, 1993). Ademais, por meio da Figura 15 observa-se a alternância nos dados de evaporação de referência da Equação 7 (Linacre, 1993), apresentado alta variabilidade da evaporação.

A Equação 8, AquaSEBS (ABDELRAJY *et al.*, 2016), mais complexo entre os utilizados, atua como um balanço de energia na superfície dos reservatórios, necessitando de muitos dados meteorológicos para sua aplicação. Observou-se nos mapas de TSI (Figura 12) deste modelo uma maior variabilidade da evaporação, essa encontra-se destacada nos reservatórios Santo Anastácio, Pacoti, Pacajus, Tijuquinha, Marengo e Pedras Brancas (Figuras 12a, d, e, f, g, h), sendo esta instabilidade mais acentuada no primeiro semestre. A Tabela 7 mostra os valores dos pixels de evaporação representativos dos reservatórios com uso da Equação 8, AquaSEBS (ABDELRAJY *et al.*, 2016). Ainda, por meio da Figura 16 observa-se a alternância nos dados de evaporação de referência A Equação 8, AquaSEBS (ABDELRAJY *et al.*, 2016), apresentado alta variabilidade da evaporação de referência.

Tabela 6 - Distribuição temporal da taxa de evaporação (mm/dia) de reservatórios estimada por sensoriamento remoto usando o modelo de Blaney-Cridle (1950) e evaporação de referência

Satélite	Data	Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tanque Classe A (K <sub>p</sub> 0,7)	Tijuquinha	Evap. Piché Guaramiranga (K <sub>ep</sub> 1,17)	Marengo	Pedras Brancas	Evap. Piché Quixeramobim (K <sub>ep</sub> 1,17)
		R.E.P.										
Landsat 8	13/06/2018	5,8	5,7	5,8	5,8	5,7	5,3	SU	3,0	REDU	REDU	REDU
	14/09/2017	5,8	5,8	5,8	5,7	5,7	7,5	5,7	2,9	REDU	REDU	REDU
	13/08/2017	5,6	5,5	5,6	5,5	5,5	5,3	5,4	4,7	REDU	REDU	REDU
	26/08/2016	5,8	5,8	5,9	5,8	5,8	6,1	5,8	4,4	REDU	REDU	REDU
	25/07/2016	5,7	5,4	5,5	5,4	5,4	6,4	5,5	5,9	REDU	REDU	REDU
	08/08/2015	5,7	5,8	5,8	5,8	5,7	5,6	5,7	3,9	REDU	REDU	REDU
	20/07/2014	SU	5,8	5,8	5,7	5,7	5,4	5,6	2,3	REDU	REDU	REDU
	02/06/2014	5,7	5,4	5,4	5,4	5,4	4,7	SU	2,0	5,9	6,0	7,0
	01/07/2013	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,3	5,5	1,1	5,8	5,8	2,7
	07/04/2011	SU	6,5	6,5	6,4	6,4	5,0	SU	1,5	6,2	6,2	2,5
Landsat 5	05/09/2008	5,8	5,8	5,9	5,8	5,7	6,7	SU	2,9	5,8	5,9	17,6
	03/07/2008	5,7	5,6	5,6	5,7	5,6	3,8	5,5	2,1	5,6	5,7	1,2
	05/10/2007	6,0	6,0	6,1	6,0	6,0	5,7	6,3	5,3	SU	5,8	6,9
	15/06/2007	6,1	6,0	6,1	6,1	6,0	4,3	SU	2,0	5,9	6,1	7,4
	30/05/2007	SU	5,9	5,9	5,8	5,9	4,9	5,8	2,0	SU	6,1	10,3
	14/07/2006	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	6,0	5,6	2,9	6,1	6,1	10,5
	11/05/2006	4,9	5,0	5,1	5,0	5,1	1,4	SU	1,2	SU	SU	5,6
	27/07/2005	4,9	5,3	5,4	5,3	5,4	6,3	SU	2,5	SU	5,0	7,0
	24/07/2004	5,8	5,8	5,8	5,9	5,8	5,0	5,5	3,3	5,6	5,7	5,4
	22/07/2003	5,9	5,8	5,9	5,8	5,9	3,8	SU	2,8	SU	5,9	7,8
	17/08/2001	5,9	5,9	6,0	5,8	SU	6,4	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	14/08/2000	6,1	6,0	6,0	6,1	SU	4,6	CDU	2,6	CDU	CDU	6,0
	29/07/2000	SU	5,8	5,8	5,9	5,8	5,8	CDU	2,8	CDU	CDU	6,7
	11/07/1999	5,8	5,7	5,9	5,9	5,9	4,3	5,7	2,9	6,1	6,0	8,0
	22/06/1998	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,9	3,9	5,8	5,9	10,2
	21/07/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,8	3,4	SU	5,9	9,9
	19/06/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	6,1	4,7	6,2	6,2	8,7
	02/07/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,6	5,8	5,9	6,6
16/06/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,8	SU	SU	5,4	
31/05/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,5	0,9	SU	5,9	0,6	
17/08/1995	6,0	6,1	6,1	6,1	6,2	5,0	5,8	3,3	REDU	REDU	REDU	
24/08/1992	5,9	5,9	6,0	5,7	SU	3,6	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
06/10/1990	6,0	6,0	6,2	6,1	SU	8,1	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
19/08/1990	6,2	6,1	6,3	6,2	SU	4,5	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
20/07/1985	4,0	4,0	4,1	4,0	SU	5,2	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	

REDU - Indisponibilidade de dados medidos de evaporação; CDU - Indisponibilidade de dados climatológicos; SU - Alta incidência de nuvens sobre o reservatório; R.E.P. – Pixel de evaporação de referência

Figura 13 - Box-plot dos valores dos *pixels* de evaporação de referência obtidos pelo modelo Blaney-Criddle (1950)

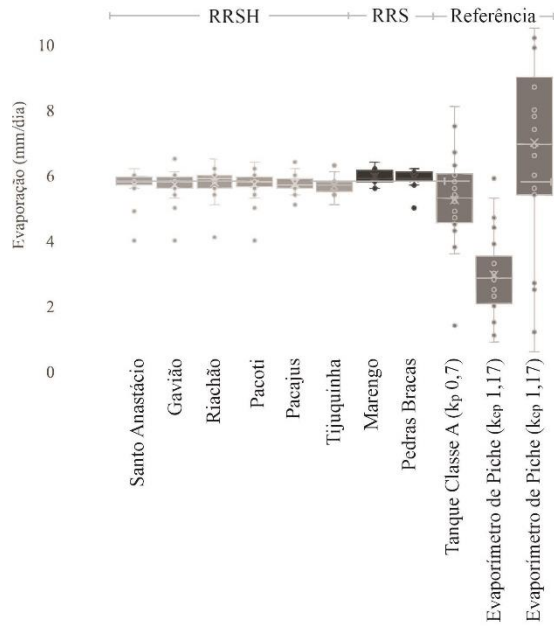


Tabela 7 - Distribuição temporal da taxa de evaporação (mm/dia) de reservatórios estimada por sensoriamento remoto usando o modelo Linacre (1977) e evaporação de referência

Satélite	Data	Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tanque Classe A (K <sub>p</sub> 0,7)	Tijuquinha	Evap. Piché Guarimiranga (K <sub>ep</sub> 1,17)	Marengo	Pedras Brancas	Evap. Piché Quixeramobim (K <sub>ep</sub> 1,17)
		R.E.P.										
Landsat 8	13/06/2018	5,8	5,3	5,4	5,3	5,3	5,3	SU	3,0	REDU	REDU	REDU
	14/09/2017	5,8	6,4	6,5	6,4	7,5	7,5	5,2	2,9	REDU	REDU	REDU
	13/08/2017	5,6	5,4	5,4	5,3	5,3	5,3	4,8	4,7	REDU	REDU	REDU
	26/08/2016	5,8	5,9	6,1	6,0	6,3	6,1	5,8	4,4	REDU	REDU	REDU
	25/07/2016	5,7	5,4	5,3	5,1	5,4	6,4	5,0	5,9	REDU	REDU	REDU
	08/08/2015	5,7	5,6	5,7	5,6	5,6	5,6	4,8	3,9	REDU	REDU	REDU
	20/07/2014	SU	5,5	5,6	5,5	5,4	5,4	4,2	2,3	REDU	REDU	REDU
	02/06/2014	5,7	4,7	4,8	4,8	4,7	4,7	SU	2,0	5,6	5,7	7,0
	01/07/2013	5,6	5,3	5,4	5,3	5,3	5,3	4,6	1,1	4,5	4,7	2,7
	07/04/2011	SU	5,7	6,1	6,4	6,7	5,0	SU	1,5	6,7	6,0	2,5
	05/09/2008	5,8	6,3	6,8	6,2	6,0	6,7	SU	2,9	8,4	9,0	17,6
	03/07/2008	5,7	4,9	4,7	4,9	4,7	3,8	4,3	2,1	5,9	5,4	1,2
	05/10/2007	6,0	5,8	5,6	5,6	5,7	5,7	6,0	5,3	SU	6,9	6,9
	15/06/2007	6,1	5,3	5,9	5,8	5,7	4,3	SU	2,0	7,4	7,5	7,4
30/05/2007	SU	5,4	5,2	4,9	5,4	4,9	5,0	2,0	SU	8,6	10,3	
14/07/2006	5,9	6,0	6,1	6,0	6,0	6,0	4,7	2,9	9,0	8,5	10,5	
11/05/2006	4,9	3,8	3,9	3,7	4,0	1,4	SU	1,2	SU	SU	5,6	
27/07/2005	4,9	5,1	5,2	4,9	5,2	6,3	SU	2,5	SU	5,2	7,0	
24/07/2004	5,8	5,6	5,6	5,6	5,6	5,0	4,7	3,3	6,3	5,8	5,4	
22/07/2003	5,9	5,6	5,7	5,7	5,6	3,8	SU	2,8	SU	7,8	7,8	
Landsat 5	17/08/2001	5,9	6,2	6,2	6,1	SU	6,4	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	14/08/2000	6,1	5,9	6,0	5,8	SU	4,6	CDU	2,6	CDU	CDU	6,0
	29/07/2000	SU	5,8	5,8	5,8	5,7	5,8	CDU	2,8	CDU	CDU	6,7
	11/07/1999	5,8	5,6	5,6	5,6	5,6	4,3	5,7	2,9	8,0	8,1	8,0
	22/06/1998	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,9	3,9	8,2	10,0	10,2
	21/07/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,8	3,4	SU	9,4	9,9
	19/06/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	6,1	4,7	8,4	8,7	8,7
	02/07/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,6	6,7	6,6	6,6
	16/06/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,8	SU	SU	5,4
	31/05/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	5,5	0,9	SU	4,8	0,6
	17/08/1995	6,0	6,1	6,2	6,1	6,2	5,0	5,8	3,3	REDU	REDU	REDU
	24/08/1992	5,9	5,8	5,9	5,7	SU	3,6	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	06/10/1990	6,0	5,6	5,8	5,8	SU	8,1	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	19/08/1990	6,2	6,3	6,5	6,5	SU	4,5	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
20/07/1985	4,0	2,8	2,9	2,8	SU	5,2	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	

Figura 14 - Box-plot dos valores dos *pixels* de evaporação de referência obtidos pelo modelo Linacre (1977)

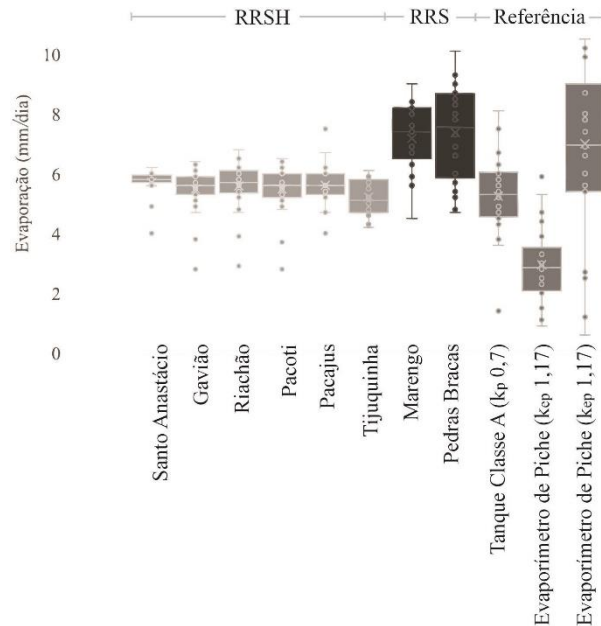


Tabela 8 - Distribuição temporal da taxa de evaporação (mm/dia) de reservatórios estimada por sensoriamento remoto usando o modelo Linacre (1993) e evaporação de referência

Satélite	Data	Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tanque Classe A (K <sub>p</sub> 0,7)	Tijuquinha	Evap. Piché Guarimiranga (K <sub>ep</sub> 1,17)	Marengo	Pedras Brancas	Evap. Piché Quixeramobim (K <sub>ep</sub> 1,17)
		R.E.P.										
Landsat 8	13/06/2018	7,7	7,6	7,6	7,4	7,6	5,3	SU	3,0	REDU	REDU	REDU
	14/09/2017	8,2	7,9	7,9	7,6	7,8	7,5	6,7	2,9	REDU	REDU	REDU
	13/08/2017	7,7	8,0	8,1	7,9	7,9	5,3	6,3	4,7	REDU	REDU	REDU
	26/08/2016	8,0	8,2	8,3	8,2	8,1	6,1	7,3	4,4	REDU	REDU	REDU
	25/07/2016	8,2	7,5	7,5	7,5	7,4	6,4	6,4	5,9	REDU	REDU	REDU
	08/08/2015	8,0	8,2	8,2	8,1	8,1	5,6	6,2	3,9	REDU	REDU	REDU
	20/07/2014	SU	7,9	7,9	7,8	7,8	5,4	6,2	2,3	REDU	REDU	REDU
	02/06/2014	7,6	7,3	6,9	7,2	7,3	4,7	SU	2,0	7,0	7,0	7,0
	01/07/2013	7,6	7,7	7,8	7,7	7,7	5,3	6,1	1,1	6,7	6,9	2,7
	07/04/2011	SU	7,7	7,7	7,5	7,7	5,0	SU	1,5	7,8	7,9	2,5
	05/09/2008	7,9	7,8	7,9	7,8	7,9	6,7	SU	2,9	9,7	10,2	17,6
	03/07/2008	7,1	7,5	7,5	7,7	7,4	3,8	6,3	2,1	7,6	7,5	1,2
	05/10/2007	8,0	7,4	7,9	7,4	7,7	5,7	7,1	5,3	SU	9,7	6,9
	15/06/2007	7,8	7,7	7,9	7,8	7,7	4,3	SU	2,0	8,2	8,8	7,4
	30/05/2007	SU	7,5	7,4	7,1	7,5	4,9	6,5	2,0	SU	8,0	10,3
	14/07/2006	7,4	7,9	7,9	7,9	7,9	6,0	6,5	2,9	9,5	9,5	10,5
	11/05/2006	6,6	6,8	6,7	6,7	6,9	1,4	SU	1,2	SU	SU	5,6
27/07/2005	7,1	7,3	7,3	7,3	7,4	6,3	SU	2,5	SU	7,0	7,0	
24/07/2004	7,8	7,9	7,9	7,9	7,9	5,0	6,5	3,3	8,4	8,3	5,4	
22/07/2003	7,5	7,9	8,0	8,0	7,9	3,8	SU	2,8	SU	8,6	7,8	
Landsat 5	17/08/2001	8,1	8,1	8,2	8,1	SU	6,4	CDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	14/08/2000	8,7	8,3	8,3	8,1	SU	4,6	CDU	2,6	CDU	CDU	6,0
	29/07/2000	SU	7,8	7,5	7,6	7,7	5,8	CDU	2,8	CDU	CDU	6,7
	11/07/1999	8,0	7,8	7,9	7,8	7,8	4,3	7,0	2,9	8,2	8,0	8,0
	22/06/1998	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	6,9	3,9	9,1	8,7	10,2
	21/07/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	6,9	3,4	SU	9,4	9,9
	19/06/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	7,2	4,7	8,7	8,6	8,7
	02/07/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,6	8,9	8,5	6,6
	16/06/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,8	SU	SU	5,4
	31/05/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	6,3	0,9	SU	6,7	0,6
	17/08/1995	8,6	8,4	8,4	8,4	8,4	5,0	7,0	3,3	REDU	REDU	REDU
	24/08/1992	8,3	8,2	8,2	8,1	SU	3,6	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	06/10/1990	8,1	8,1	8,2	8,1	SU	8,1	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU
19/08/1990	8,7	8,5	8,8	8,3	SU	4,5	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
20/07/1985	6,0	6,0	6,1	6,1	SU	5,2	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	

Figura 15 - Box-plot dos valores dos *pixels* de evaporação de referência obtidos pelo modelo Linacre (1993)

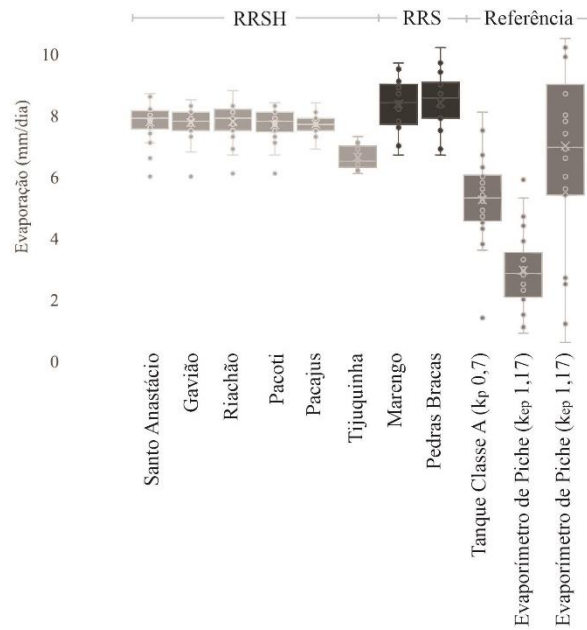
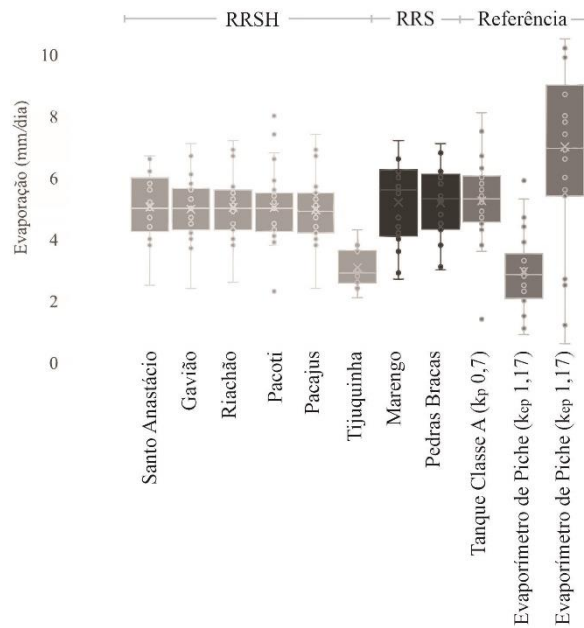


Tabela 9 - Distribuição temporal da taxa de evaporação (mm/dia) de reservatórios estimada por sensoriamento remoto usando o modelo AquaSEBS (ABDEL RADY *et al.*, 2016) e evaporação de referência

Satélite	Data	Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tanque Classe A (Kp, 0,7)	Tijuquinha	Evap, Piché Guaramiranga (Kep 1,17)	Marengo	Pedras Brancas	Evap, Piché Quixeramobim (Kep 1,17)
R.E.P.												
Landsat 8	13/06/2018	4,8	4,7	4,9	5,0	4,9	5,3	SU	3,0	REDU	REDU	REDU
	14/09/2017	6,3	6,1	7,2	7,4	7,4	7,5	2,9	2,9	REDU	REDU	REDU
	13/08/2017	4,5	4,6	4,6	4,6	4,5	5,3	2,5	4,7	REDU	REDU	REDU
	26/08/2016	6,2	5,1	5,6	5,1	5,5	6,1	3,6	4,4	REDU	REDU	REDU
	25/07/2016	6,6	6,1	5,6	5,6	5,8	6,4	2,8	5,9	REDU	REDU	REDU
	08/08/2015	4,7	4,5	4,6	4,6	4,5	5,6	2,4	3,9	REDU	REDU	REDU
	20/07/2014	SU	4,8	5,2	5	4,7	5,4	2,4	2,3	REDU	REDU	REDU
	02/06/2014	4,4	4,2	4,1	4,2	4,0	4,7	SU	2,0	2,9	3,0	7,0
	01/07/2013	5,0	5,1	5,1	5,1	5,2	5,3	2,1	1,1	2,7	3,8	2,7
	07/04/2011	SU	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	SU	1,5	4,0	4,5	2,5
Landsat 5	05/09/2008	6,2	6,7	6,7	6,6	6,7	6,7	SU	2,9	7,2	6,8	17,6
	03/07/2008	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	2,7	2,1	4,4	4,8	1,2
	05/10/2007	5,7	5,7	5,6	5,6	5,7	5,7	3,8	5,3	SU	7,1	6,9
	15/06/2007	4,5	4,3	4,4	4,4	4,3	4,3	SU	2,0	6,2	6	7,4
	30/05/2007	SU	4,5	4,3	4,2	4,4	4,9	2,7	2,0	SU	4,8	10,3
	14/07/2006	4,1	4,3	4,3	4,3	4,2	6,0	2,9	2,9	6,7	6,2	10,5
	11/05/2006	2,5	2,4	2,6	2,3	2,4	1,4	SU	1,2	SU	SU	5,6
	27/07/2005	5,1	5,0	5,2	5,0	5,2	6,3	SU	2,5	SU	3,9	7,0
	24/07/2004	3,9	4,0	3,8	3,9	4,0	5,0	3,0	3,3	5,5	5,9	5,4
	22/07/2003	4,0	4,2	4,1	4,1	4,2	3,8	SU	2,8	SU	6,1	7,8
	17/08/2001	5,6	5,8	5,7	5,9	SU	6,4	CDU	REDU	REDU	REDU	REDU
	14/08/2000	5,8	5,6	5,5	5,4	SU	4,6	CDU	2,6	CDU	CDU	6,0
	29/07/2000	SU	5,0	5,0	5,1	5,1	5,8	CDU	2,8	CDU	CDU	6,7
	11/07/1999	5,2	5,3	5,3	5,1	5,3	4,3	3,6	2,9	5,6	5,4	8,0
	22/06/1998	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	3,7	3,9	6,3	6,1	10,2
	21/07/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	3,6	3,4	SU	5,9	9,9
	19/06/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	4,3	4,7	6,0	5,8	8,7
	02/07/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,6	6,6	6,8	6,6
	16/06/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	2,8	SU	SU	5,4
	31/05/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	2,6	0,9	SU	3,1	0,6
17/08/1995	6,7	6,7	6,9	6,8	6,9	5,0	3,7	3,3	6,0	6,3	REDU	
24/08/1992	5,2	5,3	5,3	5,2	SU	3,6	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
06/10/1990	6,7	7,1	6,9	8,0	SU	8,1	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
19/08/1990	4,0	3,7	4,0	3,9	SU	4,5	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	
20/07/1985	4,5	4,6	4,5	4,5	SU	5,2	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	

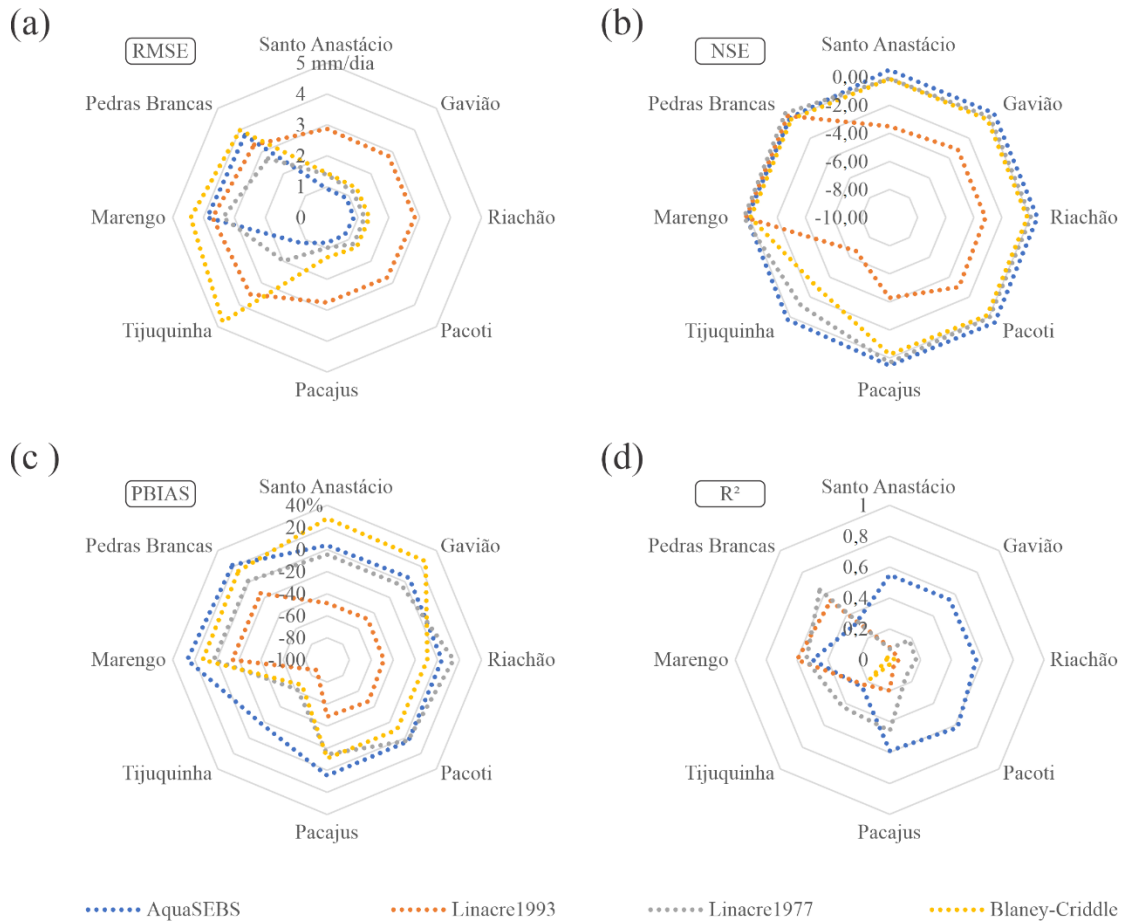
Figura 16 - Box-plot dos valores dos *pixels* de evaporação de referência obtidos pelo modelo AquaSEBS (ABDELRADY *et al.*, 2016)



O modelo Blaney-Criddle (1950), apesar de ser um dos mais simples, apresentou moderada acurácia (Figura 17), e o mesmo ainda foi capaz de discriminar as evaporações em relação aos climas em que os reservatórios estão localizados. O modelo Linacre (1977) apresentou boa acurácia em quase todos os reservatórios (Figura 17). Já o modelo Linacre (1993), mesmo sendo um dos mais complexos, apresentou insatisfatória acurácia (Figura 17), o mesmo ainda foi capaz de discriminar as evaporações em relação aos climas em que os reservatórios estão localizados. Entre todos os modelos, o AquaSEBS foi o que na média melhor representou os dados medidos (Figura 17), sendo também capaz de discriminar as taxas de evaporação em relação aos climas em que os reservatórios estão localizados.



Figura 17 - Desempenho dos modelos Blaney-Criddle (1950), Linacre (1977), Linacre (1993) e AquaSEBS (ABDELRAHY *et al.*, 2016) (a: RMSE; b: NSE; c: PBIAS; d: R<sup>2</sup>)



O desempenho estatístico de todos os modelos em análise em conjunto com os valores de evaporação de referência do melhor modelo (AquaSEBS), escolhidos por meio da análise de TSI, estão mais bem detalhados na Tabela 10 e na Figura 18, respectivamente. Os modelos de evaporação aplicados neste trabalho apresentaram, quando comparados aos dados medidos, respostas estatísticas variando entre muito insatisfatórias e satisfatórias. Quando observados os resultados do NSE gerados pelo modelo Blaney-Criddle, estes se apresentam insatisfatórios, haja vista que, independente do reservatório aplicado, todos os valores de NSE são negativos (Figura 18). No entanto, quando analisados com uso do PBIAS e RMSE, os resultados não se mostraram totalmente negativos. Com o uso do PBIAS foi constatado que o modelo Blaney-Criddle apresenta resultados satisfatórios para os reservatórios Riachão (-9,1%), Pacoti (-10,4%), Pacajus (-10,7%), Marengo (12,8%) e Pedras Brancas (13,7%), com baixa superestimativa. Verificaram-se também resultados insatisfatórios no Santo Anastácio (28,1%), Gavião (26,2%) (moderada subestimativa) e Tijuquinha (-67,6%) (subestimativa).

Por meio do índice RMSE os resultados se apresentaram mais precisos para os RRSH, erros menores que 1.5 mm/dia, com exceção do Tijuquinha, este em conjunto com os RRS não apresentaram a mesma acurácia, RMSE acima de 3,50 mm/dia (Figura 18). Com exceção ao Tijuquinha ( $R^2 = 0,18$ ), todos os reservatórios apresentaram coeficientes  $R^2$  inferiores a 0,04.

Majidi *et al.* (2015) aplicaram dezoito métodos para estimativa de evaporação no reservatório Doosti, Região Semiárida, Iran. O modelo Blaney-Criddle (1950) foi considerado pelos autores o sexto melhor, apresentando RMSE de 2,46 mm/dia e tendência de subestimativa. Esses resultados são similares aos observados nos reservatórios Marengo e Pedras Brancas, que estão localizados em clima semelhante ao do trabalho de Majidi *et al.* (2015). O modelo Blaney-Criddle (1950) também tendeu a subestimar os dados medidos, basta observar as porcentagens positivas do PBIAS (Figura 18).

El-Shazli *et al.* (2018) estimaram a evaporação através de dezesseis modelos no reservatório Aswan High, Sudeste do Egito, próximo ao Mar Vermelho. A precisão encontrada por El-Shazli *et al.* (2018) com uso do Blaney-Criddle, RMSE de 1,50 mm/dia, é semelhante à obtida pelos RRSH (com exceção do Tijuquinha), RMSE variando entre 1,30 – 1,44 mm/dia. Apesar dos RRSH e o reservatório Aswan High estarem localizados em climas diferentes, estes possuem algumas características em comum, proximidade moderada ao mar, velocidade do vento similar (4 m/s) e em ambas as regiões estes reservatórios são perenes, abastecidos anualmente com água de transposição.

Bozorgi *et al.* (2018) utilizaram doze modelos para estimar a evaporação do reservatório Karkheh (temperatura anual média de 15°C), Iran. O modelo Blaney-Criddle para este reservatório obteve uma RMSE de 3.64 mm/dia. A menor precisão verificada do modelo Blaney-Criddle nos reservatórios em análise foi no Tijuquinha, NSE -2,85, PBIAS -67,6%, RMSE 4,77 mm/dia. Essa baixa precisão está de acordo com os resultados de Bozorgi *et al.* (2018).

Apesar de o modelo Blaney-Criddle (1950) ser o mais simples entre os utilizados neste trabalho, o mesmo apresentou moderada precisão nos RRSH (exceção Tijuquinha) e RRS, não sendo adequado para regiões com baixas temperaturas. Isso pode ser explicado, pois a equação de Blaney-Criddle (1950) só utiliza a temperatura do ar. Nestas regiões de temperaturas mais amenas, outros parâmetros podem ter maior influência na evaporação local, efeito aerodinâmico, umidade relativa do ar e pressão de vapor sobre o sistema.

Considerando a complexidade dos modelos aplicados neste trabalho, o modelo Linacre (1977) é o segundo mais simples. Todavia, mesmo com tal simplicidade, esta equação

obteve desempenho de moderado a satisfatório, tendo apresentado bons coeficientes NSE em três reservatórios, Pacajus (0,33), Marengo (0,36) e Pedras Brancas (0,50) (Figura 18). Os outros reservatórios não obtiveram o mesmo desempenho, apresentando NSE inferior a 0,15 (Figura 18). No entanto, de acordo com o coeficiente PBIAS, pôde-se verificar que o modelo de Linacre (1977) obteve pequena superestimação nos reservatórios Santo Anastácio (-4,6%), Gavião (-4,6%) e Pacajus (-14,4%) e com baixas subestimações no Açude Pedras Brancas (1,2%), Marengo (2,8%), Pacoti (3,5%) e Riachão (14,7%) (Figura 18), apresentando grande superestimação no Tijuquinha (-61,9%). Aplicando a RMSE o modelo Linacre (1977) apresentou erros inferiores a 2 mm/dia em todos os reservatórios, com exceção dos RRS (2,69 mm/dia ~ 3,37 mm/dia). Com o uso do coeficiente  $R^2$ , o modelo de Linacre (1977), quando comparado aos dados de evaporação de referência (Tanque Classe A e Evaporímetro de Piché), os reservatórios Santo Anastácio, Gavião, Riachão e Pacajus se apresentaram com coeficiente abaixo de 0.20, o restante se mostrou com precisão moderada.

Vieira *et al.* (2016) afirmam que o modelo de Linacre (1977) tende a subestimar a evaporação de referência e que apresenta desvantagem durante estimativa da evaporação, pois esta equação não considera fatores como o saldo de radiação, termos aerodinâmicos e umidade do ar, aumentando a imprecisão. O modelo de Linacre (1977) subestimou a taxa de evaporação nos açudes Pedras Brancas, Marengo, Pacoti e Riachão; e superestimou nos demais açudes. Althoff *et al.* (2019) usou quatorze equações para estimar a evaporação de pequenos reservatórios no Bioma Cerrado, Brasil. Segundo Althoff *et al.* (2019) a equação de Linacre (1977) foi considerada terceira mais precisa, com RMSE de 1,06 mm/dia. Essa semelhança de acurácia em ambos os estudos pode ser explicada pelo clima Sub-úmido, presente em todos os Reservatórios da Região Sub-úmida.

Benzaghta *et al.* (2012) aplicaram três modelos de evaporação no reservatório Algardabiya (clima semiárido), Sirte, Líbia. Benzaghta *et al.* (2012) observaram que o modelo de Linacre (1977) foi o mais preciso na estimativa de evaporação local, com RMSE de 0,73 mm/dia.

Apesar de a equação de Linacre (1993) ser uma das mais robustas aqui usadas, a mesma apresentou baixa precisão em seis dos oito reservatórios em análise. Os Reservatórios da Região Semiárida (RRS) foram os únicos que apresentaram coeficientes de NSE acima de zero, 0,23 e 0,24, respectivamente. Todos os outros reservatórios apresentaram NSE negativo com o uso da equação de Linacre (1993) (Figura 18). O baixo desempenho também se repete quando se foca no coeficiente PBIAS, mostrando que este modelo superestimou de maneira

não satisfatória todas as evaporações de referência, exceto nos reservatórios do RRS (-14,8% ~ -14,0%) (Figura 18). Em referência a RMSE, o modelo Linacre (1993) apresentou erros superiores a 2.5 mm/dia. Com o coeficiente de determinação os reservatórios do RRS (R<sup>2</sup> = 0.05 ~ 0.23) exibiram baixas correlações, já os RRS (R<sup>2</sup> = 0.54 ~ 0.60) apresentaram moderada precisão.

Pereira *et al.* (2009), por meio de três modelos, estimaram a evaporação do reservatório Sobradinho (clima semiárido), Nordeste do Brasil. Os autores concluíram que a equação de Linacre (1993) superestimou a evaporação do reservatório. Vieira *et al.* (2016), com uso de quatro modelos, estimaram a evaporação dos reservatórios Sobradinho e Três Marias (Sudoeste do Brasil). O modelo de Linacre (1993) também superestimou a evaporação em ambos os reservatórios em 19% e 9%, respectivamente. Essas respostas são similares às verificadas em todos os reservatórios deste estudo, quando aplicado o modelo de Linacre (1993). Leitão *et al.* (2007) avaliaram o desempenho de seis métodos de evaporação em dois reservatórios do estado da Paraíba, em clima semiárido. O modelo de Linacre (1993) obteve os maiores erros relativos: -16,9% para o Açude Boqueirão e -18,2% para o Açude Patos.

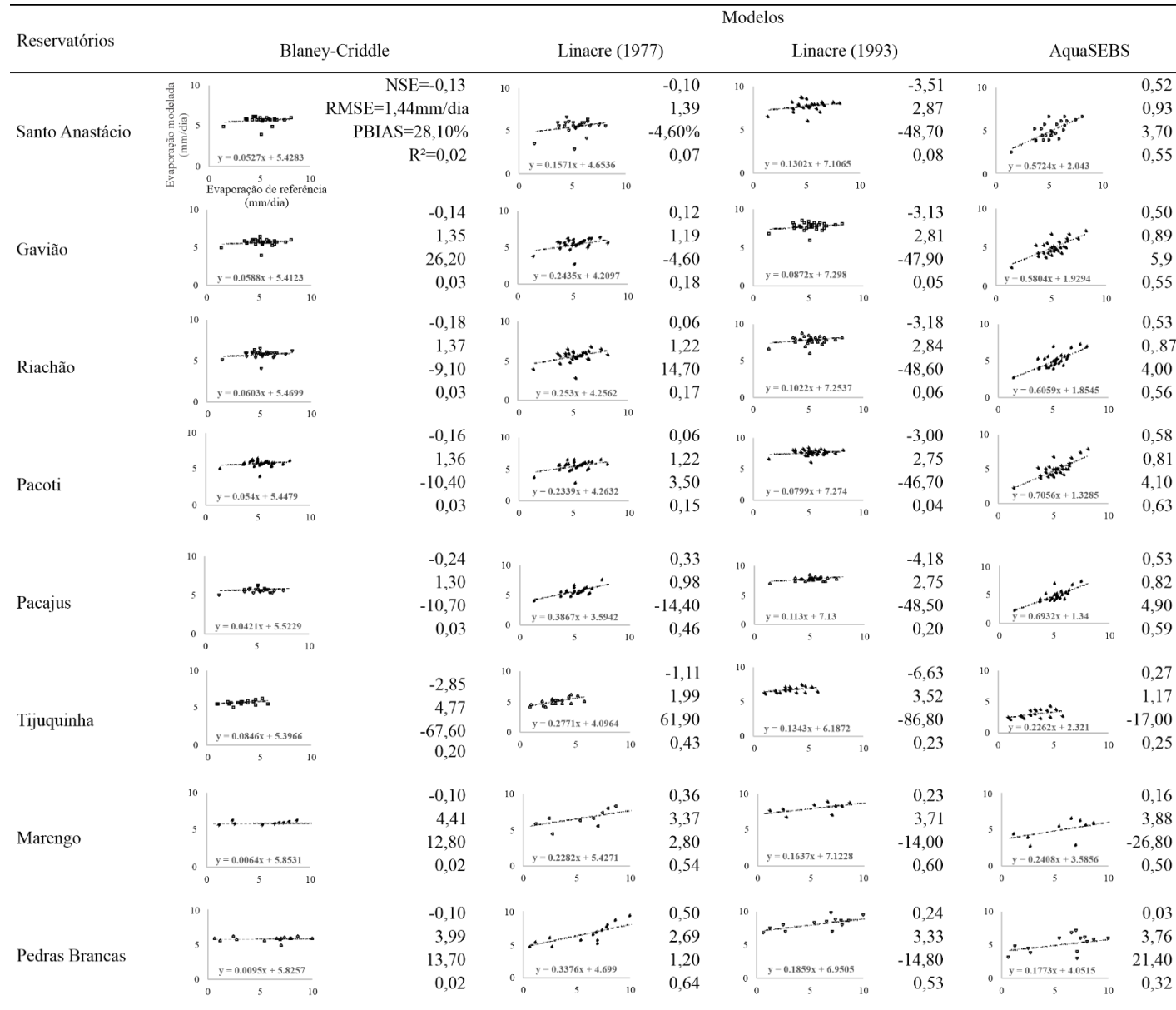
Figura 18 - Avaliação estatística do desempenho dos modelos (NSE, RMSE, PBIAS e R<sup>2</sup>)

Tabela 10 - Taxa de evaporação (mm/dia) modelada (AquaSEBS); valores mínimos (mín) e máximos (máx); e dados de referência

Satélite	Data	RRSH						RRS	Dados de evaporação de referência			
		Santo Anastácio	Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tijuquinha	Marengo	Pedras Brancas	T. Classe A Fortaleza (K <sub>p</sub> 0.7)	Evap. Piché Guarimiranga (Kep 1.17)	Evap. Piché Quixeramobim (Kep 1.17)
mín. - R.E.P. - máx.												
LandSat 8	13/06/2018	4.5 - 4.8 - 4.9	4.4-4.7-4.8	4.5-4.9-5.0	4.1-5.0-5.1	3.8-4.9-5.2	SU	REDU	REDU	5.3	3.0	REDU
	14/09/2017	5.5 - 6.3 - 6.4	4.5-6.1-6.7	4.1-7.2-7.5	3.3-7.4-8.1	3.2-7.4-8.3	2.4-2.9-3.1	REDU	REDU	7.5	2.9	REDU
	13/08/2017	4.0 - 4.5 - 4.6	4.1-4.6-4.7	4.2-4.6-4.8	3.8-4.6-5.0	3.4-4.5-5.0	2.3-2.5-2.6	REDU	REDU	5.3	4.7	REDU
	26/08/2016	5.9 - 6.2 - 6.5	4.4-5.1-5.5	4.3-5.6-5.8	3.7-5.1-5.9	3.7-5.5-6.0	3.3-3.6-3.7	REDU	REDU	6.1	4.4	REDU
	25/07/2016	6.5 - 6.6 - 7.6	5.1-6.1-6.4	5.2-5.6-6.4	4.9-5.6-6.7	4.7-5.8-6.5	2.6-2.8-2.9	REDU	REDU	6.4	5.9	REDU
	08/08/2015	4.3 - 4.7 - 4.8	4.2-4.5-4.8	4.3-4.6-4.9	3.7-4.6-5.0	3.7-4.5-5.1	2.2-2.4-2.5	REDU	REDU	5.6	3.9	REDU
	20/07/2014	SU	4.4-4.8-5.1	4.6-5.2-5.5	4.0-5.0-5.7	3.9-4.7-5.3	2.3-2.4-2.8	REDU	REDU	5.4	2.3	REDU
	02/06/2014	4.1 - 4.4 - 4.5	3.6-4.2-4.3	3.0-4.1-4.3	3.4-4.2-4.4	3.2-4.0-4.3	SU	2.5-2.9-3.0	1.9-3.1-3.3	4.7	2.0	7.0
	01/07/2013	4.2 - 5.0 - 5.1	4.1-5.1-5.2	4.4-5.1-5.4	3.3-5.1-5.2	3.9-5.2-5.3	2.0-2.1-2.5	2.0-2.7-3.7	2.1-2.7-4.2	5.3	1.1	2.7
	07/04/2011	SU	4.1-5.0-5.8	4.3-5.0-5.8	3.8-5.0-6.1	3.6-5.0-6.1	SU	4.0-4.1-4.6	3.2-3.3-4.9	5.0	1.5	2.5
	05/09/2008	5.5 - 6.2 - 6.3	5.0-6.7-7.4	5.2-6.7-7.8	4.7-6.6-7.6	4.8-6.7-7.6	SU	5.1-7.3-7.6	5.6-8.2-8.5	6.7	2.9	17.6
	03/07/2008	3.7 - 3.8 - 4.0	3.1-3.8-4.1	3.2-3.8-4.0	3.2-3.8-4.1	2.9-3.8-4.0	2.6-2.7-2.9	4.3-4.4-4.8	4.0-4.1-5.2	3.8	2.1	1.2
	05/10/2007	5.5 - 5.7 - 6.6	3.5-5.7-7.3	5.3-5.6-7.3	3.6-5.6-7.5	3.7-5.7-7.2	3.3-3.8-3.9	SU	5.6-6.9-9.9	5.7	5.3	6.9
	15/06/2007	4.4 - 4.5 - 4.9	3.9-4.3-4.9	4.3-4.4-5.0	4.3-4.4-5.0	4.1-4.3-5.1	SU	4.7-6.3-6.5	5.0-6.5-6.7	4.3	2.0	7.4
	30/05/2007	SU	3.5-4.5-4.6	3.5-4.3-4.4	3.0-4.2-4.4	2.6-4.4-4.6	2.6-2.7-3.2	SU	3.3-5.2-5.4	4.9	2.0	10.3
	14/07/2006	3.9 - 4.1 - 4.3	3.9-4.3-4.9	4.0-4.3-4.4	3.9-4.3-4.5	3.8-4.2-4.4	2.8-2.9-3.3	6.0-7.0-7.2	5.9-6.9-7.1	6.0	2.9	10.5
11/05/2006	2.4 - 2.5 - 3.2	2.3-2.4-3.7	2.5-2.6-3.8	2.2-2.3-3.7	2.0-2.4-3.8	SU	SU	SU	1.4	1.2	5.6	
27/07/2005	4.6 - 5.1 - 5.2	3.6-5.0-5.1	3.8-5.2-5.3	3.5-5.0-5.2	3.3-5.2-5.3	SU	SU	2.4-4.2-4.4	6.3	2.5	7.0	
24/07/2004	3.6 - 3.9 - 4.0	3.5-4.0-4.1	3.5-3.8-4.0	3.1-3.9-4.1	3.4-4.0-4.3	2.8-3.0-3.1	5.4-5.5-5.9	5.0-5.4-6.4	5.0	3.3	5.4	
22/07/2003	3.9 - 4.0 - 4.5	4.0-4.2-4.8	4.0-4.1-4.5	3.9-4.1-4.7	3.9-4.2-4.9	SU	SU	5.2-6.7-6.9	3.8	2.8	7.8	
LandSat 5	17/08/2001	5.4 - 5.6 - 5.8	5.4-5.8-6.1	5.4-5.7-6.5	5.4-5.9-6.5	SU	REDU	REDU	REDU	6.4	REDU	REDU
	14/08/2000	5.7 - 5.8 - 6.1	5.4-5.6-6.1	5.4-5.5-6.2	5.3-5.4-6.4	SU	CDU	CDU	CDU	4.6	2.6	6.0
	29/07/2000	SU	3.9-5.0-5.1	4.1-5.0-5.1	3.9-5.1-5.3	4.1-5.1-5.4	CDU	CDU	CDU	5.8	2.8	6.7
	11/07/1999	5.1 - 5.2 - 5.4	5.2-5.3-5.8	5.2-5.3-6.2	5.0-5.1-6.1	5.2-5.3-6.1	3.5-3.6-3.9	5.1-5.6-5.8	5.1-6.0-6.2	4.3	2.9	8.0
	22/06/1998	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	3.2-3.7-3.8	5.7-6.4-6.6	5.8-6.8-7.0	REDU	3.9	10.2
	21/07/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	3.5-3.6-4.0	SU	5.5-6.6-6.8	REDU	3.4	9.9
	19/06/1997	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	4.1-4.3-4.4	5.6-6.0-6.2	5.5-6.4-6.6	REDU	4.7	8.7
	02/07/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	6.1-6.6-6.8	5.8-6.6-7.3	REDU	2.6	6.6
	16/06/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	SU	SU	SU	REDU	2.8	5.4
	31/05/1996	REDU	REDU	REDU	REDU	REDU	2.5-2.6-3.0	SU	2.5-2.6-3.3	REDU	0.9	0.6
	17/08/1995	6.7 - 6.8 - 6.9	6.6-6.7-7.8	6.8-6.9-7.7	6.7-6.8-8.0	6.7-6.9-8.3	3.6-3.7-4.0	REDU	REDU	5.0	3.3	REDU
	24/08/1992	5.1 - 5.2 - 5.9	5.2-5.3-6.2	5.1-5.3-6.4	5.0-5.2-6.8	SU	REDU	REDU	REDU	3.6	REDU	REDU
	06/10/1990	5.9 - 6.7 - 6.8	5.9-7.1-7.6	5.9-6.9-7.6	5.4-8.0-8.9	SU	REDU	REDU	REDU	8.1	REDU	REDU
	19/08/1990	3.2 - 4.0 - 4.2	2.0-3.7-4.1	2.5-4.0-4.6	2.1-3.9-5.0	SU	REDU	REDU	REDU	4.5	REDU	REDU
20/07/1985	4.0 - 4.5 - 4.6	3.9-4.6-4.8	4.0-4.5-4.7	3.9-4.5-4.7	SU	REDU	REDU	REDU	5.2	REDU	REDU	

Não se pode generalizar que a equação de Linacre (1993) não tenha êxito em nenhum local. Althoff *et al.* (2019) verificaram que a equação de Linacre (1993) foi a segunda melhor na estimativa de evaporação no Bioma Cerrado brasileiro, apresentando NSE de 0,54, RMSE de 0,71 mm/dia e um  $R^2$  de 0,66, com superestimacões aceitáveis da evaporação de referência. Cabrera *et al.* (2016) estimou a evaporação, por meio de seis metodologias, no Sudoeste do Brasil, sendo a equação de Linacre (1993) considerada a melhor, com NSE de 0,76, RMSE de 0,44 mm/dia e  $R^2$  de 0,83.

O método de Linacre (1993) tende a superestimar os dados de evaporação local (ALTHOFF *et al.*, 2019; LEITÃO *et al.*, 2007; VIEIRA *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2009), fato este também observado quando o modelo foi aplicado no presente estudo. O modelo de Linacre (1993) apresentou melhor acurácia nos Reservatórios da Região Semiárida (RRS), manifestando adequação deste modelo para este ambiente. Ressalta-se que, mesmo a equação de Linacre (1993) ser uma das mais robustas modelos, a mesma não apresentou resultados satisfatórios em todas as regiões de análise.

O modelo AquaSEBS (ABDEL RADY *et al.*, 2016) é a metodologia mais complexa utilizada nesta pesquisa para estimativa de evaporação, demonstrando também, na média, ser o modelo mais preciso. Este foi o único modelo que apresentou coeficientes de NSE positivos para todos os reservatórios em análise, sendo satisfatórios ( $NSE > 0,50$ ) nos açudes da Região Sub-úmida, com exceção do Tijuquina, cujo NSE foi moderado (0,27). Contudo, o modelo AquaSEBS foi o que apresentou melhor desempenho (NSE) entre os modelos para o reservatório Tijuquina. Os piores resultados com o coeficiente NSE foram nos RRS, para os quais o valor foi sempre inferior a 0,20. Através do PBIAS pôde ser observado que o modelo AquaSEBS tendeu a subestimar as evaporações em todos os reservatórios, com PBIAS entre 3,0% e 27,0%, com exceção do Tijuquina (-17,0%). Houve aceitável desempenho do modelo para todos os reservatórios. A RMSE do AquaSEBS (ABDEL RADY *et al.*, 2016) também apresentou pequenos erros, principalmente nos Reservatórios da Região Sub-úmida, com erros abaixo de 1,2 mm/dia (Figura 18). Os maiores erros foram verificados nos RRS (3,76 mm/dia a 3,88 mm/dia). Com exceção do Tijuquina ( $R^2 = 0,25$ ) e Pedras Brancas ( $R^2 = 0,32$ ), todos os reservatórios mostraram  $R^2$  maior ou igual a 0,50.

Abdelrady *et al.* (2016) criaram o modelo AquaSEBS, este foi aplicado no reservatório Victoria (Clima Tropical), África. Neste reservatório, o modelo estimou satisfatoriamente dados medidos, com RMSE de 1,50 mm/dia. Losgedaragh & Rahimzadegan

(2018) utilizaram o modelo AquaSEBS para estimar evaporação no reservatório Amir Kabir (clima semiárido do Iran). Os autores observaram RMSE de 0,62 mm/dia e  $R^2$  de 0,93. Os baixos erros observados por Abdelrady *et al.* (2016) e Losgedaragh & Rahimzadegan (2018) com uso do modelo AquaSEBS se apresentaram similares aos encontrados nos RRS. No entanto, o modelo não obteve resultados tão precisos nos RRS, tendendo a subestimar a evaporação dos mesmos. Desta forma, na média, o modelo que melhor estimou a taxa de evaporação em todos os reservatórios foi o AquaSEBS. Na ausência de dados meteorológicos para aplicação do modelo AquaSEBS, o modelo Linacre (1977) poderia ser utilizado, sendo o segundo mais preciso.

#### **4.2 Análise espacial da evaporação na superfície dos reservatórios e a influência da mata ripária**

De acordo com o mapa de TSI gerado pelo modelo de melhor desempenho, AquaSEBS (Figura 12), observa-se de modo geral que os reservatórios apresentam maior variabilidade espacial da evaporação no primeiro semestre. Isso pode ser explicado pela maior instabilidade espaço temporal da precipitação, típica da região, havendo dias muito chuvosos ou nublados e outros sem nenhuma precipitação ou nuvem. No segundo semestre, pode-se observar que o TSI (Figura 12) torna-se mais estável em grande parte da superfície dos reservatórios. Isto pode ser justificado em razão da baixa oscilação climática nesta época do ano, sobretudo, pela ausência da chuva, favorecendo a homogeneidade na evaporação superficial dos reservatórios, concebendo grande parte dos pixels das imagens de satélite como referência.

As áreas dos reservatórios que apresentaram maiores TSI foram suas margens, sendo zonas inadequadas para escolha do pixel de evaporação de referência. A temperatura, para um dado fluxo de calor, diminui e aumenta mais rapidamente nas áreas próximas à margem e de menor profundidade (WELLS & SHERMAN, 2001). Esse rápido fluxo de calor nas regiões mais rasas do reservatório pode explicar o porquê das margens apresentarem alta variabilidade da evaporação.

Os reservatórios de menor área hidráulica (Santo Anastácio, Tijuquinha e Marengo) foram os que apresentaram a maior quantidade de zonas com maior variabilidade da evaporação na superfície. Isso pode ser justificada pela baixa profundidade dos mesmos (FRIEDRICH *et al.*, 2018; WELLS & SHERMAN, 2001).



Reservatórios mais profundos possuem alta capacidade térmica, necessitando de mais energia para que ocorra a evaporação. Quanto mais côncavo e profundo o lago, maior a capacidade de armazenamento de energia quando comparado aos mais convexos e mais rasos (CAMPOS *et al.*, 2016). Reservatórios de menor profundidade possuem alta capacidade de mudança de temperatura, facilitando o rápido ganho e perda de calor, favorecendo a maior variabilidade da evaporação (LOSGEDARAGH & RAHIMZADEGAN, 2018).

De fato, as profundidades dos reservatórios não são homogêneas, aumentando à medida que se entra ao centro dos lagos. Esse aumento na profundidade dos mesmos promove uma maior capacidade térmica do sistema, resultando em uma dinâmica da evaporação na superfície dos reservatórios (LOSGEDARAGH & RAHIMZADEGAN, 2018).

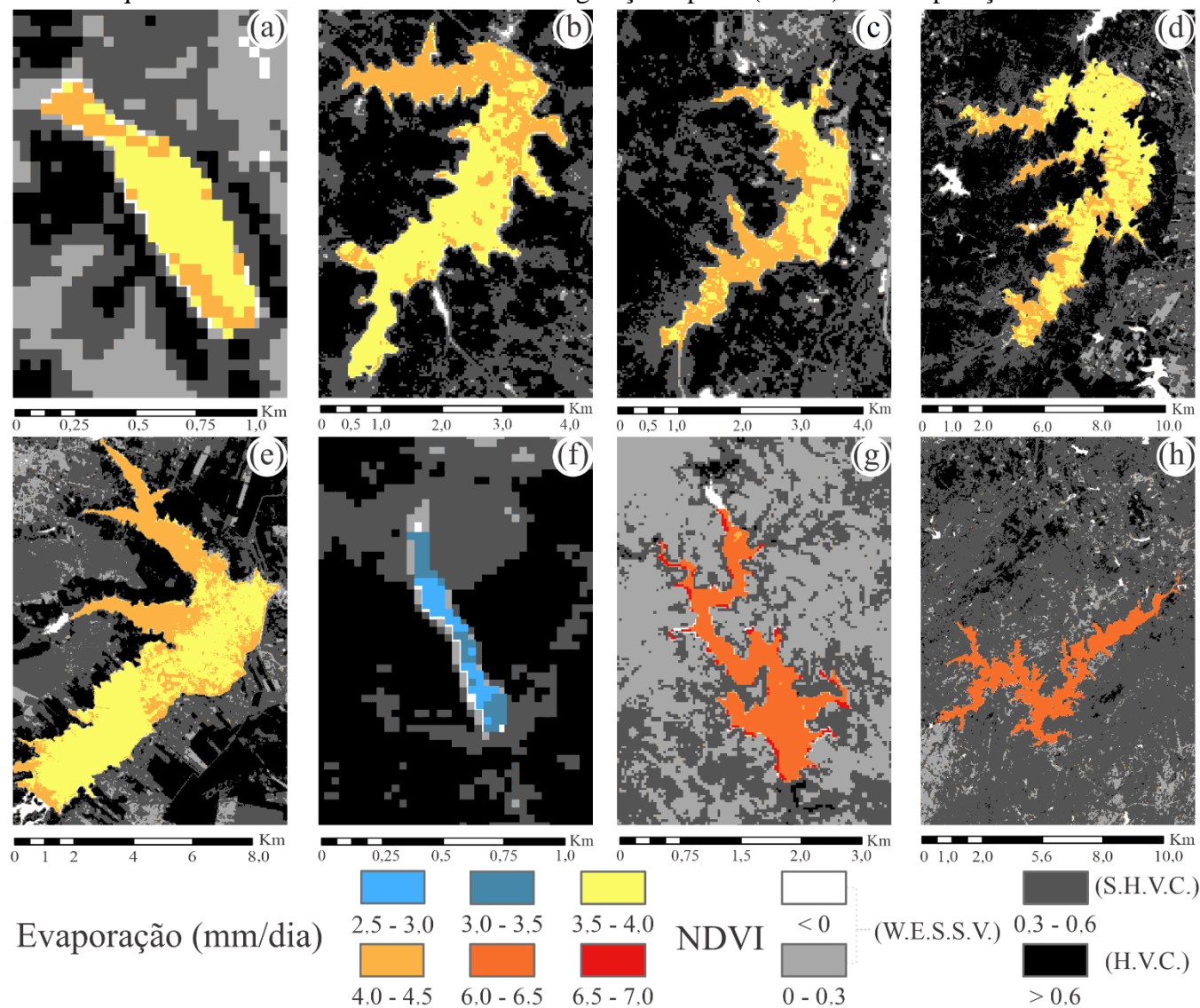
A variação da profundidade nos reservatórios também ocasiona uma estratificação térmica (variação da temperatura interna do corpo hídrico, gradiente termal) nas colunas de água do lago (LIMA NETO, 2019). Essa estratificação é maior nos reservatórios mais côncavos e profundos (podem possuir um gradiente de temperatura acentuado chamado termoclina) quando comparado aos mais convexos e mais rasos (KRAEMER *et al.*, 2015). A estratificação termal do reservatório pode afetar negativamente a qualidade da água, haja vista que a camada de água localizada no fundo do lago (hipolímnio) é pouco oxigenada tornando-se isoladas das camadas superiores de água oxigenada (epilímnio). A estratificação pode ocasionar sérios problemas da qualidade de água como eutrofização e crescimento acelerado de cianobactérias tóxicas, principalmente em áreas semiáridas (DANTAS *et al.*, 2011; PACHECO & LIMA NETO 2017). Além disso, a disponibilidade de água nessas áreas também é significativamente reduzida, havendo um aumentando de até 50% da evaporação em reservatórios com termoclina (CAMPOS *et al.*, 2016).

Provavelmente, um dos maiores benefícios da aplicação dos modelos de evaporação com uso do sensoriamento remoto seja a análise espacial da dinâmica da evaporação nos reservatórios. A Figura 19 mostra que a evaporação dos reservatórios não é homogênea, sendo os maiores valores de evaporação localizados nas margens sem vegetação e na barragem. Essa diferença é consequência das baixas profundidades nessas regiões, recebendo uma quantidade extra de energia advinda do calor do solo, sendo diretamente influenciadas pelo mesmo (BRANNEN *et al.*, 2015; HU *et al.*, 2018). Analisando a dinâmica espacial da evaporação nos reservatórios em estudo, observou-se nos oito reservatórios que a região da barragem foi o local que apresentou uma das maiores taxas de evaporação. Isso pode ser explicado pelo contato das rochas / solo exposto da barragem com a água,

transferindo a energia térmica desses materiais para a mesma, aumentando a temperatura da região da barragem, aumentando as taxas de evaporação nessa área específica.

Conhecendo as variabilidade de evaporação na superfície dos reservatórios com uso do sensoriamento remoto, áreas específicas com alta evaporação podem ser utilizadas para instalação dos painéis fotovoltaicos flutuantes, tendo como objetivo redução das maiores taxas de evaporação do reservatório (CHOI, 2014), maior disponibilidade hídrica (SAHU *et al.*, 2016) e ainda geração de energia (RODRIGUES *et al.*, 2020). Esta redução do volume evaporado vem a ser consequência do sombreamento que os painéis exercem sobre o corpo hídrico (reduzindo as taxas de radiação naquela área específica) e amortização do efeito aerodinâmico sobre a superfície dos reservatórios (CHOI, 2014; SAHU *et al.*, 2016). Comparando painéis fotovoltaicos flutuantes aos convencionais, montados no solo, os instalados sobre a água possuem um melhor rendimento na produção de energia variando entre 9,5 a 14,5% (DO SACRAMENTO *et al.*, 2015).

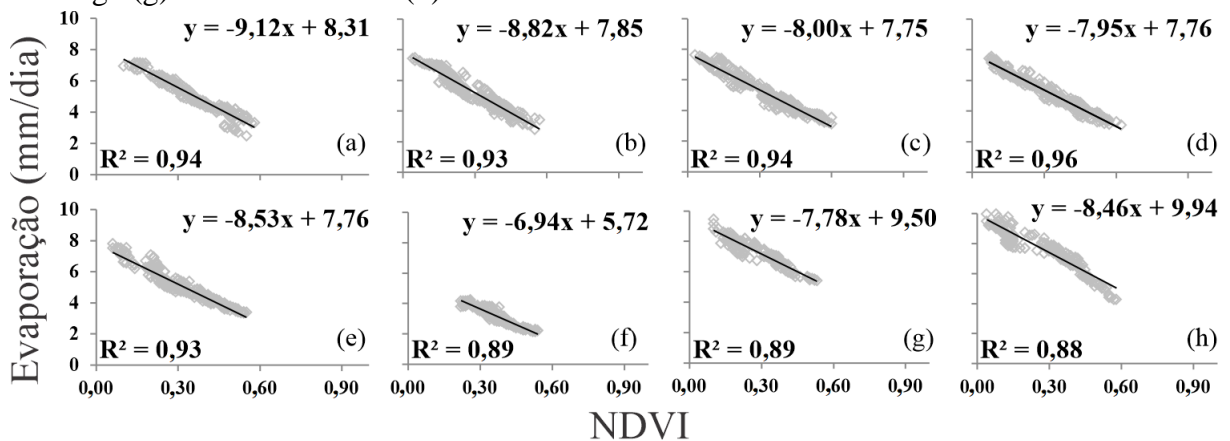
Figura 19 - Evaporação especializada dos reservatórios (a) Santo Anastácio, (b) Gavião, (c) Riachão, (d) Pacoti, (e) Pacajus, (f) Tijuquinha, (g) Marengo, (h) Pedras Brancas com uso do modelo AquaSEBS. Observe-se a influência da vegetação ripária (NDVI) nas evaporações no dia 14/07/2006.



W.E.S.S.V. - Água, solo exposto ou vegetação muito esparsa; S.H.V.C. - Vegetação esparsa ou alta densidade; H.V.C. - Vegetação de alta densidade.

Apesar de algumas regiões nas margens dos reservatórios demonstrarem altas taxas de evaporação, tal padrão não se repete em todo corpo hídrico (Figura 19). Em alguns locais, próximos às margens, observam-se evaporações menores quando comparadas com outras zonas no centro dos reservatórios. A causa dessas regiões apresentarem baixas evaporações pode estar relacionada à presença e densidade da vegetação ripária nas mesmas, reduzindo o efeito aerodinâmico e termal (causando resfriamento local da água e do solo, ambos na margem do reservatório) sobre a evaporação local. A partir da Figura 20, pode-se observar que, quanto maior o NDVI (por consequência, mais densa a vegetação ripária), menor a evaporação local.

Figura 20 - Interdependência entre evaporação modelada (AquaSEBS) e vegetação ripária (NDVI): Santo Anastácio (a), Gavião (b), Riachão (c), Pacoti (d), Pacajus (e), Tijuquinha (f), Marengo (g) e Pedras Brancas (h)

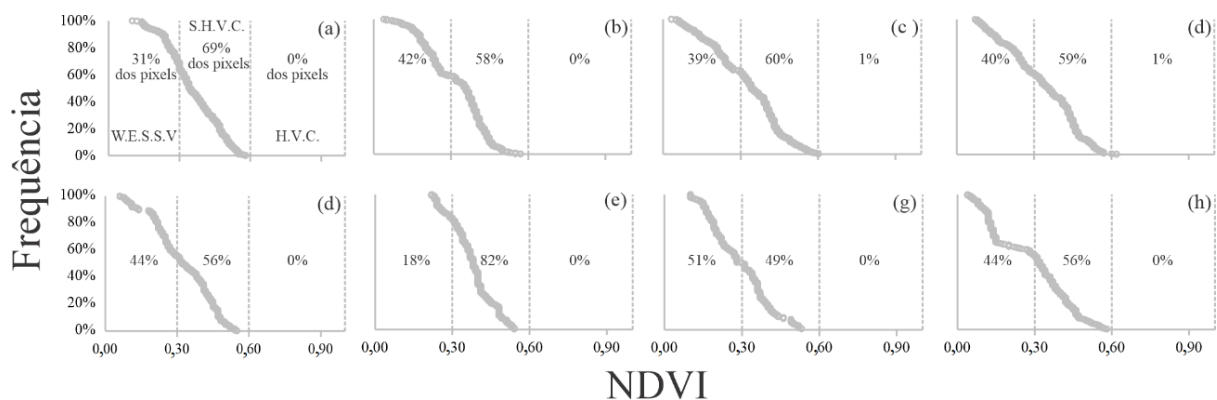


A relação monotonicamente decrescente entre a taxa de evaporação e a densidade da mata ripária é evidenciada na Figura 20, na qual são apresentadas as correlações entre o pixel de evaporação e o NDVI do pixel mais próximo. Ao todo foram avaliados 3870 pixels, 1935 de evaporação e a outra metade de NDVI. As correlações entre evaporação e vegetação ripária se apresentaram muito altas, todas com coeficiente  $R^2$  acima de 0,85. Quanto mais densa a vegetação ripária, menor a evaporação na margem do reservatório. Essa vegetação diminui a velocidade do vento, assim como a incidência direta da radiação solar na borda dos reservatórios.

Os reservatórios de regiões sub-úmida (RRSH), com exceção Tijuquinha, foram os que obtiveram as maiores correlações, todas com coeficiente  $R^2$  igual ou superior a 0,93. Isso pode ser consequência da baixa variação do nível dos mesmos promovida pelo abastecimento e manutenção do nível de água por canais de transposição de água do “Eixão das águas”. Os reservatórios Santo Anastácio e Tijuquinha não recebem água desta

transposição. O primeiro mantém a cota elevada por meio de drenagem urbana e o segundo por ser pequeno, todos os anos tende a ficar cheio com as precipitações, formando uma vegetação ripária perene, mantendo uma distância da margem para essa flora quase que constante o ano inteiro. Essa disponibilidade de água provoca moderada densidade da vegetação ripária local, em média 60% dos pixels de NDVI do RRSH (exceção Tijuquinha) possuem valor acima de 0.30 (Figura 21).

Figura 21 - Curvas de frequência da vegetação ripária (NDVI) dos reservatórios Santo Anastácio (a), Gavião (b), Riachão (c), Pacoti (d), Pacajus (e), Tijuquinha (f), Marengo (g) e Pedras Brancas (h)



Apesar de o Tijuquinha não manter a cota constante durante o ano, mais de 80% dos pixels analisados de NDVI se mostraram com valores acima de 0,30 (Figura 21). Essa alta densidade de vegetação é consequência do clima local, com temperaturas mais amenas, menor velocidade do vento e chuvas uniforme. Mesmo os RRS apresentando semelhante correlação entre vegetação ripária e evaporação da margem ( $R^2 = 0,88 \sim 0,89$ ), os mesmos foram os que exibiram a menor densidade da vegetação ripária, estes apresentaram em média 52% dos pixels de NDVI com valores acima de 0.30, mostrando que as margens destes reservatórios apresentam quase metade dessa região como solo exposto e vegetação muito esparsa. Essa menor densidade de vegetação nos RRS pode também ser explicada pela dinâmica hidrológica da região. À medida que o reservatório seca no segundo semestre e a área inundada / hidráulica recua, o que se vê ao lado na água é o leito do próprio reservatório, que não possui vegetação porque fica inundado com certa frequência. Essa pode ser uma explicação para as baixas densidades de vegetação ripária nos RRS.

O impacto da vegetação ripária na redução da evaporação se apresentou bem considerável. A razão entre a média dos pixels de evaporação estabelecidos em regiões com  $NDVI > 0,29$  ( $E_{m,ndvi > 0,29}$ ) e a média dos pixels de evaporação localizados em áreas com

NDVI < 0,3 ( $E_{m,ndvi<0,30}$ ) mostraram o impacto da redução da evaporação local pela vegetação ripária (NDVI). Observou-se nos Reservatórios da Região Sub-úmida (RRSH) as maiores reduções da evaporação causados pela mata ripária, Santo Anastácio – 28.3%, Gavião – 29.4%, Riachão – 30.7%, Pacoti – 30.7%, Pacajus – 29.8% e Tijuquinha – 26%. Os reservatórios da Região Semiárida (RRS) apresentaram reduções pouco menores, Marengo – 18.4%, Pedras Brancas – 23.9%. Esse menor impacto da vegetação ripária sobre as reduções da evaporação nos RRS pode ser explicado pela baixa densidade desta vegetação (por consequência, menores valores de NDVI). O inverso ocorre com os RRSH, estes lagos foram os que apresentaram as maiores densidades de vegetação (maiores valores de NDVI). Deste modo, fazendo com que a vegetação ao redor dos RRSH possa atuar de maneira mais efetiva, reduzindo ainda mais as evaporações locais. Essas maiores e menores concentração de valores de NDVI na RRSH e RRS podem ser melhor observados na Figura 21.

A alta interrelação entre vegetação riparia (NDVI) com a evaporação é um resultado significativo deste trabalho. Guenther *et al.* (2012) no Rio Griffith Creek, Vancouver, Canadá, observaram que com a vegetação ripária preservada as velocidades dos ventos e as temperaturas locais foram menores (em média menor velocidade do vento e temperatura de 0.45 m/s e 2°C, respectivamente) assim como maior pressão de vapor acima das margens do reservatório (cerca de 0,30 kPa maior), resultando em reduções nas taxas de evaporação diária, em torno de 0,72 mm/dia. Koh *et al.* (2010) verificaram que a vegetação Bibosoop (altura média de 20m) influencia na velocidade do vento (reduzida em 30%), umidade do ar (aumento 5%) e evaporação (diminuiu cerca de 7%) de um Tanque Classe A quando comparado a outro Tanque Classe A sem qualquer tipo de vegetação.

A vegetação ripária também proporciona outros benefícios, Tanaka *et al.* (2016) avaliaram se a retirada da vegetação ripária influenciaria na qualidade da água de um rio em área rural no Sudeste do Brasil. Tanaka *et al.* (2016) encontraram maiores concentrações de nitrogênio e baixas concentrações de oxigênio dissolvido nos rios com uso da terra predominante por pastagens e esparsa vegetação ripária. Nos rios com vegetação ripária preservada, Tanaka *et al.* (2016) constataram baixas concentrações de nitrogênio e altas concentrações de oxigênio dissolvido, essa melhor qualidade da água foi relacionada à cobertura natural da vegetação, muitas vezes retendo maior quantidade de sedimentos e auxiliando na maior infiltração de água no solo. De Mello *et al.* (2017) analisaram alterações em diferentes regiões da bacia hidrográfica do Rio Sarapuí, Sudoeste do Brasil. O córrego localizado em área preservada e com maior densidade de vegetação ripária apresentou melhor qualidade da água, com uma redução das concentrações de sedimentos em suspensão (9,26%),

nitrogênio total (22,6%) e fósforo total (7,83%). Feitosa (2016) avaliaram no açude Marengo (Ceará, Brasil) que a vegetação teve um papel fundamental na redução das vazões máximas de chuva. Essa vegetação formou uma cobertura densa, favoreceu a maior dissipação da energia do escoamento superficial e possibilitou maior infiltração ao solo. Essa influência foi explicada pelo aumento da rugosidade do solo, pela vegetação, que reduziu a energia dos escoamentos superficiais e proporcionou maiores infiltrações no solo, provocadas pelo sistema radicular.

Outro aspecto positivo vem a ser a atenuação termal que a vegetação ripária proporciona. Tsai *et al.* (2017) observaram que as vegetações ripárias do Rio Don e seus afluentes Rios Loxley, Rivelin, Porter e Sheaf (cidade de Sheffield, Reino Unido), promoviam ambientes em média de 1°C a 3°C mais frios que as áreas sem mata ripária. A amenização da temperatura, vinculada à redução da velocidade dos ventos, causadas pela vegetação ripária, são relevantes aspectos na redução da evaporação nas áreas próximas às margens dos lagos.

Nos reservatórios com menor volume de água, a perda do contato com a mata ripária pode ocasionar em uma ampliação dos efeitos aerodinâmicos sobre a evaporação local e também provocar um maior aquecimento das águas das margens. Isso ocorre, pois estes corpos hídricos não possuem mais o sombreamento da vegetação ripária, ocorrendo um contato direto do solo exposto com a água. O solo exposto possui calor específico menor (calor específico 0,2 cal. g<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>) quando comparado com o da água (calor específico 1 cal. g<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>), proporcionando uma capacidade de mudança de temperatura mais rápida que a água. Essa rápida alteração de temperatura causará efeitos diretos na evaporação dos reservatórios, pois a água absorverá grande parte desse calor proveniente do solo exposto, ocorrendo um aumento na temperatura da água e, por consequência, gerando incremento da evaporação.

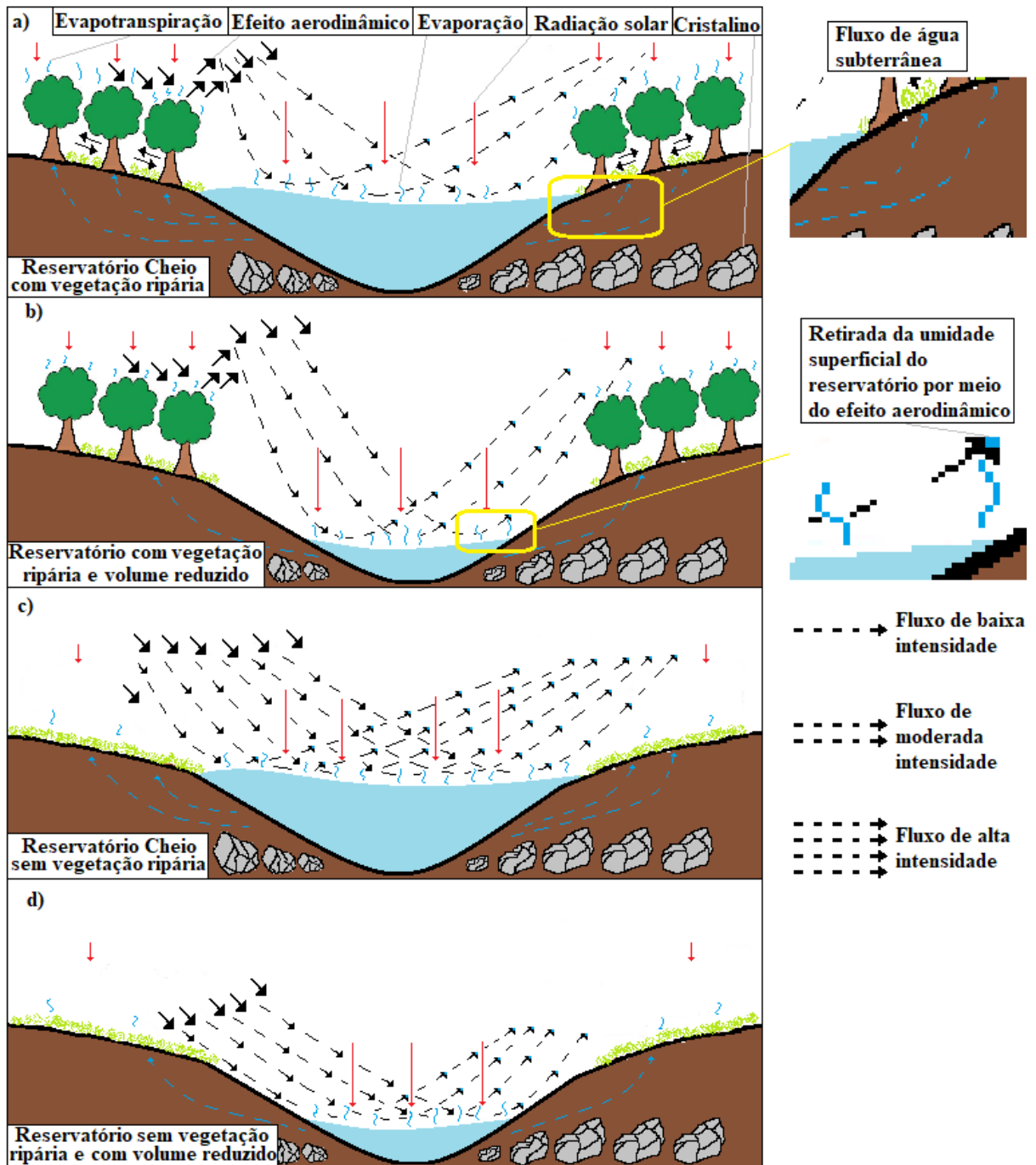
Além de reduzir a evaporação local, as vegetações ripárias possuem grande impacto no suprimento e ao mesmo tempo uso da água. Hallema *et al.* (2018) analisaram as consequências a longo prazo de incêndios florestais em 168 regiões nos Estados Unidos. Hallema *et al.* (2018) evidenciaram que o fluxo anual dos rios mudou em 32 localidades, ocasionando uma intermitência nunca antes vista nessas regiões, estes rios apresentavam uma característica em comum, mais de 19% da área da bacia havia sido queimada. Essa redução do aporte de água em rios, antes perenes, é consequência da extensiva queima das árvores da região. A vegetação impacta positivamente no aumento da porosidade do solo (número de vazios do solo) por meio de suas raízes, facilitando a infiltração e fluxo subterrâneo da água (SALEMI *et al.*, 2012). Ao retirar essa cobertura de árvores, cessam a interceptação e o amortecimento da precipitação através da vegetação, o solo tende a ficar mais compacto (seja

pelo pisoteio dos animais, ações antrópicas ou até mesmo com constantes precipitações de alta intensidade). Por consequência, a infiltração é reduzida e aumenta o escoamento superficial, resultando em maior erosão e assoreamento dos rios e reservatórios (ANDRADE *et al.*, 2020; DE ARAÚJO 2003; DOS SANTOS *et al.*, 2016; MEDEIROS *et al.*, 2009).

Embora a vegetação ripária proteja o reservatório contra efeitos aerodinâmicos e de radiação solar, por consequência da evaporação e até mesmo do assoreamento, a mesma vem a ser um consumidor de água do reservatório por meio do processo de evapotranspiração (MOLLE & CADIER 1992). Molle & Cadier (1992) observaram que em regiões com embasamento cristalino o total infiltrado se equivalia à evapotranspiração da vegetação ripária destes corpos hídricos, haja vista que neste tipo de solo não há grandes reservas de água. Como consequência, o fluxo de água subterrânea no segundo semestre, período de estiagem no semiárido brasileiro, seja a fonte essencial a suprir a demanda hídrica da vegetação ripária (Figura 22). Este processo também ocorre quando o reservatório está com volume reduzido, pois a água tende a ir do maior para o menor potencial por meio dos capilares do solo (Figura 22). Pode-se observar quatro cenários a que os reservatórios em estudo possam estar submetidos: a) reservatório cheio com vegetação ripária, b) reservatório com vegetação ripária e volume reduzido, c) reservatório cheio sem vegetação ripária e d) reservatório sem vegetação ripária e com volume reduzido.



Figura 22 - Fluxos da água em reservatórios com diferentes características: reservatório cheio com vegetação ripária – a; reservatório com vegetação ripária e volume reduzido – b; reservatório cheio sem vegetação ripária – c; reservatório sem vegetação ripária e com volume reduzido – d.



No primeiro cenário (Figura 22a) observa-se como a vegetação ripária pode amortizar o efeito aerodinâmico nas margens do reservatório, em contrapartida um maior fluxo de água subterrâneo é transferido para essa vegetação, em seguida conduzindo esta água para atmosfera por evapotranspiração. Com a redução do volume do reservatório e permanência da vegetação ripária, segundo cenário (Figura 22b), a proteção contra os efeitos aerodinâmicos continua, no entanto com moderada influência, haja vista que a distância mata ripária – reservatório é maior. Com a retirada da vegetação ripária e o alto volume do reservatório, terceiro cenário (Figura 22c), o impacto aerodinâmico na evaporação tende a ser superior quando comparado aos cenários anteriores, consequência da ausência da vegetação ripária. No quarto cenário (Figura 22d), semelhante ao terceiro cenário (Figura 22c), no entanto, a redução do volume do reservatório pode reduzir a evaporação, caso seja muito côncavo, ou a aumentar, quando convexo.

Apesar de se observar menores evaporações nas margens dos reservatórios sobre a influência da mata ripária, não se pode desconsiderar as perdas / usos da água no processo de evapotranspiração pela vegetação ripária que podem ser muito significativas. Dahm *et al.* (2002) analisaram a evapotranspiração da mata ripária do Médio Rio Grande (320 km de extensão e em região semiárida), Texas, USA. Dahm *et al.* (2002) observaram que a evapotranspiração total da vegetação ripária está entre 740 – 1230 mm/ano ou cerca de  $150 - 250 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/ano, aproximadamente 20 – 50% do total de consumido anualmente neste reservatório. Considerando um consumo per capita diário de 0,2 m<sup>3</sup>/dia, ocasionando 73 m<sup>3</sup>/ano, este montante evaporado pela vegetação ripária tem a capacidade de abastecer cerca de 2 a 3,5 milhões de pessoas por ano. Herath *et al.* (2011) analisaram a pegada hídrica em todas as principais hidroelétricas da Nova Zelândia nas ilhas Norte e Sul, os autores constataram que a evapotranspiração da vegetação ripária representou, cerca do mesmo montante evaporado pelos reservatórios. Gazal *et al.* (2006) na planície de inundação do rio San Pedro, Sudoeste Arizona, USA, encontraram evapotranspiração real da vegetação ripária em torno de 2 – 7 mm/dia, havendo maior transpiração anual em áreas perenes (966 mm/ano) do que em regiões intermitentes (484 mm/ano). Goodrich *et al.* (2000) estimaram a evapotranspiração da vegetação ripária no semiárido do Arizona e Sonora, USA. A mata ciliar nessa região obteve uma evapotranspiração diária entre 4 – 8 mm/dia. Para melhor gerenciamento das águas superficiais, é preciso muita atenção, essencialmente em situações críticas de escassez hídrica. Importante analisar qual solução proporcionará menores perdas, maior qualidade e conservação dos recursos hídricos.

De fato, a mata ripária se apresenta como um meio de amortizar as evaporações nas bordas dos reservatórios (GUENTHER *et al.*, 2012; KOH *et al.*, 2010; TSAI *et al.*, 2017), impactando também na recarga (HALLEMA *et al.*, 2018) e ainda melhorando a qualidade da água dos mesmos (DE MELLO *et al.*, 2017; TANAKA *et al.*, 2016). Todavia, é preciso cautela, pois o grande adensamento da vegetação ripária pode gerar lâminas e volumes de evapotranspiração tão grandes ou maiores que a própria evaporação dos reservatórios.

### 4.3 Volume evaporado dos reservatórios

A estimativa dos volumes evaporados nos reservatórios em análise é apresentada na Tabela 11. Os maiores reservatórios (Pacoti, Pedras Brancas e Pacajus), mesmo apresentando menores lâminas de evaporação diária, em comparação aos reservatórios menores (Santo Anastácio e Marengo), foram os que apresentaram maiores volumes evaporados diários, consequência da exposição de seus maiores espelhos de água. Segundo COGERH (2019), o sistema de transferência de águas, “Eixão das Águas” permite uma retirada regularizada para o abastecimento público dos reservatórios Gavião, Riachão, Pacoti e Pacajus de 0,62 m<sup>3</sup>/s, 0,59 m<sup>3</sup>/s, 4,81 m<sup>3</sup>/s e 3,28 m<sup>3</sup>/s, respectivamente. Nos reservatórios Tijuquinha e Pedras Brancas, sem abastecimento hídrico através de canais de transposição, as vazões regularizadas são de 0,1 m<sup>3</sup>/s e 2,21 m<sup>3</sup>/s, respectivamente (COGERH, 2019).

Ao analisar a vazão média evaporada dos reservatórios avaliados neste estudo, constata-se que a evaporação representa uma parcela considerável dos volumes retirados diariamente. A fração das vazões de evaporação sobre as vazões regularizadas é de 50% (Gavião), 36% (Riachão), 33% (Pacoti), 41% (Pacajus), 10% (Tijuquinha) e 76% (Pedras Brancas). Isso corresponde a uma média de evaporação de 41% em relação ao montante retirado diariamente destes reservatórios. Ressalta-se que a vazão evaporada não é constante durante todo o dia, tendo seus maiores picos durante a manhã, sendo neste período do dia influenciada pela temperatura, radiação solar, velocidade dos ventos. A noite esse fluxo de evaporação é menor, e causado essencialmente pelo efeito aerodinâmico (LENSKY *et al.*, 2018). Este fluxo evaporado está de acordo com Friedrich *et al.* (2018), que monitoraram a evaporação a longo prazo no Lago Tahoe, E.U.A., ao final, constataram que a evaporação representava de 40% a 60% da vazão regularizada do reservatório.

Tabela 11 - Volumes (m<sup>3</sup>) evaporados mínimos, máximos e do pixel de referência dos reservatórios em análise, volume médio evaporado por dia (m<sup>3</sup>/dia) e vazão média evaporada por segundo (m<sup>3</sup>/s)

Satélite	Data	RRSH										RRS		
		Santo Anastácio			Gavião	Riachão	Pacoti	Pacajus	Tijuquinha	Marengo	Pedras Brancas			
		min.	R.E.P.	máx.										
Landsat 8	13/06/2018	450	- 480	- 490	23760 - 25380 - 26460	13950 - 15190 - 15500	90200 - 110000 - 112200	87020 - 112210 - 119080	SU	REDU	REDU			
	14/09/2017	440	- 504	- 512	23850 - 32330 - 36040	12710 - 22320 - 23250	75900 - 170200 - 186300	57920 - 133940 - 150230	192 - 232 - 248	REDU	REDU			
	13/08/2017	440	- 495	- 506	22550 - 25300 - 26400	15120 - 16560 - 17280	98800 - 119600 - 130000	66300 - 87750 - 97500	230 - 250 - 260	REDU	REDU			
	26/08/2016	590	- 620	- 650	23760 - 27540 - 30240	10320 - 13440 - 13920	66230 - 91290 - 105610	41810 - 62150 - 67800	198 - 216 - 222	REDU	REDU			
	25/07/2016	585	- 594	- 684	27030 - 32330 - 34450	13520 - 14560 - 16640	93098 - 106398 - 127297	55460 - 68440 - 76700	208 - 224 - 232	REDU	REDU			
	08/08/2015	430	- 470	- 480	23520 - 25200 - 26880	17630 - 18860 - 20090	109150 - 135700 - 147500	56240 - 68400 - 77520	220 - 240 - 250	REDU	REDU			
	20/07/2014	SU			25080 - 27360 - 29070	15183 - 17163 - 18153	96000 - 120000 - 136800	62010 - 74730 - 84270	207 - 216 - 252	REDU	REDU			
	02/06/2014	410	- 440	- 450	20880 - 24360 - 24940	10800 - 14760 - 15480	85340 - 105420 - 110440	50880 - 63600 - 68370	SU	3000 - 3480 - 3600	53409 - 87141 - 92763			
	01/07/2013	588	- 700	- 714	23370 - 29070 - 29640	14520 - 16830 - 17820	78870 - 121890 - 124280	69423 - 92564 - 94344	220 - 231 - 275	3400 - 4590 - 6290	75600 - 97200 - 151200			
	07/04/2011	SU			23370 - 28500 - 33060	20640 - 24000 - 27840	110580 - 145500 - 177510	97560 - 135500 - 165310	SU	7200 - 7380 - 8280	141440 - 145860 - 216580			
	05/09/2008	1045	- 1178	- 1197	28000 - 37520 - 41440	15600 - 20100 - 23400	136300 - 191400 - 220400	134400 - 187600 - 212800	SU	3570 - 5110 - 5320	168560 - 246820 - 255850			
	03/07/2008	703	- 722	- 760	17666 - 21655 - 23364	12160 - 14440 - 15200	102400 - 121600 - 131200	89050 - 116660 - 122800	182 - 189 - 203	6450 - 6600 - 7200	132400 - 135710 - 172120			
	05/10/2007	935	- 969	- 1122	19600 - 31920 - 40880	15370 - 16240 - 21170	88200 - 137200 - 183750	75110 - 115710 - 146160	264 - 304 - 312	SU	179200 - 220800 - 316800			
	15/06/2007	792	- 810	- 882	22620 - 24940 - 28420	15480 - 15840 - 18000	121690 - 124520 - 141500	108633 - 113932 - 135129	SU	4700 - 6300 - 6500	162500 - 211250 - 217750			
	30/05/2007	SU			20300 - 26100 - 26680	12600 - 15480 - 15840	84600 - 118440 - 124080	69680 - 117920 - 123280	182 - 189 - 224	SU	100650 - 158600 - 164700			
	14/07/2006	624	- 656	- 688	22620 - 24940 - 28420	15200 - 16340 - 16720	121290 - 133730 - 139950	120840 - 133560 - 139920	196 - 203 - 231	7200 - 8400 - 8640	194110 - 227010 - 233590			
	11/05/2006	408	- 425	- 544	14030 - 14640 - 22570	10500 - 10920 - 15960	70400 - 73600 - 118400	64200 - 77040 - 121980	SU	SU	SU			
	27/07/2005	690	- 765	- 780	20160 - 28000 - 28560	12160 - 16640 - 16960	99050 - 141500 - 147160	101640 - 160160 - 163240	SU	SU	85008 - 148764 - 155848			
	24/07/2004	684	- 741	- 760	20650 - 23600 - 24190	17850 - 19380 - 20400	139500 - 175500 - 184500	108800 - 128000 - 137600	224 - 240 - 248	14040 - 14300 - 15340	215750 - 233010 - 276160			
	22/07/2003	819	- 840	- 945	23600 - 24780 - 28320	24400 - 25010 - 27450	109200 - 114800 - 131600	140400 - 151200 - 176400	SU	SU	66560 - 85760 - 88320			
Landsat 5	17/08/2001	540	- 560	- 580	25920 - 27840 - 29280	17820 - 18810 - 21450	225720 - 246620 - 271700	SU	CDU	CDU	CDU			
	14/08/2000	855	- 870	- 915	28080 - 29120 - 31720	16200 - 16500 - 18600	119250 - 121500 - 144000	SU	CDU	CDU	CDU			
	29/07/2000	SU			19890 - 25500 - 26010	11070 - 13500 - 13770	85800 - 112200 - 116600	92250 - 114750 - 121500	CDU	CDU	CDU			
	11/07/1999	612	- 624	- 648	23920 - 24380 - 26680	9880 - 10070 - 11780	83500 - 85170 - 101870	101400 - 103350 - 118950	175 - 180 - 195	2040 - 2240 - 2320	48450 - 57000 - 58900			
	22/06/1998	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	256 - 296 - 304	2280 - 2560 - 2640	83810 - 98260 - 101150			
	21/07/1997	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	245 - 252 - 280	SU	110165 - 132198 - 136204			
	19/06/1997	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	205 - 215 - 220	5600 - 6000 - 6200	121000 - 140800 - 145200			
	02/07/1996	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	CDU	9150 - 9900 - 10200	95700 - 108900 - 120450			
	16/06/1996	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	CDU	SU	SU			
	31/05/1996	REDU			REDU	REDU	REDU	REDU	200 - 208 - 240	SU	56000 - 58240 - 73920			
17/08/1995	268	- 272	- 276	33660 - 34170 - 39780	33320 - 33810 - 37730	241200 - 244800 - 288000	210380 - 216660 - 260620	180 - 185 - 200	REDU	REDU				
24/08/1992	663	- 676	- 767	27040 - 27560 - 32240	13770 - 14310 - 17280	105500 - 109720 - 143480	SU	CDU	CDU	CDU				
06/10/1990	1003	- 1139	- 1156	31860 - 38340 - 41040	23010 - 26910 - 29640	167400 - 248000 - 275900	SU	CDU	CDU	CDU				
19/08/1990	672	- 840	- 882	10000 - 18500 - 20500	11250 - 18000 - 20700	69720 - 129480 - 166000	SU	CDU	CDU	CDU				
20/07/1985	720	- 810	- 828	23400 - 27600 - 28800	20000 - 22500 - 23500	109200 - 126000 - 131600	SU	CDU	REDU	REDU				
A.E.V. (m <sup>3</sup> /dia)	614	- 688	- 711	23110 - 27189 - 29865	15587 - 17879 - 19708	109796 - 137303 - 155849	89625 - 114601 - 129631	210 - 226 - 244	5719 - 6405 - 6878	116128 - 144074 - 165417				
A.E.F. (m <sup>3</sup> /s)	0.01	- 0.01	- 0.01	0.27 - 0.31 - 0.35	0.18 - 0.21 - 0.23	1.27 - 1.59 - 1.80	1.04 - 1.33 - 1.50	0.00 - 0.00 - 0.00	0.07 - 0.07 - 0.08	1.34 - 1.67 - 1.91				

A.E.V. –Volume evaporado médio; A.E.F. –Vazão evaporada; R.E.P., mínimo e o máximo é o produto da evaporação do píxel representativo, mínimo e máximo (respectivamente) pela área do açude naquele dia.

Gökbülak & Özhan (2006) constataram que a evaporação anual de lagos na Turquia é maior que a quantidade de água usada para fins domésticos e industriais. Rost *et al.* (2008) estimaram que 50% da água dos reservatórios australianos é consumida por evaporação. Cenário similar entre as vazões regularizadas e a evaporação nos reservatórios Gavião, Pacoti e Pedras Brancas. Zhao & Gao (2019) verificaram que a evaporação é uma das principais perdas de água em mais de 700 reservatórios nos E.U.A., representando 93% comparando com o volume de água usado ao abastecimento público. Alvarez *et al.* (2008) estimaram que a evaporação de alguns reservatórios em uma região semiárida da Espanha chega a ser 27% do uso doméstico de água.

Por meio do Sensoriamento remoto pode-se analisar a variação superficial da evaporação nos reservatórios. Na Tabela 11 observam-se os volumes mínimos e máximos de acordo com o intervalo de variação da evaporação de cada reservatório. Essa informação é de grande importância para gestão dos reservatórios, apresentando o quanto pode variar os volumes evaporados dependendo da região em análise.

Escolher o volume de referência evaporado por dia é um grande desafio ao manejo destes reservatórios, haja vista que há uma dinâmica da evaporação superficial em todos os lagos. A variabilidade do volume evaporado se mostrou mais acentuada nos reservatórios com maiores áreas hidráulicas (Pacoti, Pacajus e Pedras Brancas), moderada variação nos de capacidade moderado (Gavião, Riachão e Marengo) e dinâmica ainda menor nos pequenos. Observaram-se dias (14/09/2017, 01/07/2013, 07/04/2011, 05/09/2008, 05/10/2007, 27/07/2005) em que essa variação é mais acentuada, no entanto, relacionando a média do volume mínimo e máximo evaporado - (mínimo A.E.V. - máximo A.E.V.) / máximo A.E.V. - a diferença entre as mesmas é cerca de 30%, isso para os maiores reservatórios. Essa mesma análise feita nos reservatórios de capacidade moderada apresenta uma diferença é em torno de 20% e nos de menor porte tal variação foi ainda menor, 10%. Comparando as médias do volume médio e máximo evaporado essa diferença é menor, 12% nos reservatórios de grande porte (Pacoti, Pacajus e Pedras Brancas), 10% nos de capacidade moderada (Gavião, Riachão e Marengo) e 5% nos pequenos (Santo Anastácio e Tijuquinha).

O volume médio evaporado diário nos seis reservatórios de regiões sub-úmidas (RRSH) avaliados neste estudo é cerca de 300.000 m<sup>3</sup>/dia, se considerado uma cidade com consumo per capto de 200 litros por habitante dia, esse montante evaporado seria capaz de abastecer 1,5 milhões de pessoas. A Região Metropolitana de Fortaleza possui cerca de 4 milhões de pessoas (IPECE, 2018), sendo este volume evaporado capaz de suprir diariamente 38% da população desta região.

Nos dois Reservatórios de Regiões Semiáridas (RRS) avaliados neste estudo, somando a média total dos volumes evaporados, gerou-se um montante de 150.000 m<sup>3</sup>/dia, considerando consumo per capita 200 litros por habitante, esse volume evaporado consegue abastecer 750.000 pessoas diariamente, volume mais que suficiente para as duas cidades de Quixadá (90.000 pessoas), Quixeramobim (80.000 pessoas) (IPECE, 2018) e para as 150 famílias do Assentamento 25 de Maio, principais beneficiados destes reservatórios nesta região. A média do volume evaporado diário total nos oito reservatórios é de 450.000 m<sup>3</sup> por dia, considerando o mesmo consumo anterior, o montante evaporado seria suficiente para abastecer cerca de 2.250.000 pessoas. O Ceará possui em torno de 9 milhões de habitantes (IPECE, 2018), ou seja, o volume evaporado de apenas oito reservatórios da região é capaz de abastecer 25% da população de todo o estado.

No Ceará há um total de 28.195 reservatórios com área superior a 0,05 km<sup>2</sup> (COGERH, 2019). As bacias hidrográficas localizadas no RRSH cearense (Metropolitana, Baixo Jaguaribe, Litoral e Coreaú), exceção do reservatório Tijuquinha possuem um total de 6.187 reservatórios maiores que 0,05 km<sup>2</sup>, dispendo de 627,2 km<sup>2</sup> estando os mesmos em sua cota máxima. A Bacia da Serra da Ibiapina possui 19 reservatórios, com uma área total de 8,3 km<sup>2</sup> considerando todos cheios. No Sertão do estado, onde estão localizados a maior quantidade de bacias hidrográficas (Banabuiú, Médio Jaguaribe, Sertões de Crateús, Alto Jaguaribe, Salgado, Acaraú e Curú) e reservatórios, 21.989 acima de 0,05 km<sup>2</sup>, também conhecido como densa rede de reservatórios (PEREIRA *et al.*, 2019), possuindo uma área total de 1.270 km<sup>2</sup> considerando estes reservatórios cheios.

A partir da Tabela 2 pode-se observar as taxas de evaporações modeladas diárias dos reservatórios em análise. Considerando um cenário pessimista, no qual as áreas dos reservatórios de todas as regiões de estudo estejam com um terço de sua capacidade total, constata-se 207 km<sup>2</sup> de área molhada no RRSH, 2,7 km<sup>2</sup> na Bacia da Serra da Ibiapina e 419,1 km<sup>2</sup> no RRS. No RRSH (exceção Tijuquinha), com uma evaporação mínima diária de 2,5 mm/dia. Considerando esta evaporação, o volume evaporado diário nos reservatórios do RRSH é de 518,000 m<sup>3</sup>/dia. Na Serra da Ibiapina, com uma evaporação de no mínimo 2,1 mm/dia (Tijuquinha), o volume de evaporação total diário nesta região é cerca de 5.670 m<sup>3</sup>/dia. Os RRS apresentaram uma taxa de evaporação diária mínima de 4,5 mm/dia. Essa taxa mínima de evaporação associada a densa rede de reservatórios na região, considerando um terço da área máxima dos mesmos, gera cerca de 1.886.000 m<sup>3</sup>/dia.

A partir desta análise, observa-se que, mesmo em condições conservadoras, a evaporação diária destes reservatórios é um montante significativo, por volta de 2,4 milhões

de m<sup>3</sup>/dia, com consumo per capita de 200 L/dia, seria água suficiente para abastecer 12 milhões de pessoas. Demonstrando o quão este processo natural consome este recurso essencial, sendo crucial cada vez mais a precisão das medidas de evaporação, ajudando na otimização e gerenciamento de recursos hídricos.

## 5 CONCLUSÃO

O modelo AquaSEBS apresentou, na média, maior precisão nas evaporações medidas das regiões em análise. Apesar de o modelo AquaSEBS ser o mais preciso, requer maior quantidade de dados meteorológicos, o que pode inviabilizar seu uso em regiões remotas, com baixo grau de monitoramento hidrometeorológico. Na impossibilidade de aplicar o AquaSEBS, o modelo de Linacre (1977) pode ser utilizado com razoável desempenho.

A distribuição espacial da evaporação nas superfícies dos reservatórios apresentou variabilidade em todas as cenas e reservatórios avaliados. Isso reforça a importância do uso do sensoriamento remoto e imagens orbitais para este fim. A análise espacial da evaporação identificou tanto as áreas com maiores taxas de evaporação, regiões onde a água tem contato com a barragem e solo exposto, como as áreas com menores taxas de evaporação, às margens dos reservatórios com alta densidade de vegetação ripária.

Os resultados sugerem que a vegetação ripária ( $0.30 < NDVI < 0.60$ ), mesmo esparsa a alta, reduz potencialmente a evaporação local dos lagos variando entre 18,4% a 30,7% nos reservatórios em estudo. A densidade de vegetação é fundamental na redução da evaporação local, haja vista que os RRS, apresentando vegetação ripária não tão bem preservada (quando comparado aos RRSH), foram os que obtiveram os menores impactos vegetação na redução da evaporação. Isso reforça a importância de ações de conservação das matas ripárias como modo de aumentar a garantia dos recursos hídricos. Em geral, o grau de preservação da mata ripária dos açudes estudados está baixo, sendo o Marengo o reservatório que apresentou menor grau preservação da vegetação ripária.

A variabilidade da distribuição espacial da evaporação pode promover, em função da escolha do ponto de monitoramento, variação de medidas de até 30% no volume evaporado. Esta variabilidade, associada aos maiores reservatórios (Pacoti, Pacajus e Pedras Brancas) e à evaporação máxima média dos mesmos, pode indicar erros na estimativa das retiradas por evaporação na ordem de 40.000 m<sup>3</sup> por dia. O volume médio evaporado nos oito reservatórios estudados (450.000 m<sup>3</sup> por dia) indica evaporação média diária suficiente para atender 25% da população do estado do Ceará, ou seja, 2.250.000 pessoas.



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no presente trabalho, os resultados obtidos e os desafios encontrados, são apresentadas a seguir recomendações para trabalhos futuros:

- i) Interessante verificar a correlação que existe entre o albedo, temperatura superficial dos reservatórios e a evaporação dos mesmos em um trabalho futuro, reafirmando a correlação destes parâmetros na superfície dos reservatórios;
- ii) Importante verificar os montantes gerados pela evapotranspiração das vegetações ripárias;
- iii) Analisar qual a distância, da margem ao centro do reservatório, sob influência da mata ripária atenua a evaporação dos reservatórios;
- iv) Qual a relação entre evapotranspiração e evaporação na interface da mata ripária e espelho d'água do reservatório;
- v) Maior aprofundamento com relação a variabilidade temporal da evaporação nos reservatórios da região semiárida brasileira, tanto os estratégicos quanto os pequenos;
- vi) Verificar as possíveis influências da qualidade da água na evaporação dos reservatórios;
- vii) Analisar mudanças espaço-temporal, através do sensoriamento remoto (Satélites Landsat 5 e 8 e Sentinel 2), do uso e manejo do solo ao entorno dos reservatórios e como estes podem intervir na evaporação dos lagos.
- viii) O maior desafio para a aplicação do Sensoriamento Remoto vem a ser a cobertura de nuvens. Os primeiros interferem na captura das cenas, tornando às vezes impossível usar essa metodologia com uma faixa mais ampla e contínua, especialmente durante a estação chuvosa. Para superar esse problema, a utilização de imagens de satélite com maior resolução temporal e com banda térmica poderia ser usado, aumentando as chances diárias de captura da região desejada. Além disso, o uso de drones ou sensores sub-orbitais podem anular o efeito das nuvens e promover monitoramento, em escala temporal mais detalhada, mais efetivo.

## REFERÊNCIAS

- ABDELRAHY, Ahmed et al. Surface energy balance of fresh and saline waters: AquaSEBS. **Remote sensing**, [s.l.] v. 8, n. 7, p. 583, 2016.
- ADRIAN, Rita et al. Lakes as sentinels of climate change. **Limnology and oceanography**, [s.l.] v. 54, n. 6part2, p. 2283-2297, 2009.
- ALAIBAKHSH, Masoomah et al. Delineation of riparian vegetation from Landsat multi-temporal imagery using PCA. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 31, n. 4, p. 800-810, 2017.
- ALI, Shakir; GHOSH, Narayan C.; SINGH, Ranvir. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. **Hydrological Processes: An International Journal**, [s.l.] v. 22, n. 8, p. 1093-1106, 2008.
- ALLEN, Richard G.; TASUMI, Masahiro; TREZZA, Ricardo. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. **Journal of irrigation and drainage engineering**, [s.l.] v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.
- ALLEN, R. G. et al. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land)—Advanced Training and Users Manual—Idaho Implementation (Version 1.0). **The Idaho Department of Water Resources: Boise, ID, USA**, 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A. Satellite-Based evaporation by METRIC and Landsat for Western States Water Management. In: **US Bureau of Reclamation Evapotranspiration Workshop. Forth Collins, Colo.** 2005.
- AL-JAWAD, Jafar Y.; TANYIMBOH, Tiku T. Reservoir operation using a robust evolutionary optimization algorithm. **Journal of environmental management**, [s.l.] v. 197, p. 275-286, 2017.
- ALTHOFF, Daniel; RODRIGUES, Lineu Neiva; DA SILVA, Demetrius David. Evaluating evaporation methods for estimating small reservoir water surface evaporation in the Brazilian savannah. **Water**, [s.l.] v. 11, n. 9, p. 1942, 2019.
- ALVALA, Regina et al. Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.] v. 91, 2019.
- ALVAREZ, V. Martínez et al. Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. **Agricultural Water Management**, [s.l.] v. 95, n. 9, p. 1056-1066, 2008.
- ANDRADE, Eunice Maia et al. Ecohydrology in a Brazilian tropical dry forest: thinned vegetation impact on hydrological functions and ecosystem services. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, [s.l.] v. 27, p. 100649, 2020.

AVDAN, Ugur; JOVANOVSKA, Gordana. Algorithm for automated mapping of land surface temperature using LANDSAT 8 satellite data. **Journal of Sensors**, [s.l.] v. 2016, 2016.

BASTIAANSEN, Wim GM. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSEN, Wim GM et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 212, p. 198-212, 1998.

BENZAGHTA, Mostafa A. et al. Validation of selected models for evaporation estimation from reservoirs located in arid and semi-arid regions. **Arabian Journal for Science and Engineering**, [s.l.] v. 37, n. 3, p. 521-534, 2012.

BÉTARD, François. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, [s.l.] v. 93, p. 18-28, 2012.

BLACK, Joseph. **Lectures on the Elements of Chemistry: Delivered in the University of Edinburgh**. Mathew Carey, 1807.

BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D. Determining water needs from climatological data. **USDA Soil Conservation Service. SOS-TP, USA**, v. 3, p. 8-9, 1950.

BOWEN, Ira Sprague. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical review**, [s.l.] v. 27, n. 6, p. 779, 1926.

BOZORGI, Atiyeh et al. Comparison of methods to calculate evaporation from reservoirs. **International Journal of River Basin Management**, [s.l.] v. 18, n. 1, p. 1-12, 2020.

BRANNEN, Rosa; SPENCE, Christopher; IRESON, Andrew. Influence of shallow groundwater-surface water interactions on the hydrological connectivity and water budget of a wetland complex. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 29, n. 18, p. 3862-3877, 2015.

BRUTSAERT, Wilfried. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. [s.l.] Springer Science & Business Media, 2013.

BRUTSAERT, Wilfried; PARLANGE, M. B. Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. **Nature**, [s.l.] v. 396, n. 6706, p. 30-30, 1998.

BUDYKO, M. I. Teplovoi Balans Zemnoi Poverkhnosti [Eng-lish translation: NA Stepanova, 1958: The Heat Balance of the Earth's Surface, Washington, DC, Office of Technical Services, US Department of Commerce, 259 pp. **Leningrad, Gidrometeor**, 1956.

BURN, D. H., & HESCH, N. M. Trends in evaporation for the Canadian Prairies. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 336, n. 1-2, p. 61-73, 2007.

BUSINGER, Joost A. et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. **Journal of the atmospheric Sciences**, [s.l.] v. 28, n. 2, p. 181-189, 1971.

CABRERA, Manoel et al. Performance of evaporation estimation methods compared with standard 20 m<sup>2</sup> tank. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s.l.] v. 20, n. 10, p. 874-879, 2016.

CALLENDAR, Guy Stewart. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s.l.] v. 64, n. 275, p. 223-240, 1938.

CAMPOS, José N.B., LIMA NETO, Iran E., STUDART, Ticiania, e NASCIMENTO, Luiz S.V. Trade-off between reservoir yield and evaporation losses as a function of lake morphology in semi-arid Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.] v. 88, n. 2, p. 1113-1125, 2016.

CHANDER, Gyanesh; MARKHAM, Brian. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on geoscience and remote sensing**, [s.l.] v. 41, n. 11, p. 2674-2677, 2003.

CHAPRA, Steven C. **Surface water-quality modeling**. Waveland press, 2008.

CHATTOPADHYAY, N.; HULME, M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 87, n. 1, p. 55-73, 1997.

CHAUDHURI, Dipankar. Behaviour and significance of reservoir evaporation and seepage losses—an experience of four reservoirs in Damodar River Valley, India. **ISH Journal of Hydraulic Engineering**, [s.l.] p. 1-18, 2018.

CHINYEPE, Andrew. **Satellite remote sensing of surface water evaporation over Lake Mutirikwi, Zimbabwe**. 2010. Tese de Doutorado. University of Zimbabwe.

CHOI, Young-Kwan. A study on power generation analysis of floating PV system considering environmental impact. **International journal of software engineering and its applications**, [s.l.] v. 8, n. 1, p. 75-84, 2014.

CHOTO, Misganaw; FETENE, Aramde. Impacts of land use/land cover change on stream flow and sediment yield of Gojeb watershed, Omo-Gibe basin, Ethiopia. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, [s.l.] v. 14, p. 84-99, 2019.

COELHO, Christine et al. In situ and satellite observation of CDOM and Chlorophyll-a dynamics in small water surface reservoirs in the Brazilian semiarid region. **Water**, [s.l.] v. 9, n. 12, p. 913, 2017.

COGERH – **Companhia de Gestão de Recursos Hídricos**, FUNCEME – Fundação Cearense de Metrologia e Recursos Hídricos, Portal Hidrológico do Ceará, 2019.

COGERH. **Rede de Monitoramento da qualidade de água operada pela COGERH. 2008**. Disponível em: <http://www.funceme.br/areas/monitoramento/nivel-diario-de-reservatorios>. Acesso em: 06 de Mar. de 2019.

COHEN, S., IANETZ, A., & STANHILL, G. Evaporative climate changes at bet Dagan, Israel, 1964–1998. *Agricultural and Forest Meteorology*, [s.l.] v. 111, n. 2, p. 83-91, (2002).

CUDENNEC, Christophe; LEDUC, Christian; KOUTSOYIANNIS, Demetris. Dryland hydrology in Mediterranean regions—a review. **Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques**, [s.l.] v. 52, n. 6, p. 1077-1087, 2007.

CUMMINGS NW, RICHARDSON B. Evaporation from lakes. **Physical Review**, [s.l.] 30:527–534, 1927.

DAHM, Clifford N. et al. Evapotranspiration at the land/water interface in a semi-arid drainage basin. **Freshwater Biology**, [s.l.] v. 47, n. 4, p. 831-843, 2002.

DALTON, John. Experimental essays on the constitution of mixed gases. **Manchester Literary and Philosophical Society Memo**, [s.l.] v. 5, p. 535-602, 1802.

DANCEY, Christine; REIDY, John. Statistics without mathematics to psychology: using SPSS for Windows. **Porto Alegre, Artmed**, 2006.

DANTAS, Ênio W., ARIADNE N. Moura, and OLIVEIRA, Maria do C. Bittencourt. Cyanobacterial blooms in stratified and destratified eutrophic reservoirs in semi-arid region of Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.] v. 83, n. 4, p. 1327-1338, 2011.

DE ARAÚJO, José Carlos; MAMEDE, George Leite; DE LIMA, Berthyer Peixoto. Hydrological guidelines for reservoir operation to enhance water governance: application to the Brazilian semiarid region. **Water**, [s.l.] v. 10, n. 11, p. 1628, 2018.

DE ARAÚJO, José Carlos (2003). Assoreamento em reservatórios do semi-árido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s.l.] v. 8, n. 2 p. 39-56.

DE MELLO, Kaline et al. Riparian restoration for protecting water quality in tropical agricultural watersheds. **Ecological Engineering**, [s.l.] v. 108, p. 514-524, 2017.

DE OLIVEIRA, Paulo Roberto Abreu. Dinâmicas socioespaciais em guarimiranga-ce: dos festivais à reocupação das segundas residências pelo turismo. **GeoUECE**, [s.l.] v. 3, n. 4, p. 324-325, 2014.

DOBSON, Dr. XIII. Observations on the annual evaporation at Liverpool in Lancashire; and on evaporation considered as a test of the moisture or dryness of the atmosphere. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, [s.l.] n. 67, p. 244-259, 1777.

DO SACRAMENTO, Elissandro M., CARVALHO, Paulo C.M., DE ARAÚJO, José C., RIFFEL, Douglas B., CORRÊA, Ronne M. da C., e PINHEIRO NETO, José S. Scenarios for use of floating photovoltaic plants in Brazilian reservoirs. **IET Renewable Power Generation**, [s.l.] v. 9, n. 8, p. 1019-1024, 2015.

DOS SANTOS, Julio Cesar Neves et al. Effect of dry spells and soil cracking on runoff generation in a semiarid micro watershed under land use change. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 541, p. 1057-1066, 2016.

DUFFIE, John A.; BECKMAN, William A. **Solar engineering of thermal processes**. New York: Wiley, 1980.

DUGDALE, Stephen J.; HANNAH, David M.; MALCOLM, Iain A. River temperature modelling: A review of process-based approaches and future directions. **Earth-Science Reviews**, [s.l.] v. 175, p. 97-113, 2017.

DYER, A.J. A review of flux-profile relationships. **Boundary-Layer Meteorology**, [s.l.] v. 7, n. 3, p. 363-372, 1974.

EINGELLUND, Friga. " A Comprehensive Etymological Dictionary of the English Language Dealing with the Origins of Words and Their Sense Development Thus Illustrating the History of Civilization and Culture" Ernest Klein (Book Review). **International Journal on World Peace**, [s.l.] v. 8, n. 1, p. 107, 1991.

EL-SHAZLI, Ahmed et al. Comparison of water balance method and alternative evaporation methods applied to the Aswan High Dam Reservoir. **DIE ERDE–Journal of the Geographical Society of Berlin**, [s.l.] v. 149, n. 2-3, p. 117-131, 2018.

EVANS, Richard et al. Using satellite imagery to measure evaporation from storages—solving the great unknown in water accounting. In: **Irrigation and Drainage Conference**. 2009.

FIELD, Christopher B. (Ed.). **Climate change 2014—Impacts, adaptation and vulnerability: Regional aspects**. Cambridge University Press, 2014.

FEITOSA, Leonardo Schramm. Manejo da Mata Ciliar e Eutrofização de Reservatórios do Semiárido Nordeste. 2016. 191 f. Tese (Doutorado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) – Centro de Ciências, **Universidade Federal do Ceará**, Fortaleza, 2016.

FERGUSON, J. The rate of natural evaporation from shallow ponds. **Australian Journal of Chemistry**, [s.l.] v. 5, n. 2, p. 315-330, 1952.

FINCH, J.; CALVER, A. Methods for the Quantification of Evaporation From Lakes: Prepared for the World Meteorological Organization's Commission for Hydrology. **Centre for Ecology and Hydrology. Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford**, 2008.

FLOHN, H. et al. Recent changes of the tropical water and energy budget and of midlatitude circulations. **Climate Dynamics**, [s.l.] v. 4, n. 4, p. 237-252, 1990.

FOLHES, M. T.; RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. **Agricultural Water Management**, [s.l.] v. 96, n. 10, p. 1398-1408, 2009.

FRIEDRICH, Katja et al. Reservoir evaporation in the Western United States: current science, challenges, and future needs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s.l.] v. 99, n. 1, p. 167-187, 2018.

GAZAL, Rico M. et al. Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest. **Agricultural and forest meteorology**, [s.l.] v. 137, n. 1-2, p. 56-67, 2006.

GIBLETT, M. A. Some problems connected with evaporation from large expanses of water. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character**, [s.l.] v. 99, n. 701, p. 472-490, 1921.

GLEICK, Peter H.; HOWE, Charles W. Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources. **Climatic Change**, [s.l.] v. 31, n. 1, p. 119-122, 1995.

GIBSON, J. J. et al. Runoff to boreal lakes linked to land cover, watershed morphology and permafrost thaw: a 9-year isotope mass balance assessment. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 29, n. 18, p. 3848-3861, 2015.

GIBSON, J. J.; REID, R. Water balance along a chain of tundra lakes: A 20-year isotopic perspective. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 519, p. 2148-2164, 2014.

GOODRICH, D. C. et al. Seasonal estimates of riparian evapotranspiration using remote and in situ measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 105, n. 1-3, p. 281-309, 2000.

GÖKBULAK, Ferhat; ÖZHAN, Süleyman. Water loss through evaporation from water surfaces of lakes and reservoirs in Turkey. **Official Publication of the European Water Association, EWA**, 2006.

GUENTHER, S. M.; MOORE, R. D.; GOMI, T. Riparian microclimate and evaporation from a coastal headwater stream, and their response to partial-retention forest harvesting. **Agricultural and forest meteorology**, [s.l.] v. 164, p. 1-9, 2012.

GUIMARÃES, Claudinei Martins et al. Moisture Temporal Stability of a Typic Hapludox under Different Uses and Depths. **Agronomy Journal**, [s.l.] v. 111, n. 5, p. 2582-2589, 2019.

GUPTA, Hoshin Vijai; SOROOSHIAN, Soroosh; YAPO, Patrice Ogou. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Journal of hydrologic engineering**, [s.l.] v. 4, n. 2, p. 135-143, 1999.

HALLEMA, Dennis W. et al. Burned forests impact water supplies. **Nature communications**, [s.l.] v. 9, n. 1, p. 1-8, 2018.

HALLEY, Edmond. II. An account of the evaporation of water, as it was experimented in Gresham Colledge in the Year 1693. With some observations thereon. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, [s.l.] v. 18, n. 212, p. 183-190.

HALLEY, Edmond. An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun; derived from an experiment shown before the Royal Society, at one of their late meetings. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, [s.l.] v. 16, n. 189, p. 366-370.

HARBECK, Guy Earl. **A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory**. US Government Printing Office, 1962.

HELFRICH, K. R. et al. **Evaluation of models for predicting evaporative water loss in cooling impoundments. Final report.** Massachusetts Inst. of Tech., Cambridge (USA). Energy Lab., 1982.

HERATH, Indika et al. The water footprint of hydroelectricity: a methodological comparison from a case study in New Zealand. **Journal of Cleaner Production**, [s.l.] v. 19, n. 14, p. 1582-1589, 2011.

HU, Shunjun; GAN, Yongde; CHEN, Yongbao. Comparing phreatic evaporation at zero water table depth with water surface evaporation. **Journal of Arid Land**, [s.l.] v. 10, n. 6, p. 968-976, 2018.

IPECE - **Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará** – Ceará em Mapas. 2015. Disponível em: <http://www2.ipece.ce.gov.br/atlas/capitulo1/12/142x.htm> Acesso em: 14 Fev. 2020.

IPECE - **Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará**. Perfil Básico Municipal. 2018. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/index.php/perfil-municipal-2018>. Acessado: 13 Dez. 2019

IBGE - **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA**. 2017. Semiárido Brasileiro: Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/todos-os-produtos-geociencias/15974-semiarido-brasileiro.html?edicao=16195&t=sobre>. Acessado em: 10 Mar. 2020.

INMET - **Instituto Nacional de Meteorologia – Normais Climatológicas do Brasil**. 2019. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>. Acessado em: 16 Dez. 2019.

JACOBS, A. F. G.; ARRIËNS-BEKKER, EE Linclae. Evaporation data from a Piche evaporimeter. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 60, n. 1-4, p. 367-380, 1983.

JAVADI, S. et al. Classification of aquifer vulnerability using K-means cluster analysis. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 549, p. 27-37, 2017.

Jornal agrícola: **Quem Planta Colhe**. 2011. Disponível em: <https://jornalagricola.wordpress.com/2011/08/06/manejo-da-agua-de-irrigacao/tanque-classe-a/>. Acessado em: 23 de Janeiro de 2019.

KARL, Thomas R. et al. Indices of climate change for the United States. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s.l.] v. 77, n. 2, p. 279-292, 1996.

KELLOGG, Christopher H.; ZHOU, Xiaobing. Impact of the construction of a large dam on riparian vegetation cover at different elevation zones as observed from remotely sensed data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, [s.l.] v. 32, p. 19-34, 2014.



KOH, Insu; KIM, Seogcheol; LEE, Dowon. Effects of bibosoop plantation on wind speed, humidity, and evaporation in a traditional agricultural landscape of Korea: field measurements and modeling. **Agriculture, ecosystems & environment**, [s.l.] v. 135, n. 4, p. 294-303, 2010.

KOHLER, Max Adam; NORDENSON, Tor J.; FOX, W. E. **Evaporation from pans and lakes**. US Government Printing Office, 1955.

KRAEMER, Benjamin M. et al. Morphometry and average temperature affect lake stratification responses to climate change. **Geophysical Research Letters**, [s.l.] v. 42, n. 12, pp.4981-4988, 2015.

KROL, Maarten S. et al. Sustainability of small reservoirs and large scale water availability under current conditions and climate change. **Water Resources Management**, [s.l.] v. 25, n. 12, p. 3017-3026, 2011.

LASCANO, Robert J.; VAN BAVEL, Cornelius HM. Explicit and recursive calculation of potential and actual evapotranspiration. **Agronomy journal**, [s.l.] v. 99, n. 2, p. 585-590, 2007.

LAWRIMORE, Jay H.; PETERSON, Thomas C. Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States. **Journal of Hydrometeorology**, [s.l.] v. 1, n. 6, p. 543-546, 2000.

EE, Terrie Mackin; SWANCAR, Amy. **Influence of evaporation, ground water, and uncertainty in the hydrologic budget of Lake Lucerne, a seepage lake in Polk County, Florida**. US Government Printing Office, 1997.

LEITÃO, Mário de MVBR; OLIVEIRA, Gertrudes M. de; LEITÃO, Ted JV. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evaporação para duas regiões da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s.l.] v. 11, n. 6, p. 585-593, 2007.

LENSKY, Nadav G. et al. Diurnal Course of evaporation from the dead sea in summer: A distinct double peak induced by solar radiation and night sea breeze. **Water Resources Research**, [s.l.] v. 54, n. 1, p. 150-160, 2018.

LENTERS, John D.; KRATZ, Timothy K.; BOWSER, Carl J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 308, n. 1-4, p. 168-195, 2005.

LIANG, F.; XIA, X. A. Long-term trends in solar radiation and the associated climatic factors over China for 1961-2000. 2005.

LIMA NETO, Iran E. "Impact of artificial destratification on water availability of reservoirs in the Brazilian semiarid. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.] V. 91, n. 3, p. 91 (2019).

LIMA NETO, Iran Eduardo; WIEGAND, Mário Cesar; DE ARAÚJO, José Carlos. Sediment redistribution due to a dense reservoir network in a large semi-arid Brazilian basin. **Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques**, [s.l.] v. 56, n. 2, p. 319-333, 2011.

LINACRE, E. T. Evaporation trends. **Theoretical and applied climatology**, [s.l.] v. 79, n. 1-2, p. 11-21, 2004.

LINACRE, Edward T. Estimating US Class A pan evaporation from few climate data. **Water International**, [s.l.] v. 19, n. 1, p. 5-14, 1994.

LINACRE, Edward T. Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 64, n. 3-4, p. 237-256, 1993.

LINACRE, Edward T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural meteorology**, [s.l.] v. 18, n. 6, p. 409-424, 1977.

LIU, Binhui et al. A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955–2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s.l.] v. 109, n. D15, 2004.

LOPES, Juliana Dias et al. Performance of SSEBop model for estimating wheat actual evapotranspiration in the Brazilian Savannah region. **International Journal of Remote Sensing**, [s.l.] v. 40, n. 18, p. 6930-6947, 2019.

LOPES, José Wellington Batista; DE ARAÚJO, José Carlos. Simplified method for the assessment of siltation in semiarid reservoirs using satellite imagery. **Water**, [s.l.] v. 11, n. 5, p. 998, 2019.

LOPES, José Wellington Batista; DE ARAÚJO NETO, José Ribeiro; PINHEIRO, Everton Alves Rodrigues. Produção de sedimentos e assoreamento em reservatório no semiárido: o caso do açude Marengo, Ceará. **Geoambiente On-line**, [s.l.] n. 24, 2015.

LOPEZ, O. C. Estudio comparativo del manejo de los recursos hídricos en dos cuencastropicaleslatinoamericanasen diferentes condiciones ambientales: lacuenca deMadalena, Ceará, Brasil y lacuencadelRío San Diego, Pinar Del Río, Cuba. 2011. 66p.Relatorio-Universidade Federal do Ceara, Fortaleza, 2011.

LOGGEDARAGH, Saeideh Zamani; RAHIMZADEGAN, Majid. Evaluation of SEBS, SEBAL, and METRIC models in estimation of the evaporation from the freshwater lakes (Case study: Amirkabir dam, Iran). **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 561, p. 523-531, 2018.

LOWRY, Robert L. Consumptive use of water for agriculture. **Transactions of American Society of Civil Engineering**, [s.l.] v. 107, p. 1243-1302, 1942.

MACEDO, MVA de. **Características físicas e técnicas dos açudes públicos do Estado do Ceará**.DNOCS, 1981.

MAJIDI, M. et al. Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. **Water resources management**, [s.l.] v. 29, n. 10, p. 3711-3733, 2015.

MALARET, Erick. Landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper data quality analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, [s.l.] v. 51, p. 1407-1416, 1985.

MALVEIRA, Vanda Tereza Costa; ARAÚJO, José Carlos de; GÜNTNER, Andreas. Hydrological impact of a high-density reservoir network in semiarid northeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s.l.] v. 17, n. 1, p. 109-117, 2012.

MAMEDE, George L. et al. Modeling the effect of multiple reservoirs on water and sediment dynamics in a semiarid catchment in Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s.l.] v. 23, n. 12, p. 05018020, 2018.

MAMEDE, George L. et al. Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, [s.l.] v. 109, n. 19, p. 7191-7195, 2012.

MARCIANO, J. J.; HARBECK, G. E. Mass-transfer studies. **Water-Loss Investigations: Lake Hefner Studies, Technical Report. United States Geological Survey, Washington, DC**, p. 46-70, 1954.

MARENGO, Jose A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. **Parcerias estratégicas**, [s.l.] v. 13, n. 27, p. 149-176, 2010.

MCMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; PEEL, M. C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, [s.l.] v. 3, n. 6, p. 788-818, 2016.

MCMAHON, T. A. et al. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. **Hydrology & Earth System Sciences**, [s.l.] v. 9, n. 10, 2013.

MEDEIROS, Pedro Henrique Augusto et al. Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of soils and sediments**, [s.l.] v. 14, n. 12, p. 1938-1948, 2014.

MEDEIROS, Pedro Henrique Augusto; DE ARAUJO, Jose Carlos; BRONSTERT, Axel. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agronômica**, [s.l.] v. 40, n. 2, p. 165-174, 2009.

MERONI, Michele et al. Near real-time vegetation anomaly detection with MODIS NDVI: Timeliness vs. accuracy and effect of anomaly computation options. **Remote sensing of environment**, [s.l.] v. 221, p. 508-521, 2019.

METZGER, Jutta et al. Dead Sea evaporation by eddy covariance measurements vs. aerodynamic, energy budget, Priestley–Taylor, and Penman estimates. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s.l.] v. 22, n. 2, p. 1135, 2018.

MISSIONS, USGS Landsat. Using the USGS Landsat8 Product. **US Department of the Interior-US Geological Survey–NASA**, 2016.

MITCHELL JR, J. Murray. Recent secular changes of global temperature. **Annals of the New York Academy of Sciences**, [s.l.] v. 95, n. 1, p. 235-250, 1961.

MOLLE, François; CADIER, Eric. **Manual do pequeno acude; construir; conservar e aproveitar pequenos acudes no Nordeste Brasileiro**. Superintendencia do Desenvolvimento do Nordeste, Recife (Brasil). Diretoria de Planejamento Global, 1992.

MOONEN, A. C., ERCOLI, L., MARIOTTI, M., & MASONI, A. Climate change in Italy indicated by agrometeorological indices over 122 years. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 111, n. 1, p. 13-27, 2002.

MONIN, Andreï Sergeevich; OBUKHOV, Aleksandr Mikhaïlovich. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, [s.l.] v. 151, n. 163, p. e187, 1954.

MORIASI, Daniel N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, [s.l.] v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

MORTON, Fred I. Operational estimates of lake evaporation. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 66, n. 1-4, p. 77-100, 1983.

NASCIMENTO, Antônia Tatiana Pinheiro do et al. Decentralized water supply by reservoir network reduces power demand for water distribution in a semi-arid basin. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.] v. 64, n. 1, p. 80-91, 2019.

NASH, J. Eamonn; SUTCLIFFE, Jonh V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

OHMURA, Atsumu; WILD, Martin. Is the hydrological cycle accelerating?. **Science**, [s.l.] v. 298, n. 5597, p. 1345-1346, 2002.

OHMURA, Atsumu. Secular variation of global radiation in Europe. **IRS'88: Current problems in atmospheric radiation**, [s.l.] p. 298-301, 1989.

OOSTERBAAN, R. J.; NIJLAND, H. J.; RITZEMA, H. P. Drainage principles and applications. **International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI)**, 1994.

PACHECO, Carlos H.A., and LIMA NETO, Iran E. Effect of artificial circulation on the removal kinetics of cyanobacteria in a hypereutrophic shallow lake. **Journal of Environmental Engineering**, [s.l.] v. 143, n. 12, p. 1 – 8, 2017.

PENMAN, Howard Latimer. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences**, [s.l.] v. 193, n. 1032, p. 120-145, 1948.

PETERSON, Thomas C.; GOLUBEV, V. S.; GROISMAN, P. Ya. Evaporation losing its strength. **Nature**, [s.l.] v. 377, n. 6551, p. 687-688, 1995.

PEREIRA, Bruno et al. Assessment of the geometry and volumes of small surface water reservoirs by remote sensing in a semi-arid region with high reservoir density. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.] v. 64, n. 1, p. 66-79, 2019.

PEREIRA, Francisco Jairo Soares et al. Estimation of suspended sediment concentration in an intermittent river using multi-temporal high-resolution satellite imagery. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, [s.l.] v. 79, p. 153-161, 2019.

PEREIRA, Silvio B. et al. Evaporação líquida no lago de Sobradinho e impactos no escoamento devido à construção do reservatório. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s.l.] v. 13, n. 3, p. 346-352, 2009.

PERRAULT, Pierre et al. On the origin of springs. 1967.

PRIESTLEY, Charles Henry Brian; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly weather review**, [s.l.] v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972.

QIAN, Yun et al. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. **Geophysical Research Letters**, [s.l.] v. 33, n. 1, 2006.

RÊGO, AH do. Os sertões e os desertos: o combate à desertificação e a política externa brasileira. **Brasília: Funag**, 2012.

ROCHA, Sofia Midauar Gondim. Impacto da variabilidade hidroclimática na hidrodinâmica de um reservatório urbano em Fortaleza/CE. 2019.

RODERICK, Michael L.; FARQUHAR, Graham D. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, [s.l.] v. 24, n. 9, p. 1077-1090, 2004.

RODERICK, Michael L.; FARQUHAR, Graham D. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. **Science**, [s.l.] v. 298, n. 5597, p. 1410-1411, 2002.

RODRIGUES, Italo S., Ramalho, Geraldo L.B., e Medeiros, Pedro H.A. Potential of floating photovoltaic plant in a tropical reservoir in Brazil. **Journal of Environmental Planning and Management**, [s.l.] v. 63, p. 1-24, 2020.

ROHWER, Carl. **Evaporation from free water surfaces**. US Department of Agriculture, 1931.

ROSENBERG, Norman J.; BLAD, Blaine L.; VERMA, Shashi B. **Microclimate: the biological environment**. John Wiley & Sons, 1983.

ROSENBERRY, Donald O. et al. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 340, n. 3-4, p. 149-166, 2007.

ROST, Stefanie et al. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. **Water Resources Research**, [s.l.] v. 44, n. 9, 2008.

SAHU, Alok, YADAV, Neha, e SUDHAKAR, K. Floating photovoltaic power plant: A review. **Renewable and sustainable energy reviews**, [s.l.] v. 66, p. 815-824, 2016.

SALEMI, Luiz Felipe et al. Riparian vegetation and water yield: A synthesis. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 454, p. 195-202, 2012.

SALES, M. T. B. F. Caracterização de processos erosivos em áreas florestadas e antropizadas na Serra de Baturité-CE. 1997.

- SCHREIBER, P. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. **Z. Meteorol**, [s.l.] v. 21, n. 10, p. 441-452, 1904.
- SCHUTGENS, N. J. et al. On the spatio-temporal representativeness of observations. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, 2017.
- SENAY, Gabriel B. et al. Satellite-based water use dynamics using historical Landsat data (1984–2014) in the southwestern United States. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 202, p. 98-112, 2017.
- SHELQUIST, Richard. Equations-air density and density altitude. **Equations-Air Density and Density Altitude**, 2009.
- SHUTTLEWORTH, W. James; WALLACE, James S. Calculating the water requirements of irrigated crops in Australia using the Matt-Shuttleworth approach. **Transactions of the ASABE**, [s.l.] v. 52, n. 6, p. 1895-1906, 2009.
- SILVA, Bernardo B. da et al. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s.l.] v. 20, n. 1, p. 3-8, 2016.
- STANHILL, Gerald; COHEN, Shabtai. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. **Agricultural and forest meteorology**, [s.l.] v. 107, n. 4, p. 255-278, 2001.
- SU, Zhongbo. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and earth system sciences**, [s.l.] v. 6, n. 1, p. 85-99, 2002.
- SVERDRUP, H. U. The humidity gradient over the sea surface. **Journal of Meteorology**, [s.l.] v. 3, n. 1, p. 1-8, 1946.
- SZEICZ, G.; MCMONAGLE, R. C. The heat balance of urban swimming pools. **Solar Energy**, [s.l.] v. 30, n. 3, p. 247-259, 1983.
- TANAKA, Marcel Okamoto et al. Influence of watershed land use and riparian characteristics on biological indicators of stream water quality in southeastern Brazil. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, [s.l.] v. 216, p. 333-339, 2016.
- TEGOS, A.; MALAMOS, N.; KOUTSOYIANNIS, D. A parsimonious regional parametric evapotranspiration model based on a simplification of the Penman–Monteith formula. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 524, p. 708-717, 2015.
- TENNEKES, H. The logarithmic wind profile. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [s.l.] v. 30, n. 2, p. 234-238, 1973.
- THORNTON, Phillip K. et al. The impacts of climate change on livestock and livestock systems in developing countries: A review of what we know and what we need to know. **Agricultural systems**, [s.l.] v. 101, n. 3, p. 113-127, 2009.
- TSAI, Chih-Wei et al. Riparian thermal conditions across a mixed rural and urban landscape. **Applied Geography**, [s.l.] v. 87, p. 106-114, 2017.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. 2003. **University of Idaho: Moscow**, Idaho, 2003.

THORNTHWAITE, C. W.; HOLZMAN, Benjamin. The determination of evaporation from land and water surfaces. **Monthly Weather Review**, [s.l.] v. 67, n. 1, p. 4-11, 1939.

THORNTON, Phillip K. et al. The impacts of climate change on livestock and livestock systems in developing countries: A review of what we know and what we need to know. **Agricultural systems**, [s.l.] v. 101, n. 3, p. 113-127, 2009.

USGS - **United States Geological Survey. Water Cycle**, 2019 Disponível em: <https://water.usgs.gov/edu/watercycle.html>. Acessado em: 22 Jan. 2019.

VALIANTZAS, John D. Simplified limited data Penman's ET0 formulas adapted for humid locations. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 524, p. 701-707, 2015.

VIEIRA, Nayara et al. Estimativa da evaporação nos reservatórios de Sobradinho e Três Marias usando diferentes modelos. **Engenharia Agrícola**, [s.l.] v. 36, n. 3, p. 433-448, 2016.

XU, Jianqing et al. Surface heat balance and pan evaporation trends in Eastern Asia in the period 1971–2000. **Hydrological Processes: An International Journal**, [s.l.] v. 19, n. 11, p. 2161-2186, 2005.

WANG, Binbin et al. Physical controls on half-hourly, daily, and monthly turbulent flux and energy budget over a high-altitude small lake on the Tibetan Plateau. **Journal of geophysical research: Atmospheres**, [s.l.] v. 122, n. 4, p. 2289-2303, 2017.

WANG, Binbin et al. Analysis of lake-air heat and water transfer processes in a high-altitude shallow lake on the Tibetan Plateau. **EGUGA**, p. EPSC2016-3670, 2016.

Water balance Components: **Integrated Mass, Solute, Isotopic & Thermal Balances of a Coastal Wetland. Wetland Research at Perry Lakes, Western Australia 1993 – 1998**. 2004 Disponível em: <http://perrylakes.info/overview/chapter-5-water-balance-components>. Acessado em: 23 Jan. 2019.

Water Control: **Agriseach Equipament**. Disponível em: <https://www.watercontrol.com.br/produto/evaporimetro-de-piche>. Acessado em 25 Set. 2018.

WELLS, Mathew Graeme; SHERMAN, Bradford. Stratification produced by surface cooling in lakes with significant shallow regions. **Limnology and Oceanography**, v. 46, n. 7, p. 1747-1759, 2001.

WEN, Lijuan et al. Air–lake boundary layer and performance of a simple lake parameterization scheme over the Tibetan highlands. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, [s.l.] v. 68, n. 1, p. 31091, 2016.

WILD, Martin et al. From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. **Science**, [s.l.] v. 308, n. 5723, p. 847-850, 2005.

WILD, Martin; OHMURA, Atsumu; CUBASCH, Ulrich. GCM-simulated surface energy fluxes in climate change experiments. **Journal of climate**, [s.l.] v. 10, n. 12, p. 3093-3110, 1997.

WILLETT, Hurd C. Temperature trends of the past century. **In Centenary Proceedings of the Royal Meteorological Society**. [s.l.] v. 195, 1950.

WOLFE, Brent B. et al. Developing temporal hydroecological perspectives to inform stewardship of a northern floodplain landscape subject to multiple stressors: paleolimnological investigations of the Peace–Athabasca Delta. **Environmental Reviews**, [s.l.] v. 20, n. 3, p. 191-210, 2012.

WOOLWAY, R. Iestyn et al. Latitude and lake size are important predictors of over-lake atmospheric stability. **Geophysical Research Letters**, [s.l.] v. 44, n. 17, p. 8875-8883, 2017.

YAO, Hua-Xia et al. Long-term study of lake evaporation and evaluation of seven estimation methods: results from Dickie Lake, South-Central Ontario, Canada. **Journal of Environmental Protection**, [s.l.] v. 1, n. 01, p. 1, 2009.

YAO, Huaxia et al. Hydrological impacts of climate change predicted for an inland lake catchment in Ontario by using monthly water balance analyses. **Hydrological Processes: An International Journal**, [s.l.] v. 23, n. 16, p. 2368-2382, 2009.

ZHANG, Gong et al. Estimation of forest aboveground biomass in California using canopy height and leaf area index estimated from satellite data. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 151, p. 44-56, 2014.

ZHANG, Hua et al. A remote sensing method for estimating regional reservoir area and evaporative loss. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 555, p. 213-227, 2017.

ZHANG, Shuping et al. Bathymetric survey of water reservoirs in north-eastern Brazil based on TanDEM-X satellite data. **Science of the Total Environment**, [s.l.] v. 571, p. 575-593, 2016.

ZHAO, Gang; GAO, Huilin. Estimating reservoir evaporation losses for the United States: Fusing remote sensing and modeling approaches. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 226, p. 109-124, 2019.



**APÊNDICE A – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO: MODELO  
BLANEY-CRIDDLE (1950)**

Figura 23: Distribuição espacial da evaporação no Açude Santo Anastácio com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

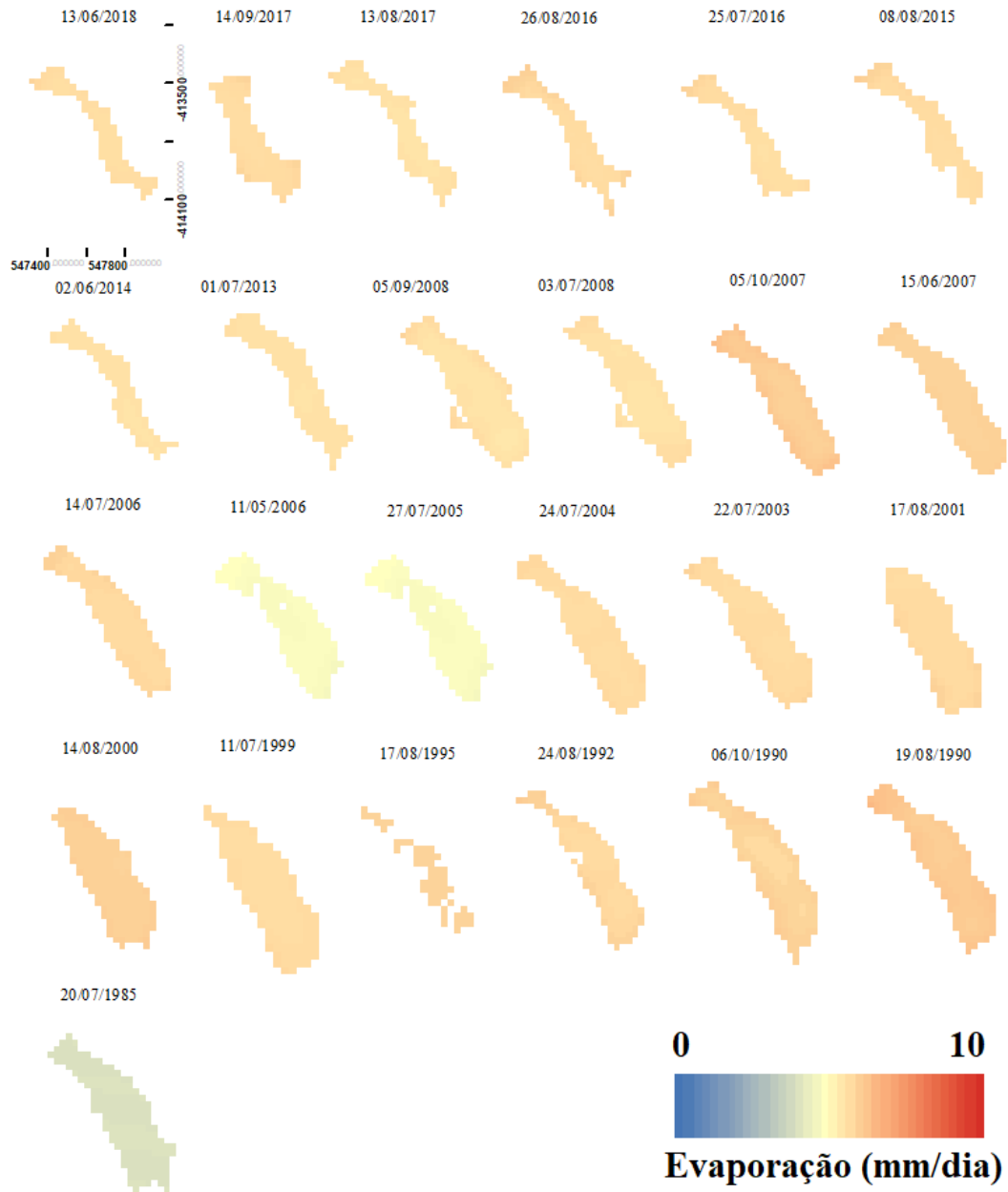


Figura 24: Distribuição espacial da evaporação no Açude Gavião com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

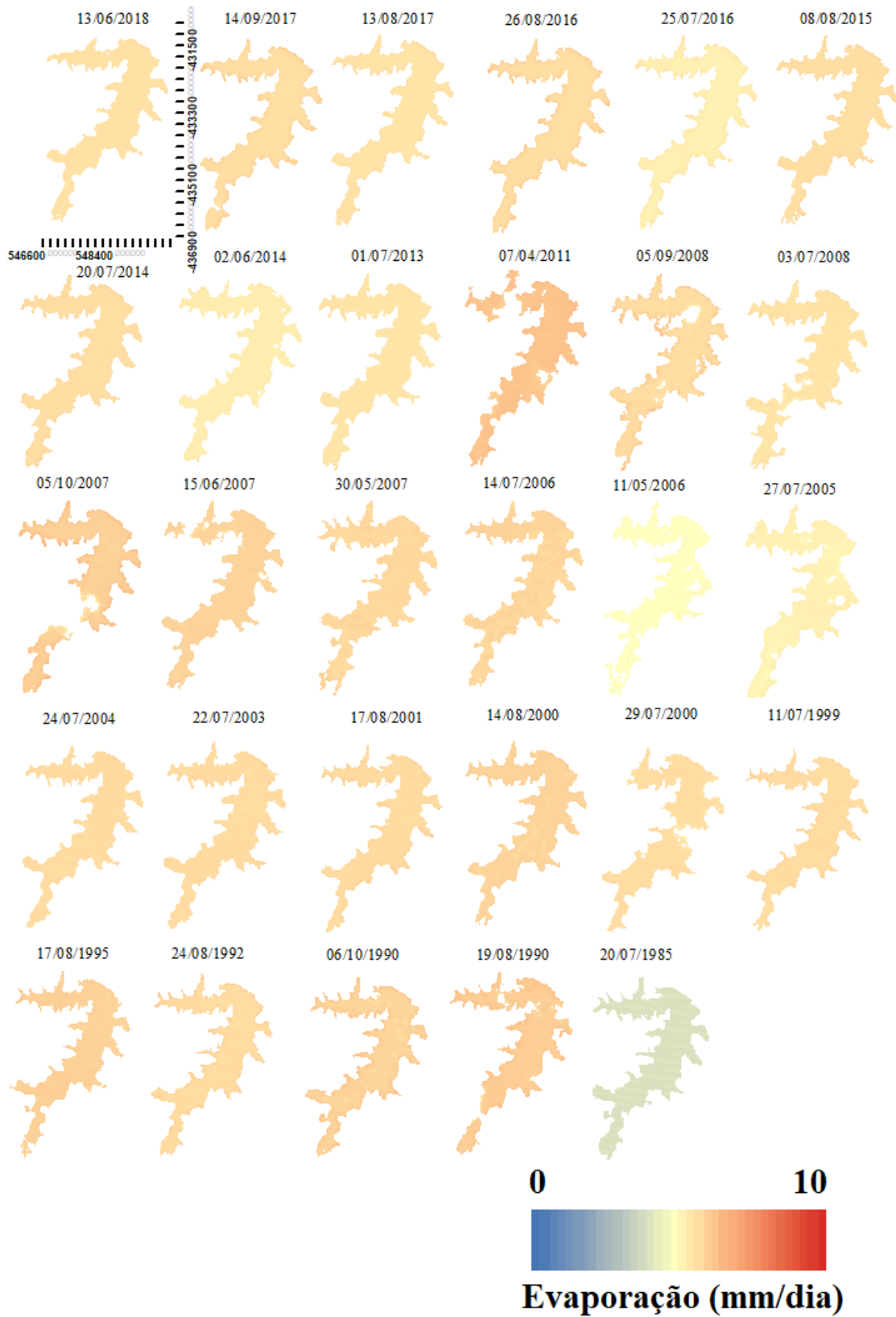


Figura 25: Distribuição espacial da evaporação no Açude Riachão com uso do modelo de Blaney-Cridde (1950)

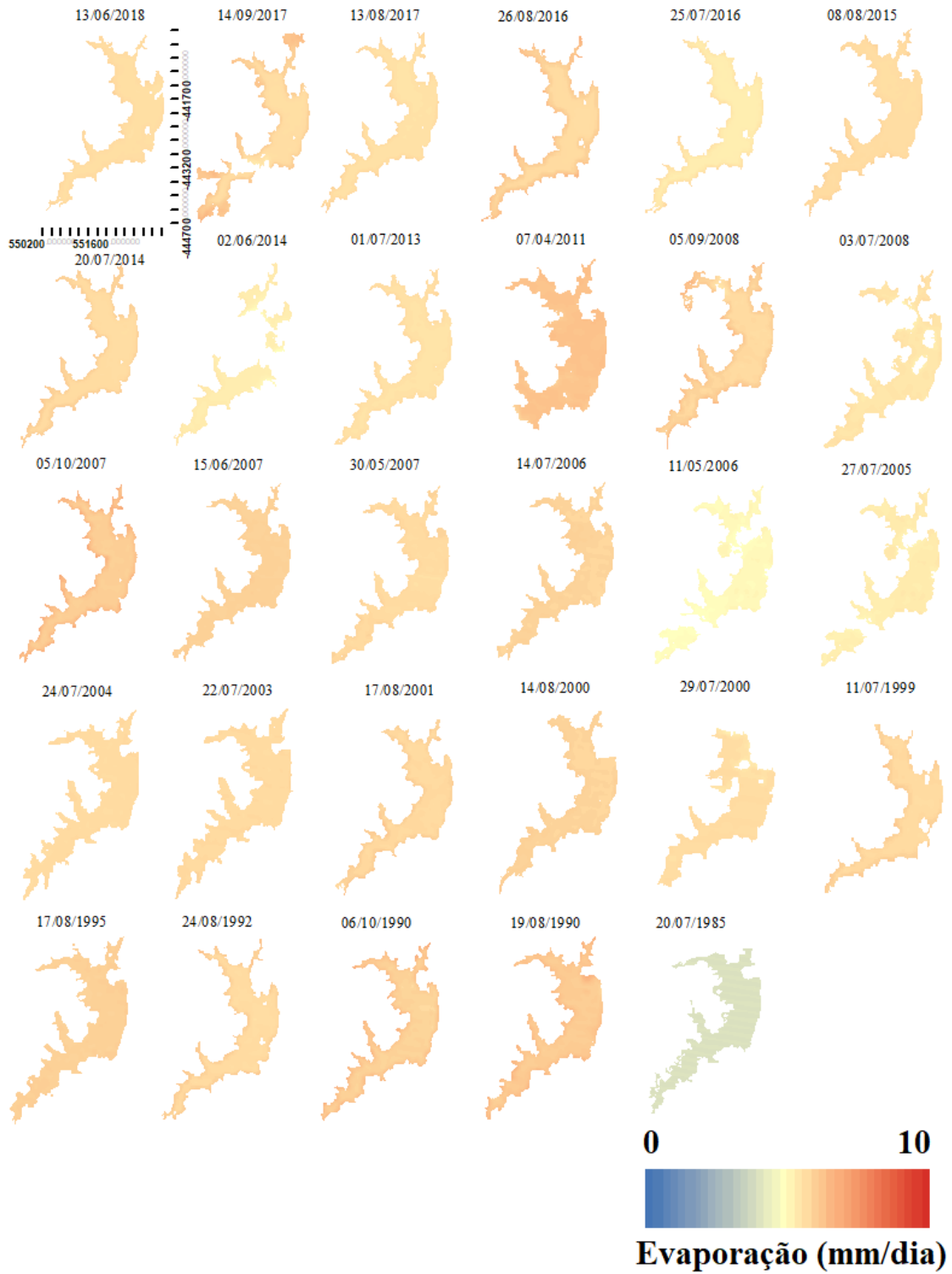


Figura 26: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacoti com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

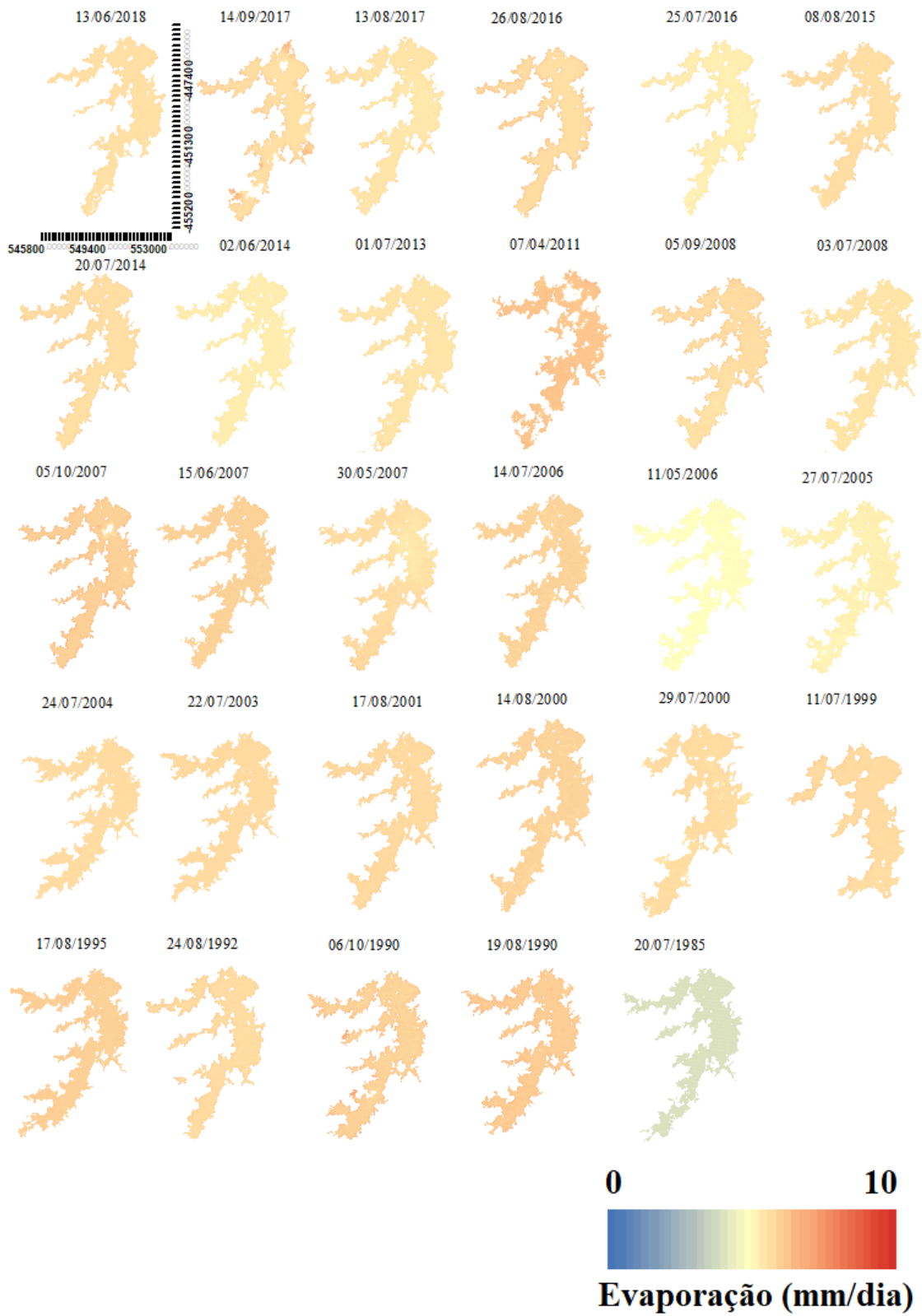


Figura 27: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacajus com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

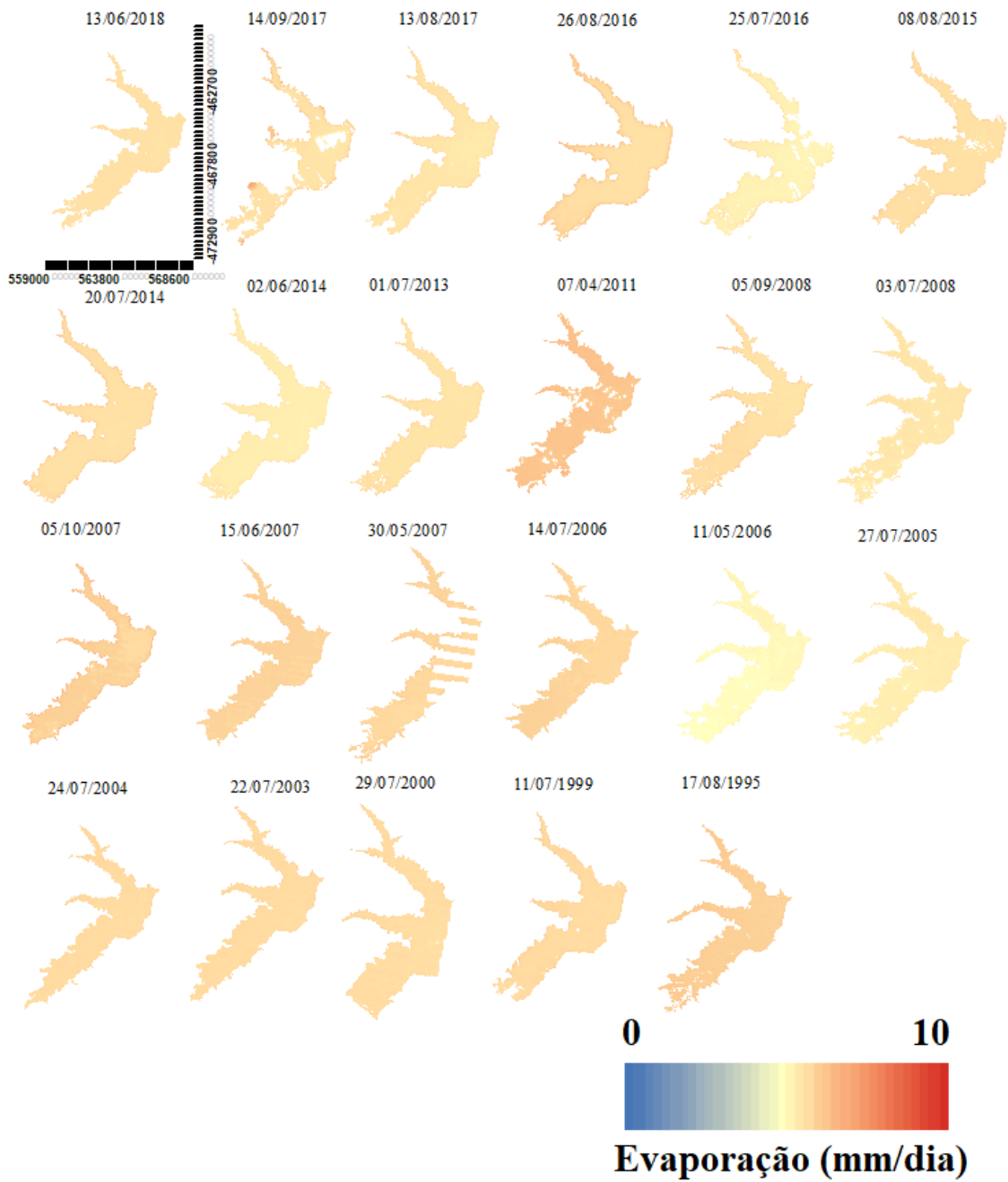


Figura 28: Distribuição espacial da evaporação no Açude Tijuquinha com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

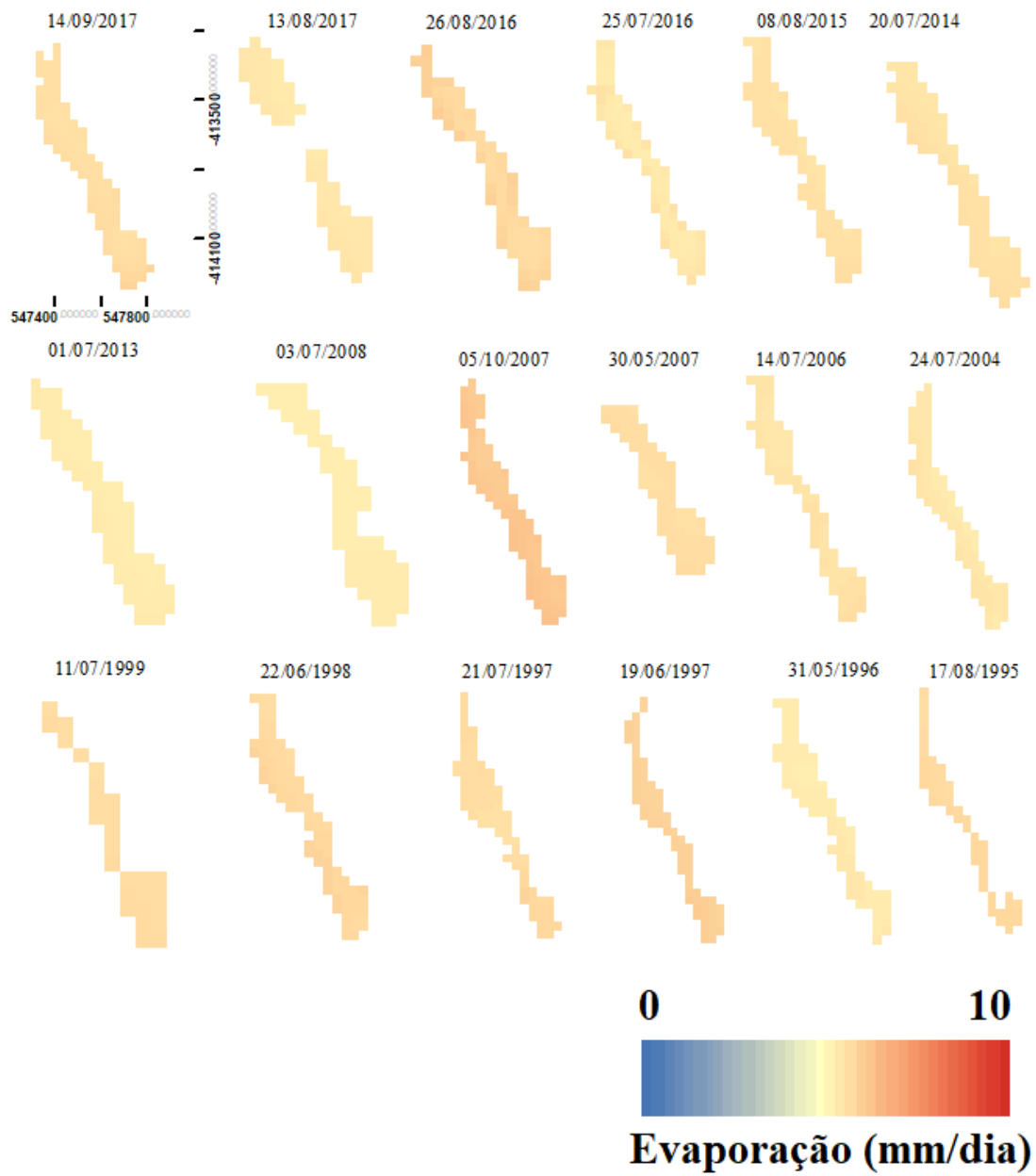


Figura 29: Distribuição espacial da evaporação no Açude Marengo com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)

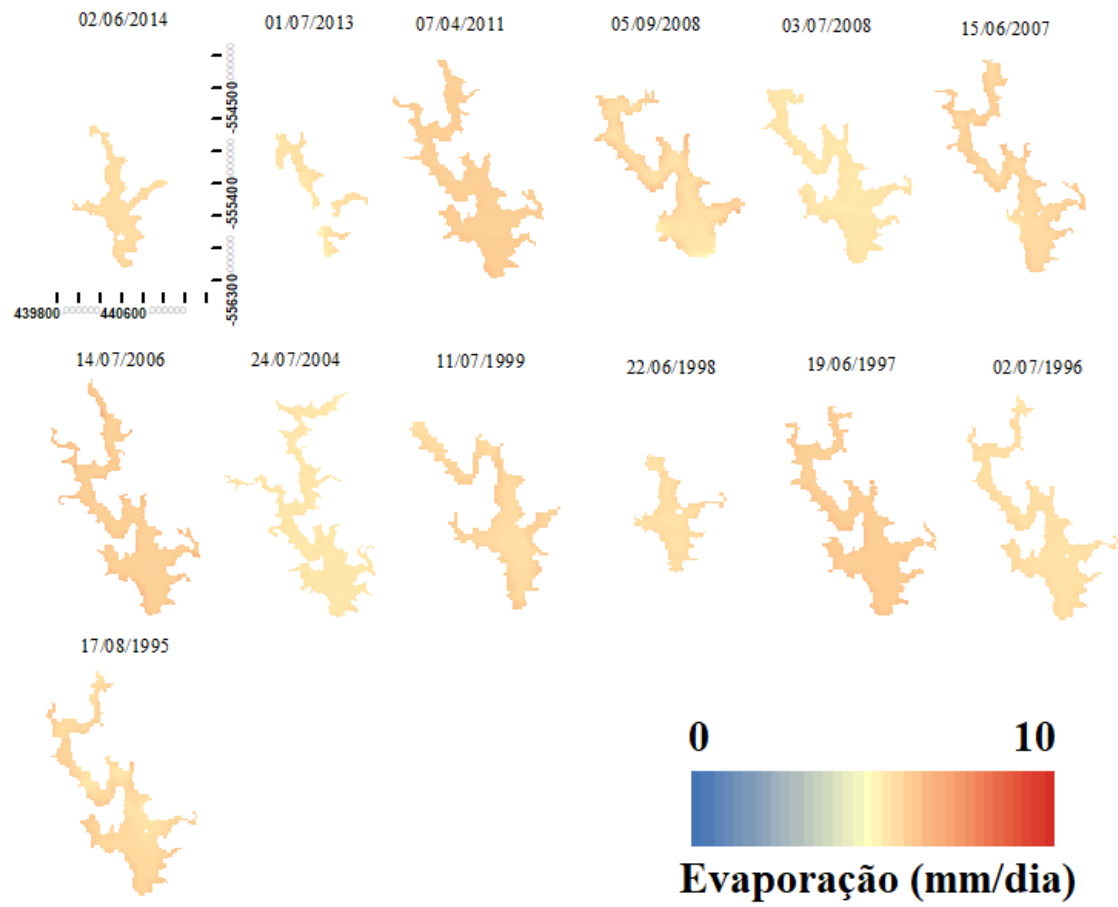
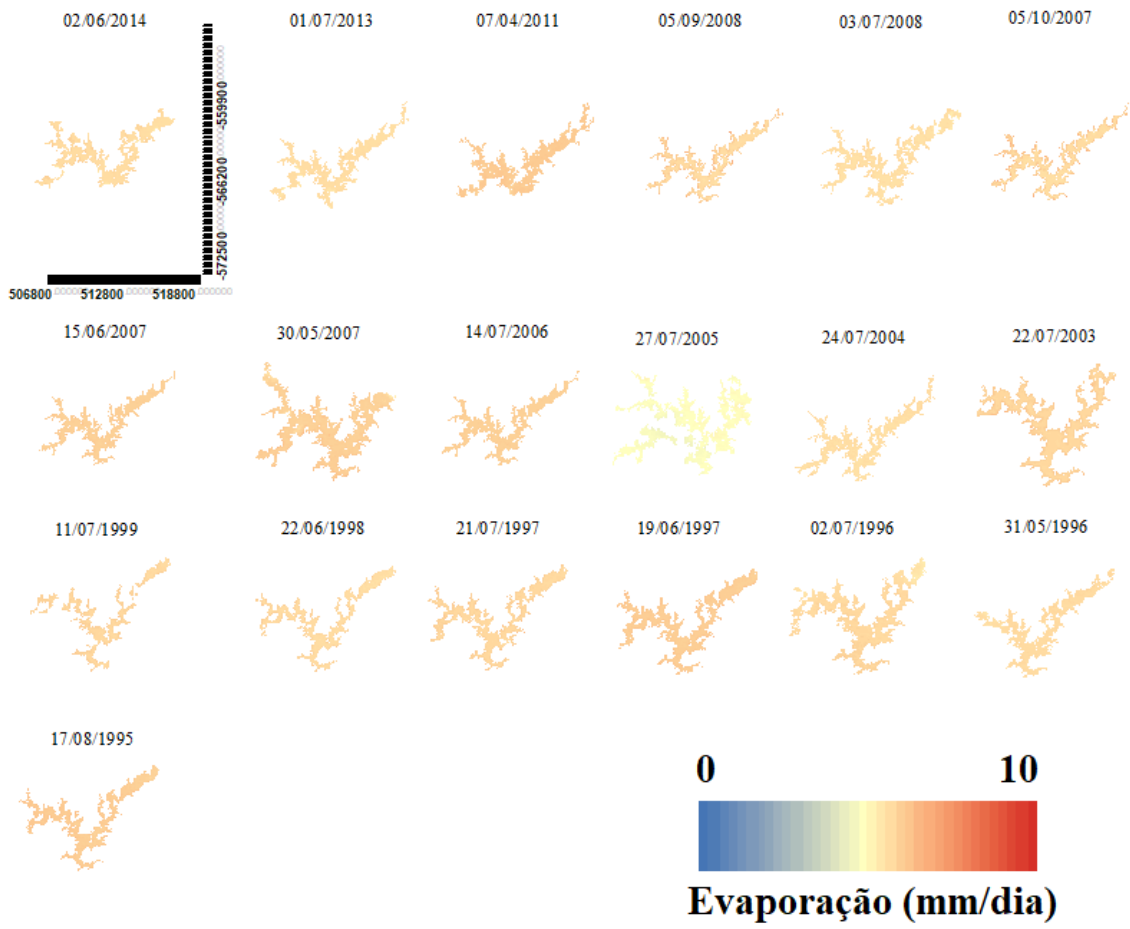


Figura 30: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pedras Brancas com uso do modelo de Blaney-Criddle (1950)





## APÊNDICE B – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO: MODELO LINACRE (1977)

Figura 31: Distribuição espacial da evaporação no Açude Santo Anastácio com uso do modelo de Linacre (1977)

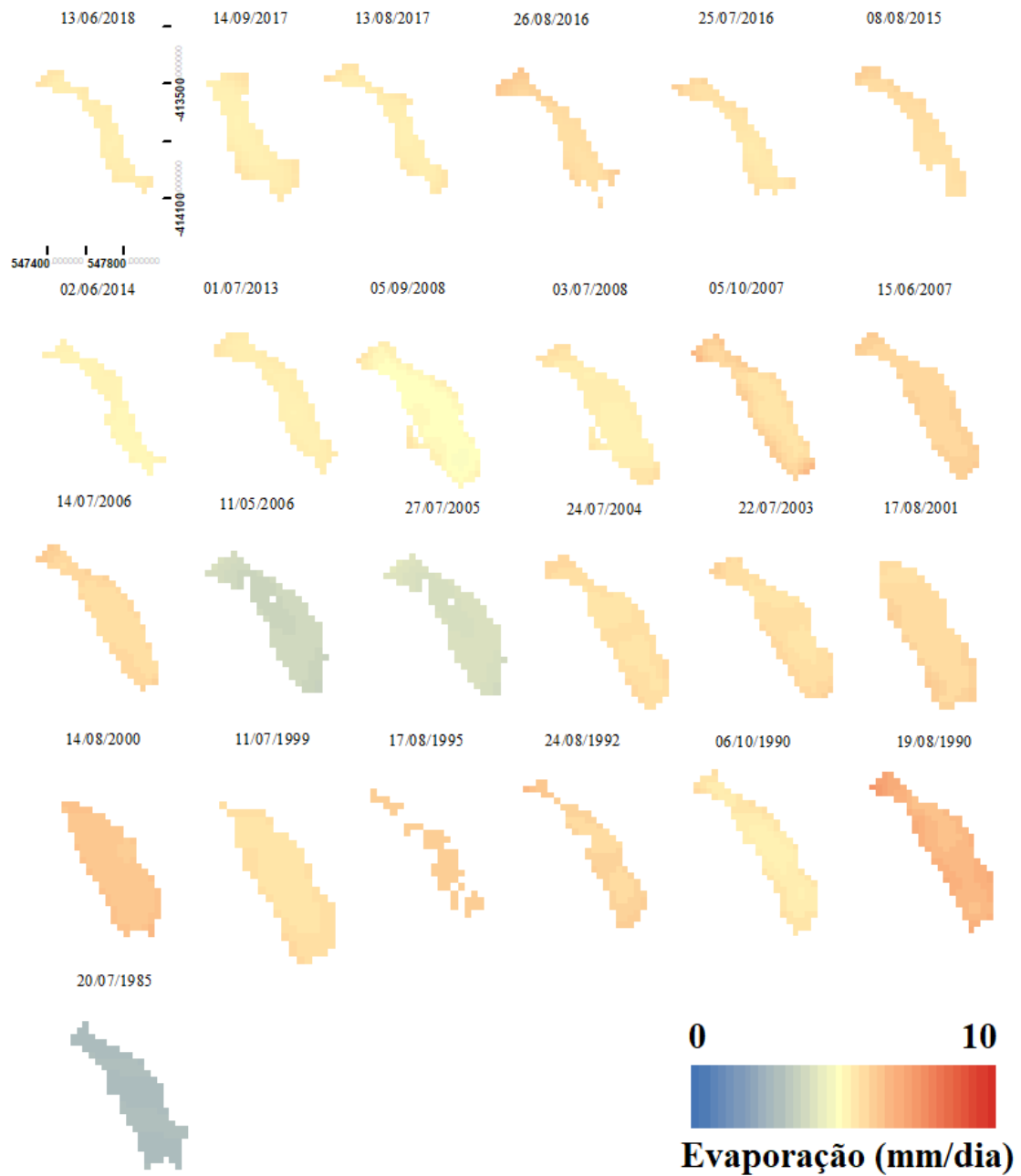


Figura 32: Distribuição espacial da evaporação no Açude Gavião com uso do modelo de Linacre (1977)

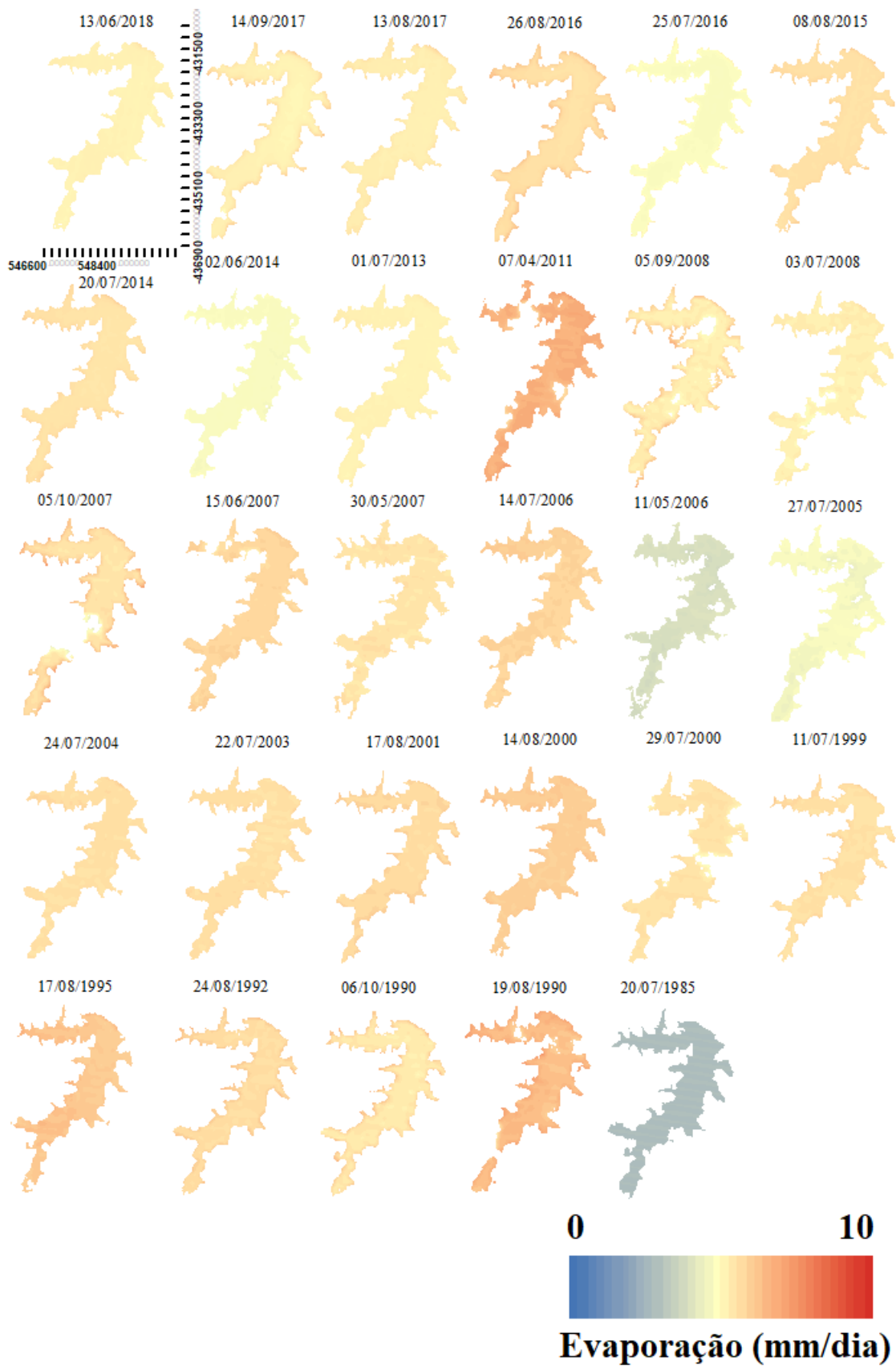


Figura 33: Distribuição espacial da evaporação no Açude Riachão com uso do modelo de Linacre (1977)

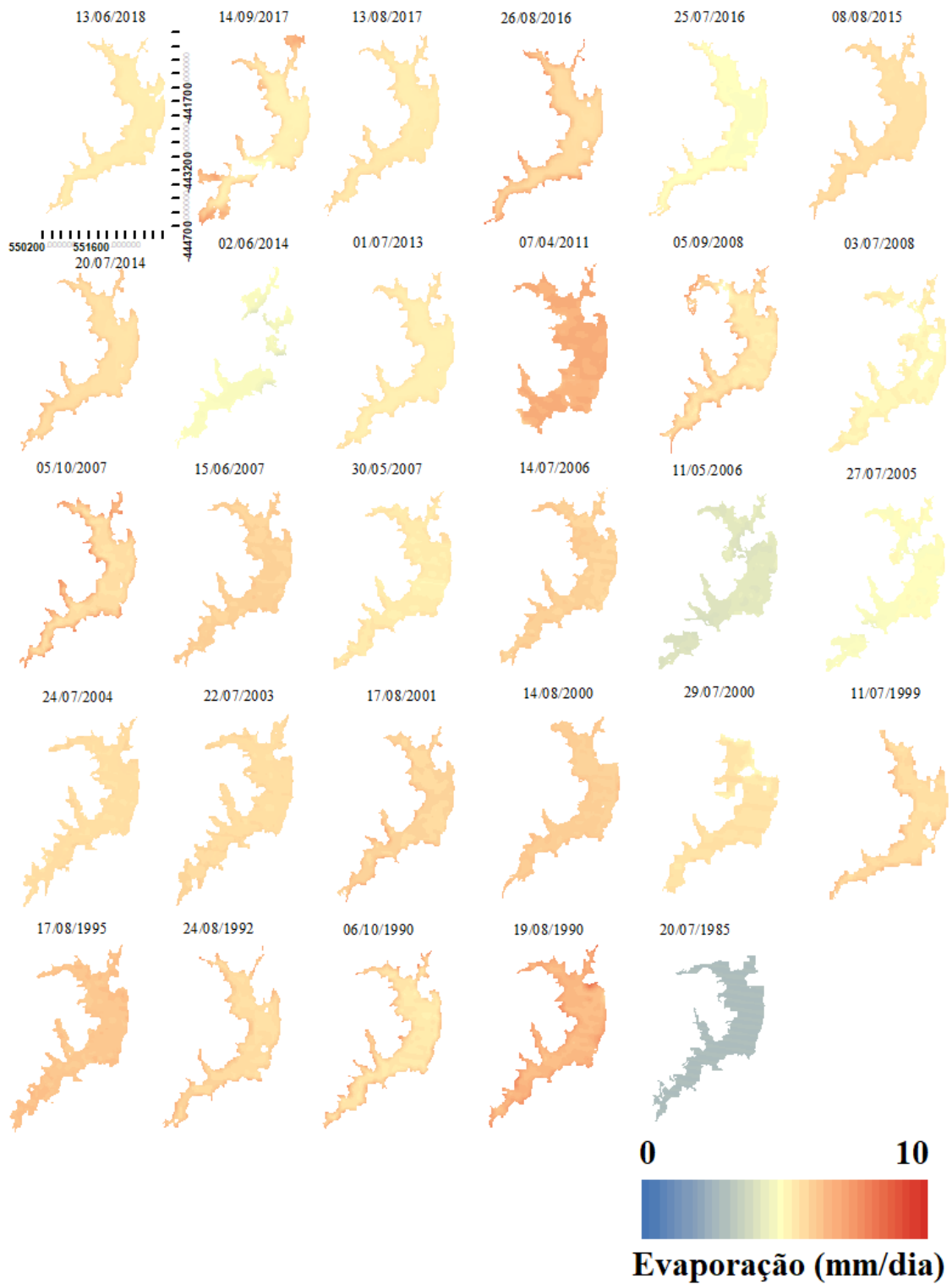


Figura 34: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacoti com uso do modelo de Linacre (1977)

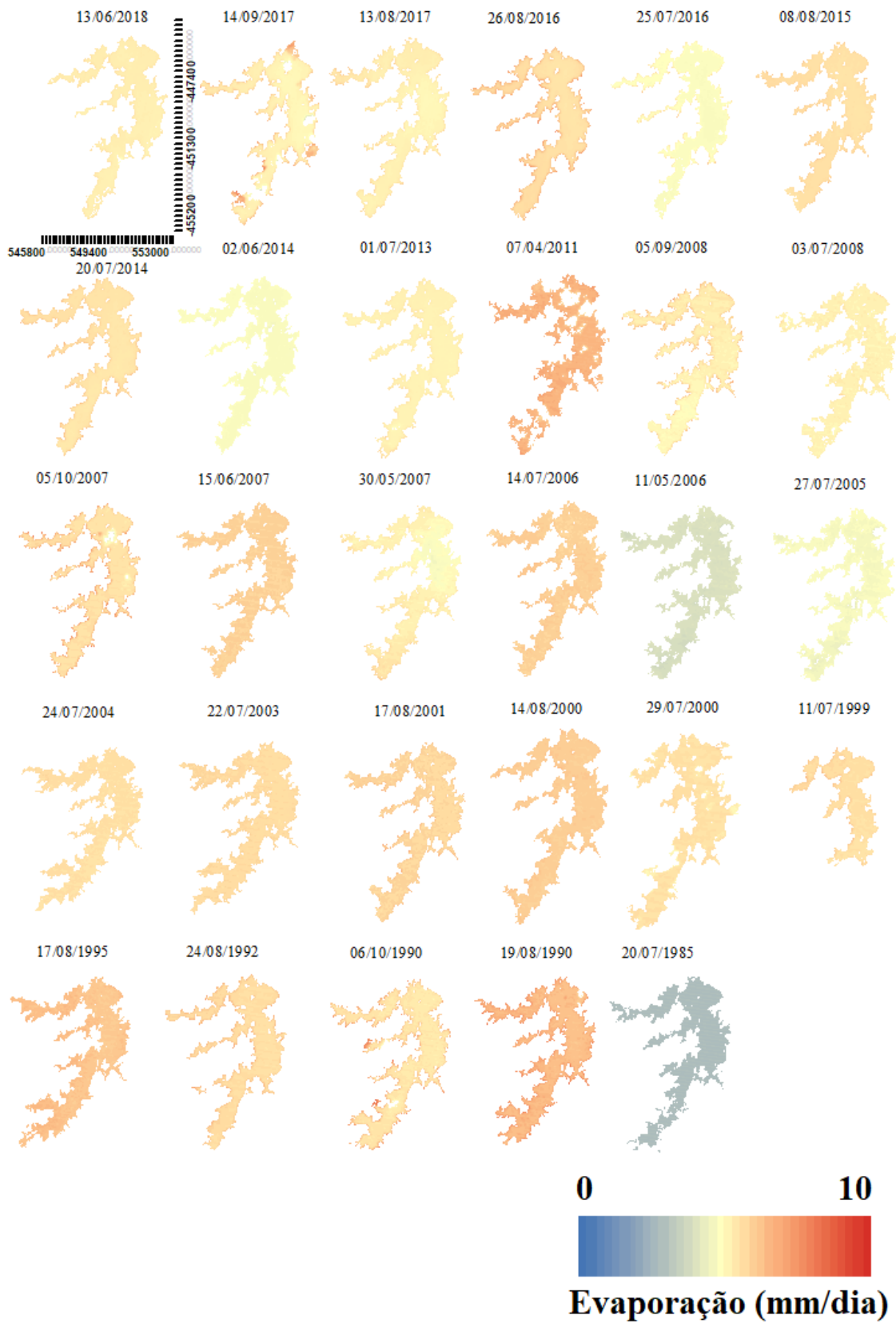


Figura 35: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacajus com uso do modelo de Linacre (1977)

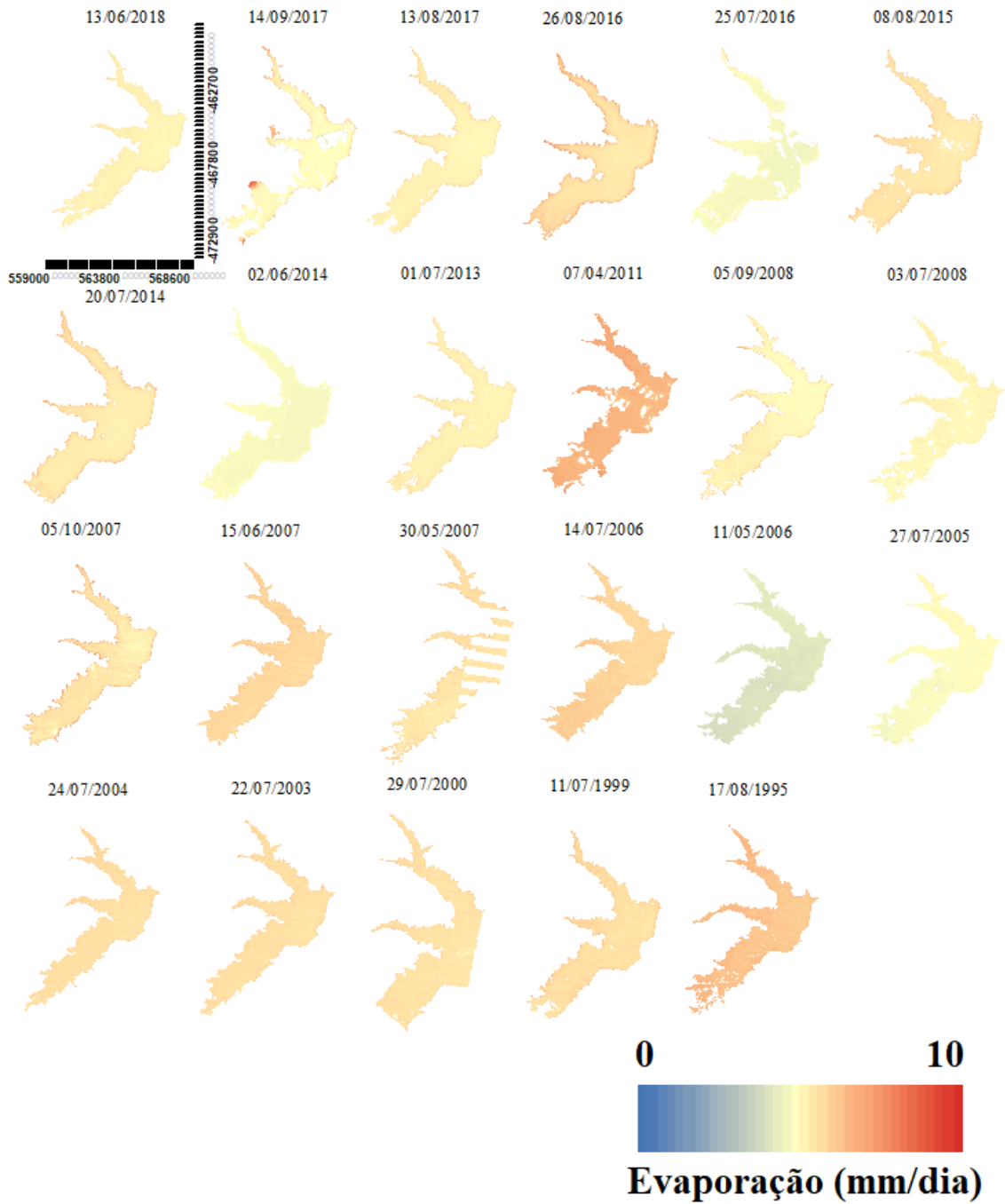


Figura 36: Distribuição espacial da evaporação no Açude Tijuquinha com uso do modelo de Linacre (1977)

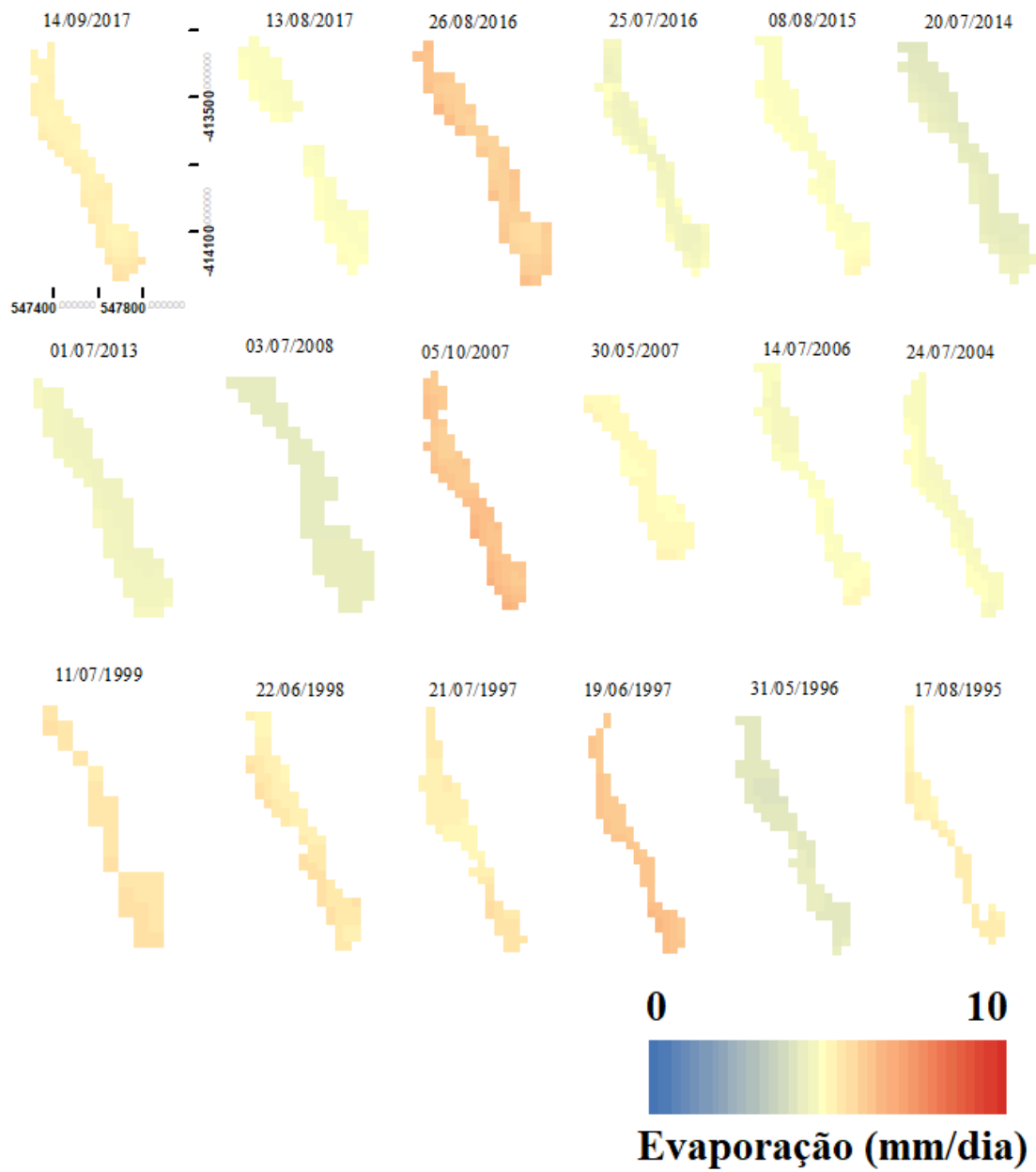


Figura 37: Distribuição espacial da evaporação no Açude Marengo com uso do modelo de Linacre (1977)

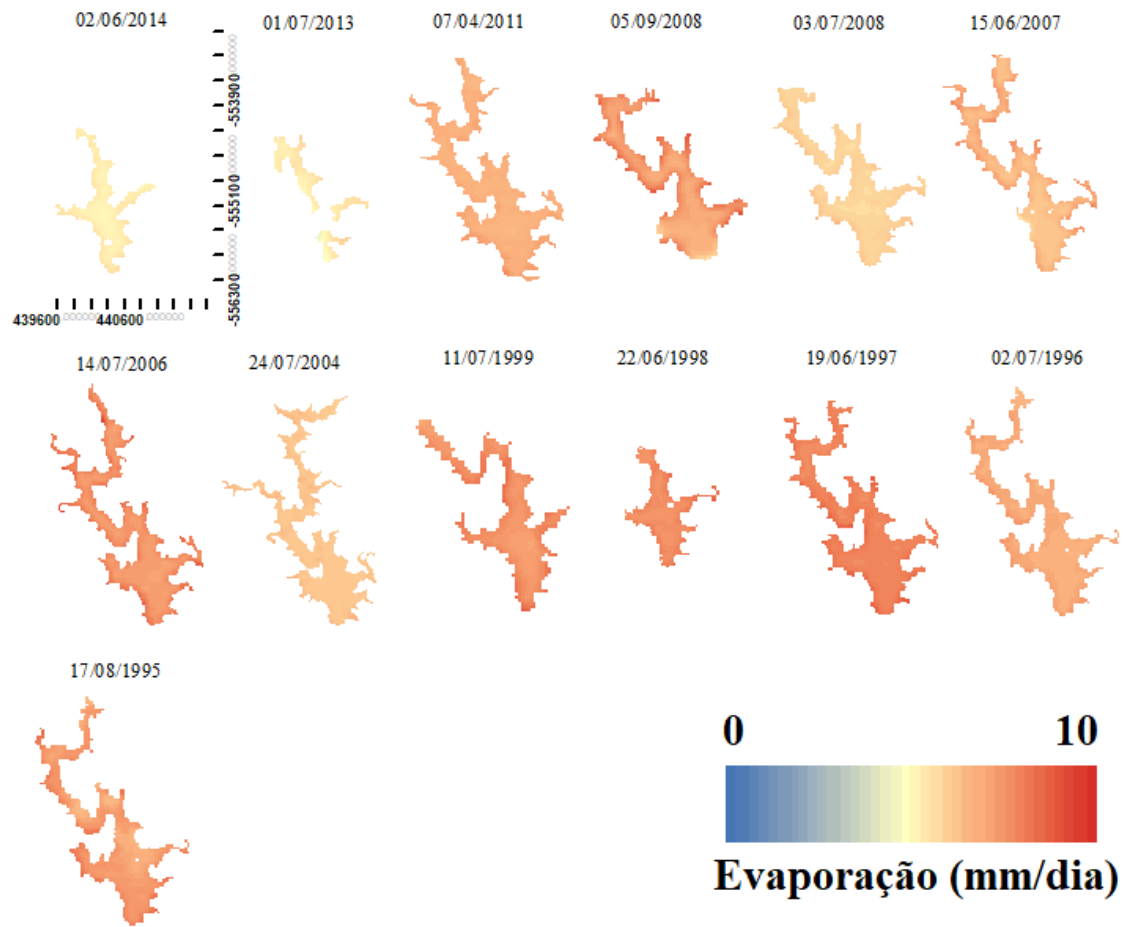
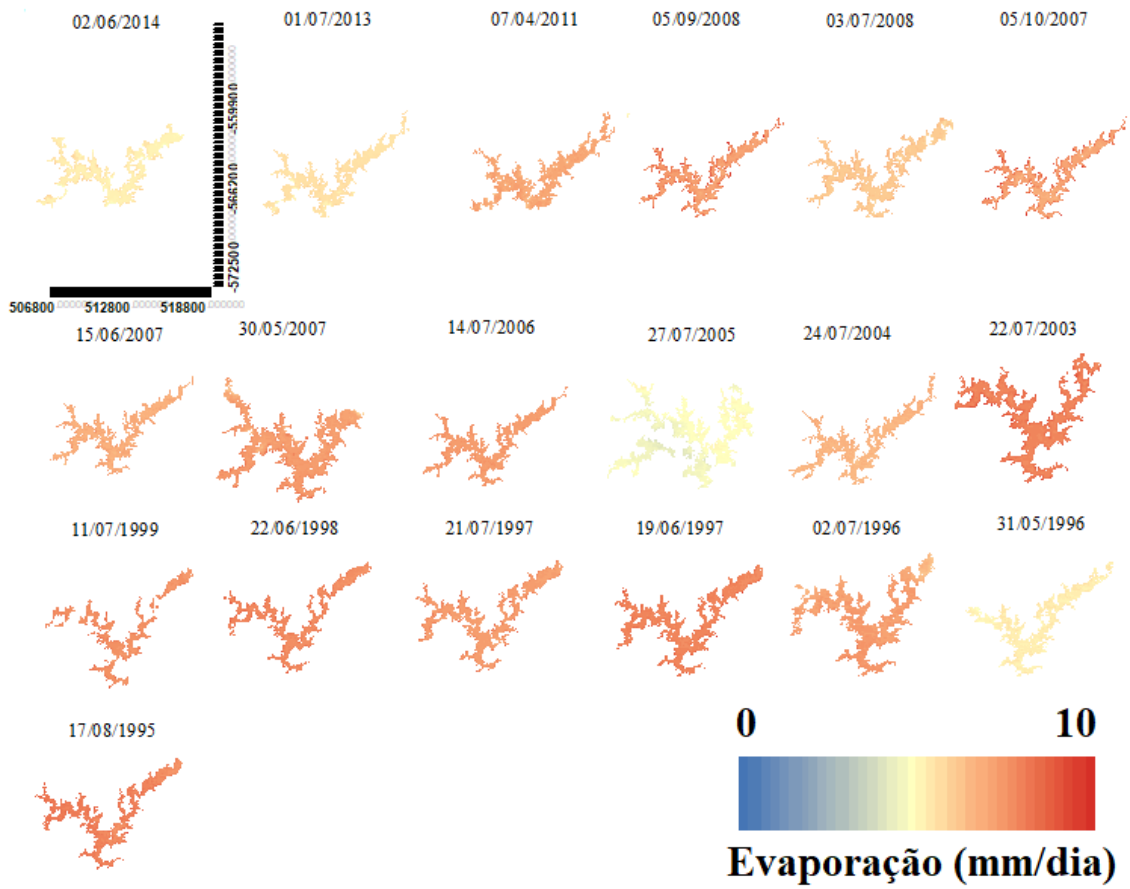


Figura 38: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pedras Brancas com uso do modelo de Linacre (1977)





## APÊNDICE C – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO: MODELO LINACRE (1993)

Figura 39: Distribuição espacial da evaporação no Açude Santo Anastácio com uso do modelo de Linacre (1993)

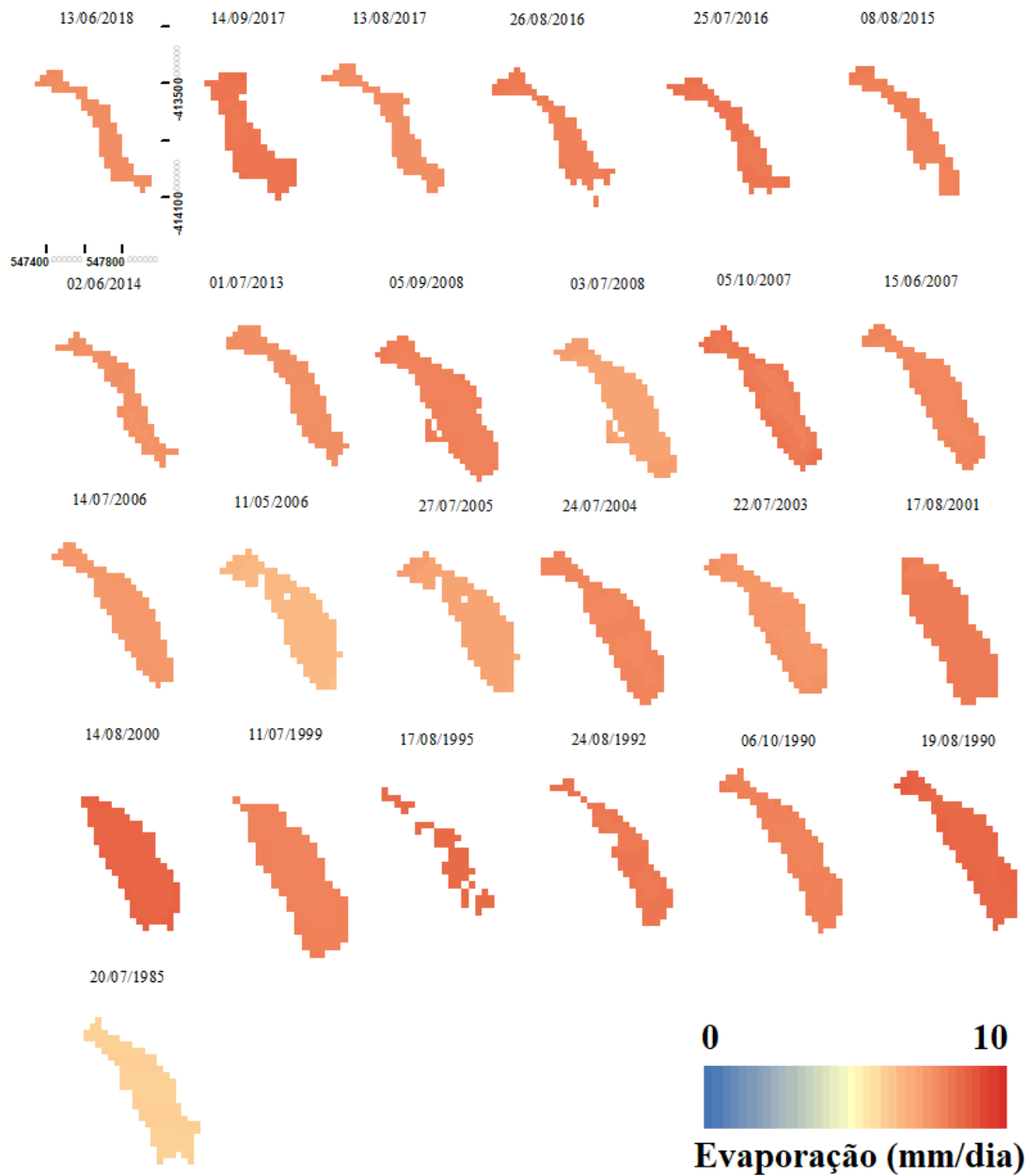


Figura 40: Distribuição espacial da evaporação no Açude Gavião com uso do modelo de Linacre (1993)

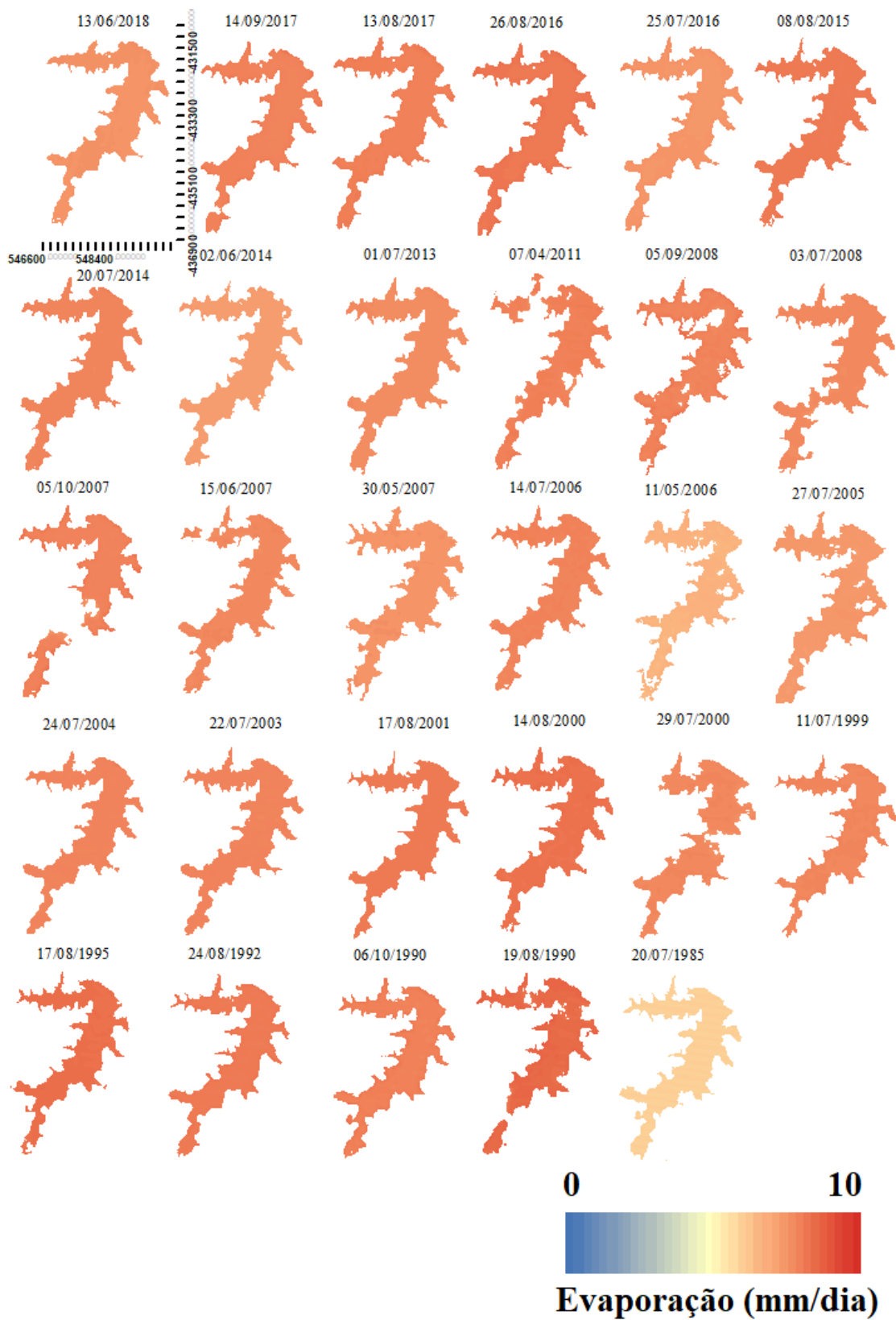


Figura 41: Distribuição espacial da evaporação no Açude Riachão com uso do modelo de Linacre (1993)

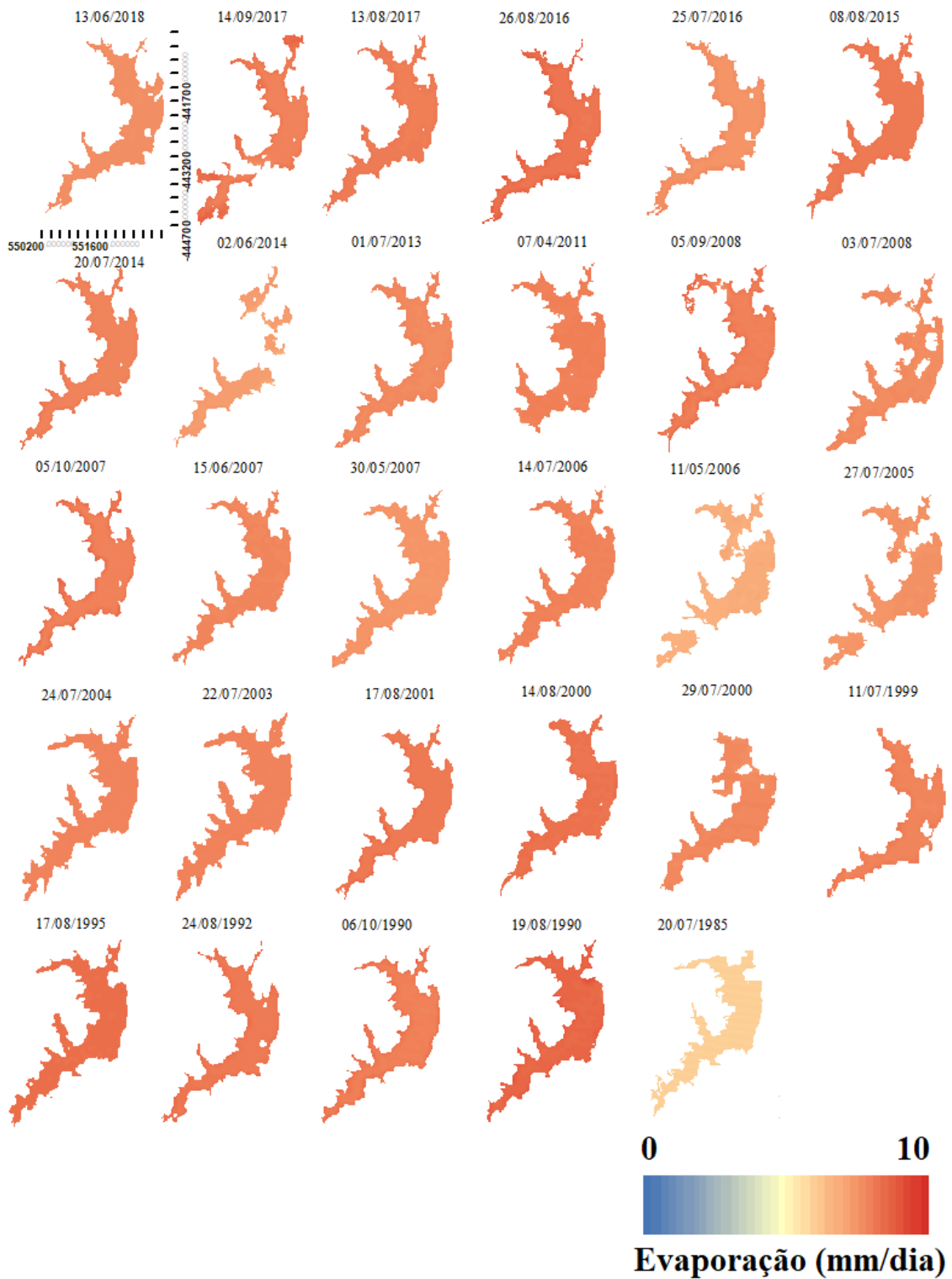


Figura 42: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacoti com uso do modelo de Linacre (1993)

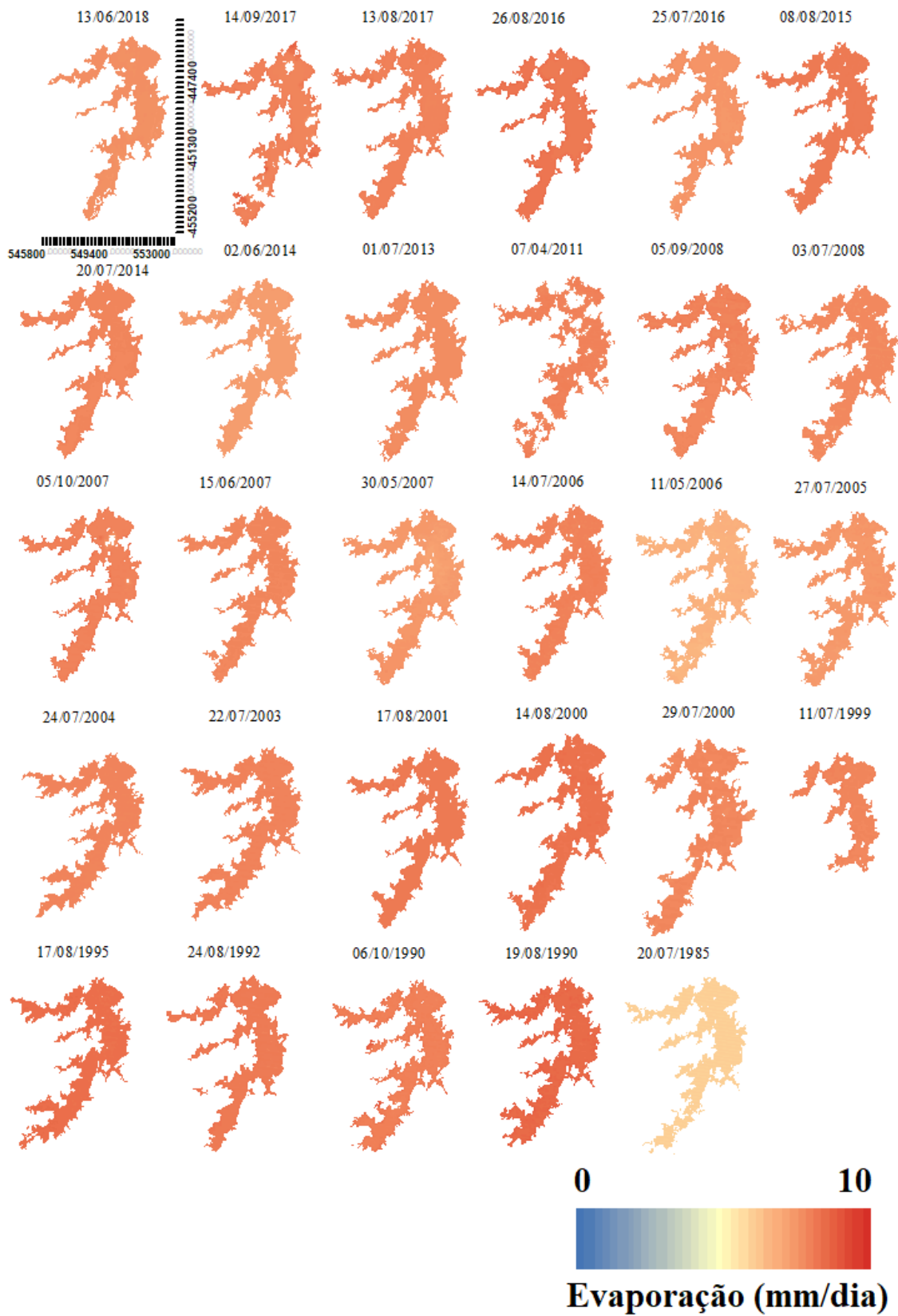


Figura 43: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacajus com uso do modelo de Linacre (1993)

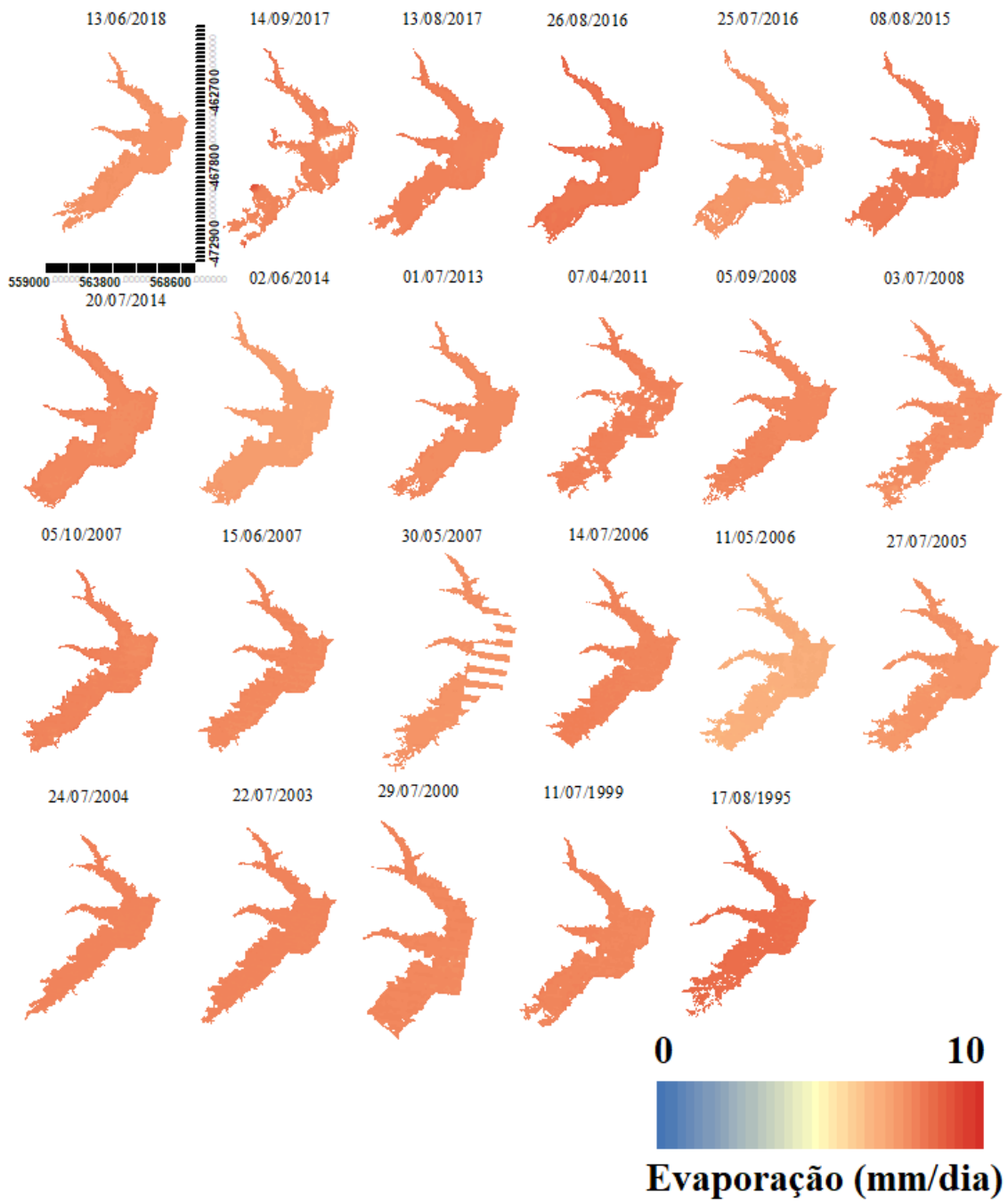


Figura 44: Distribuição espacial da evaporação no Açude Tijuquinha com uso do modelo de Linacre (1993)

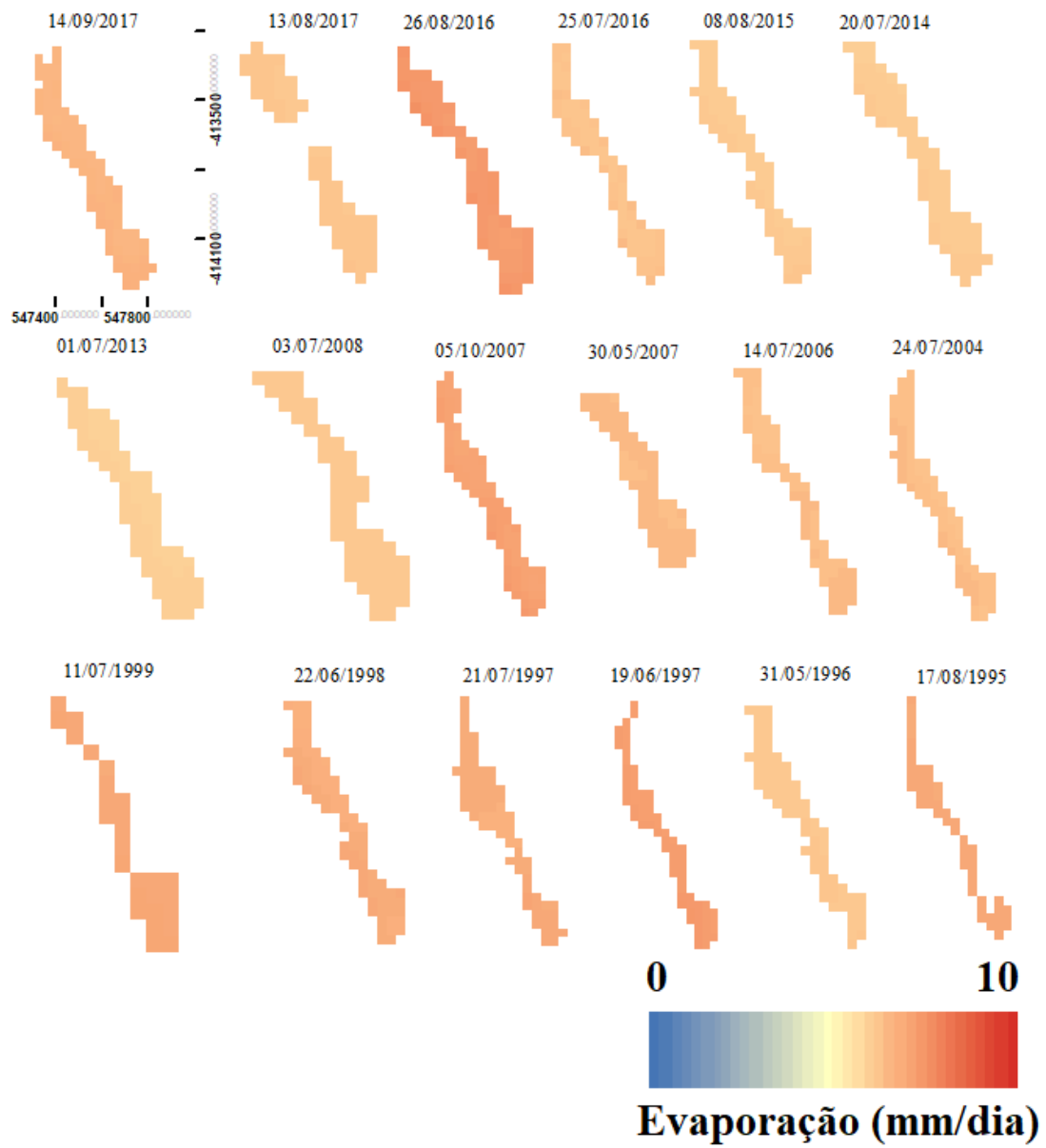


Figura 45: Distribuição espacial da evaporação no Açude Marengo com uso do modelo de Linacre (1993)

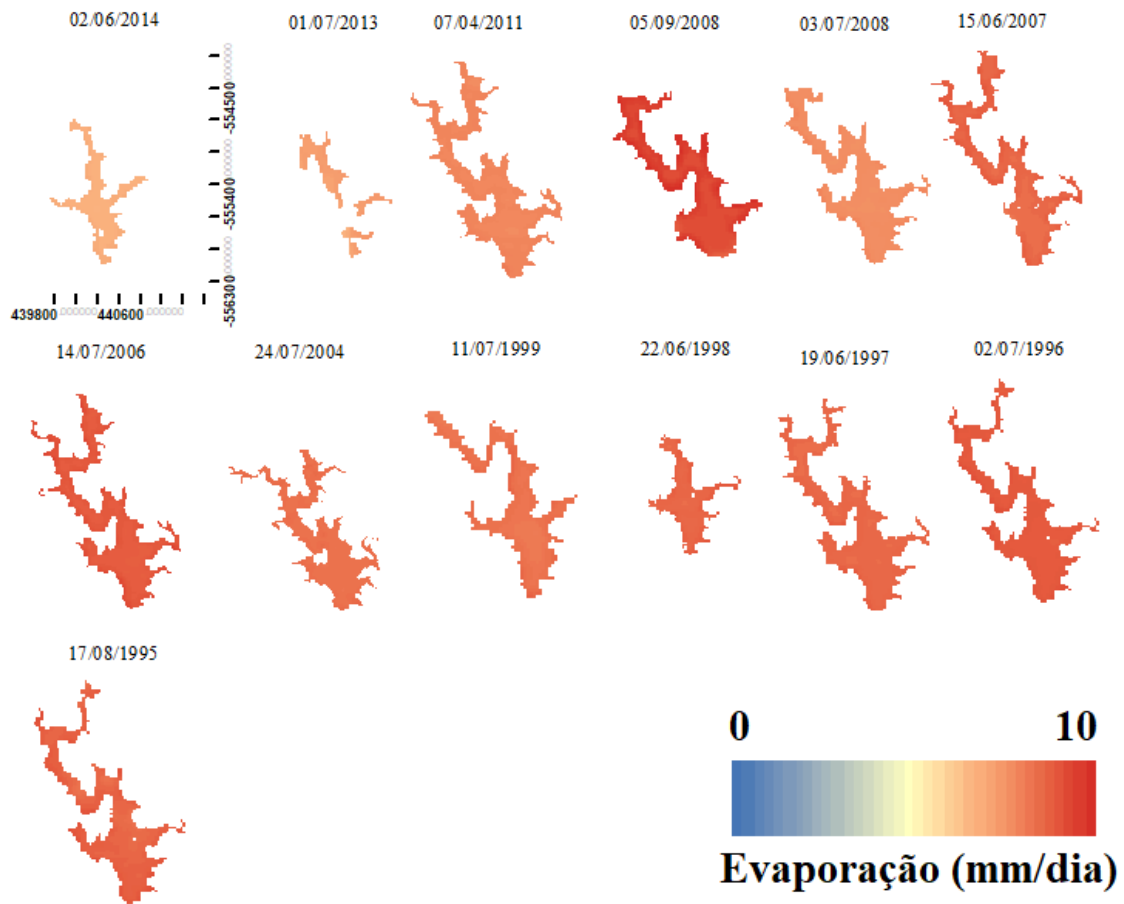
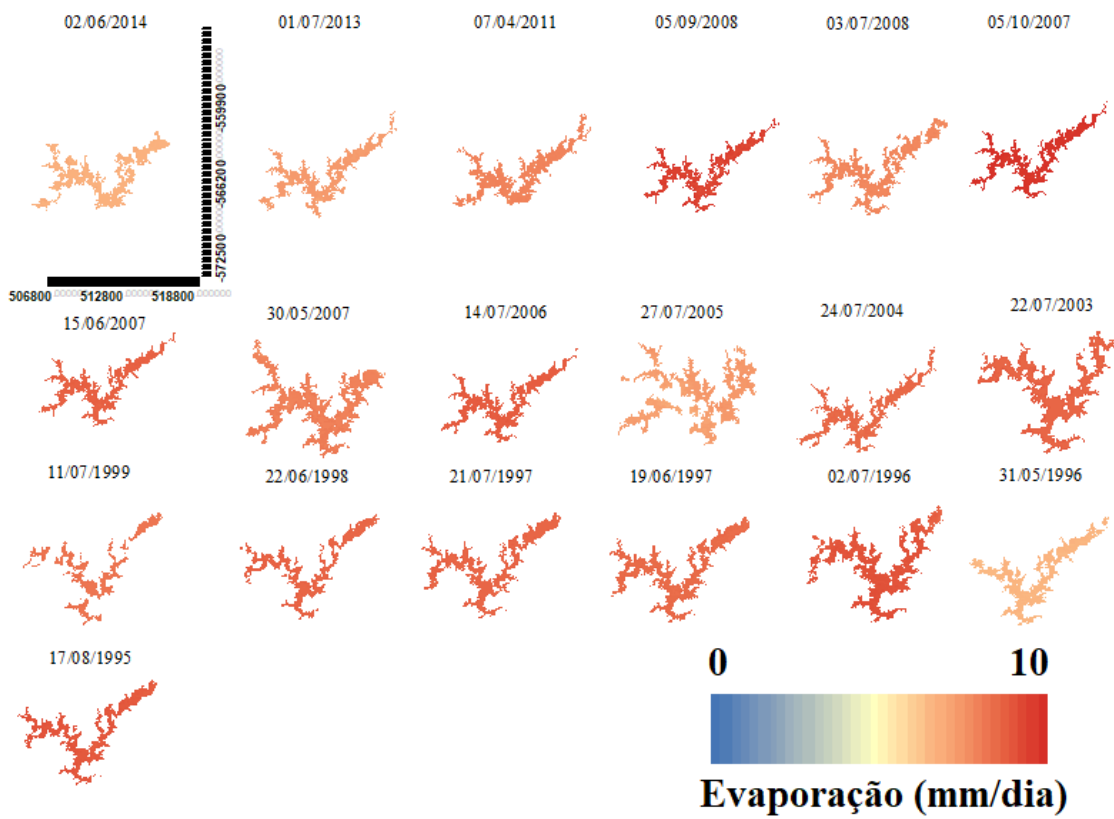


Figura 46: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pedras Brancas com uso do modelo de Linacre (1993)





## APÊNDICE D – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA EVAPORAÇÃO: MODELO AQUASEBS

Figura 47: Distribuição espacial da evaporação no Açude Santo Anastácio com uso do modelo de AQUASEBS

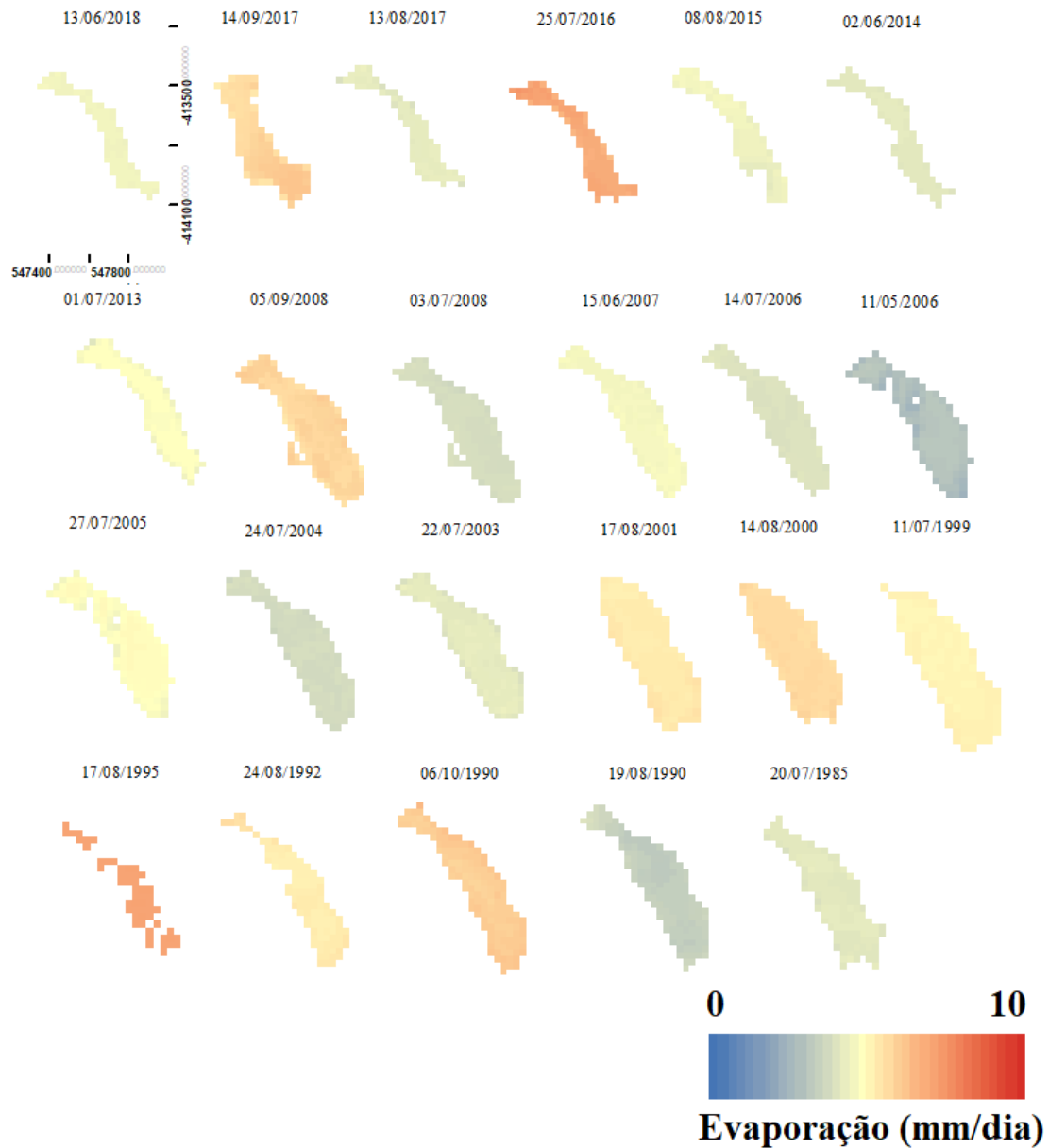


Figura 48: Distribuição espacial da evaporação no Açude Gavião com uso do modelo de AQUASEBS

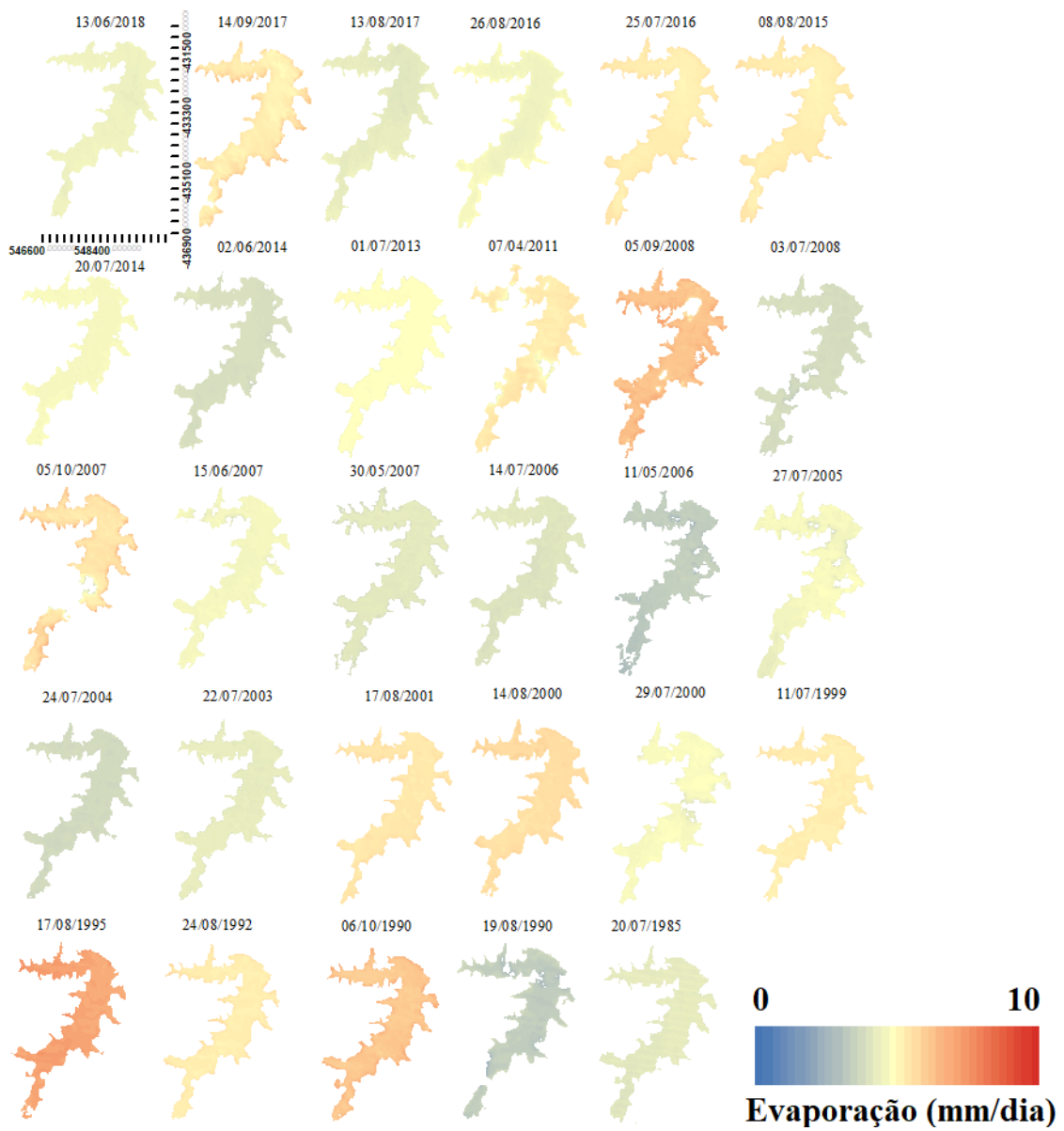


Figura 49: Distribuição espacial da evaporação no Açude Riachão com uso do modelo de AQUASEBS

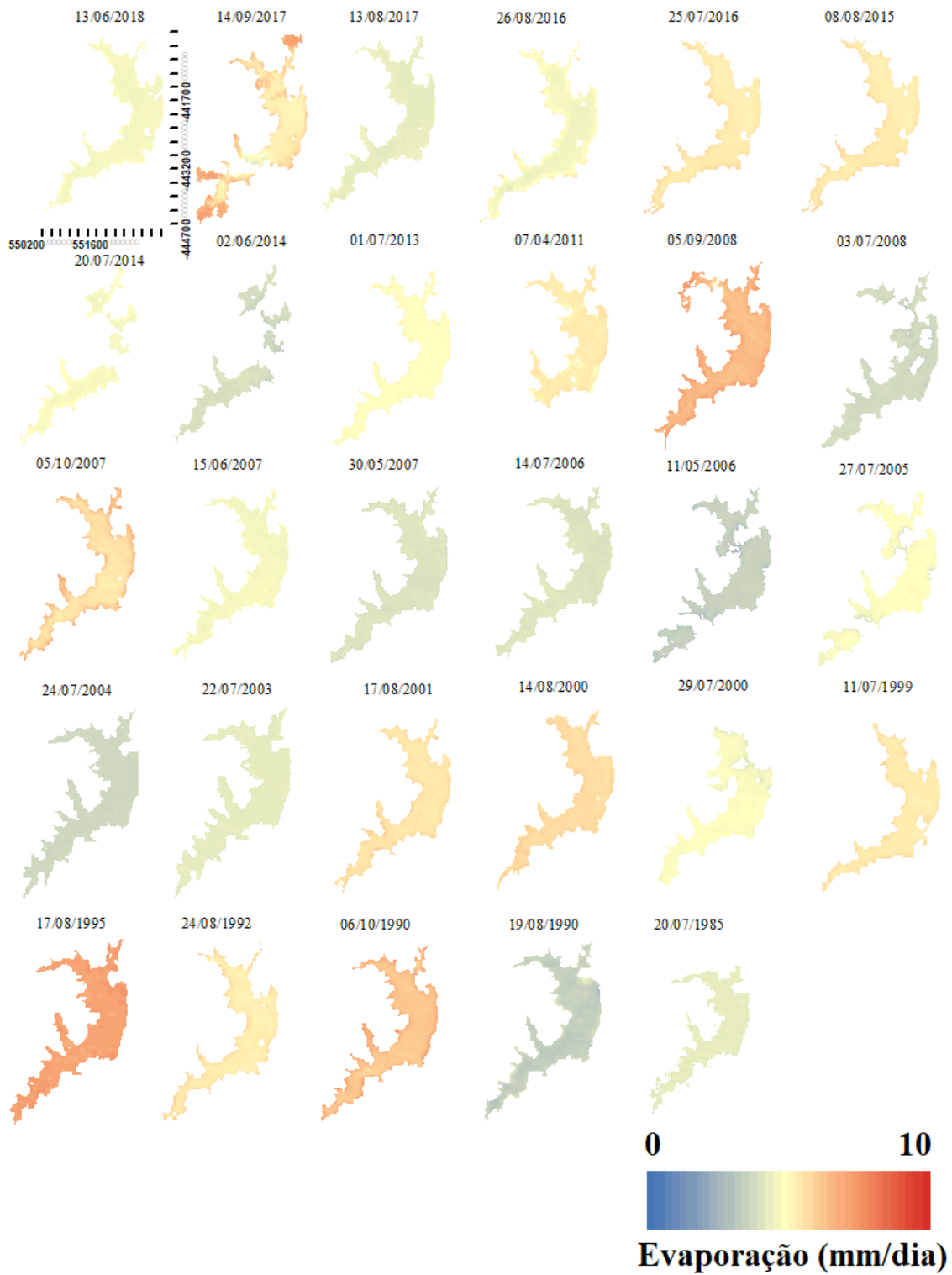


Figura 50: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacoti com uso do modelo de AQUASEBS

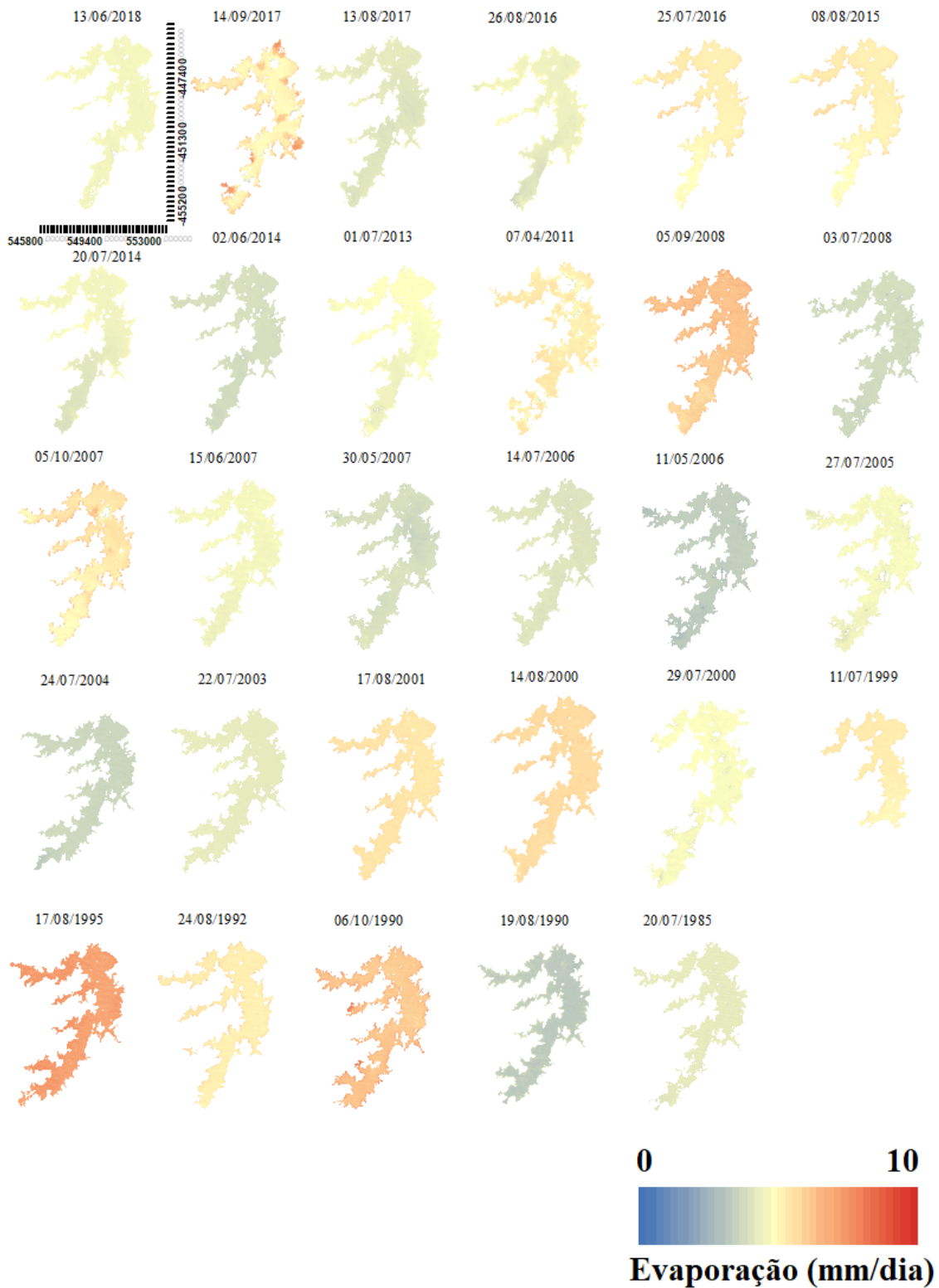


Figura 51: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pacajus com uso do modelo de AQUASEBS

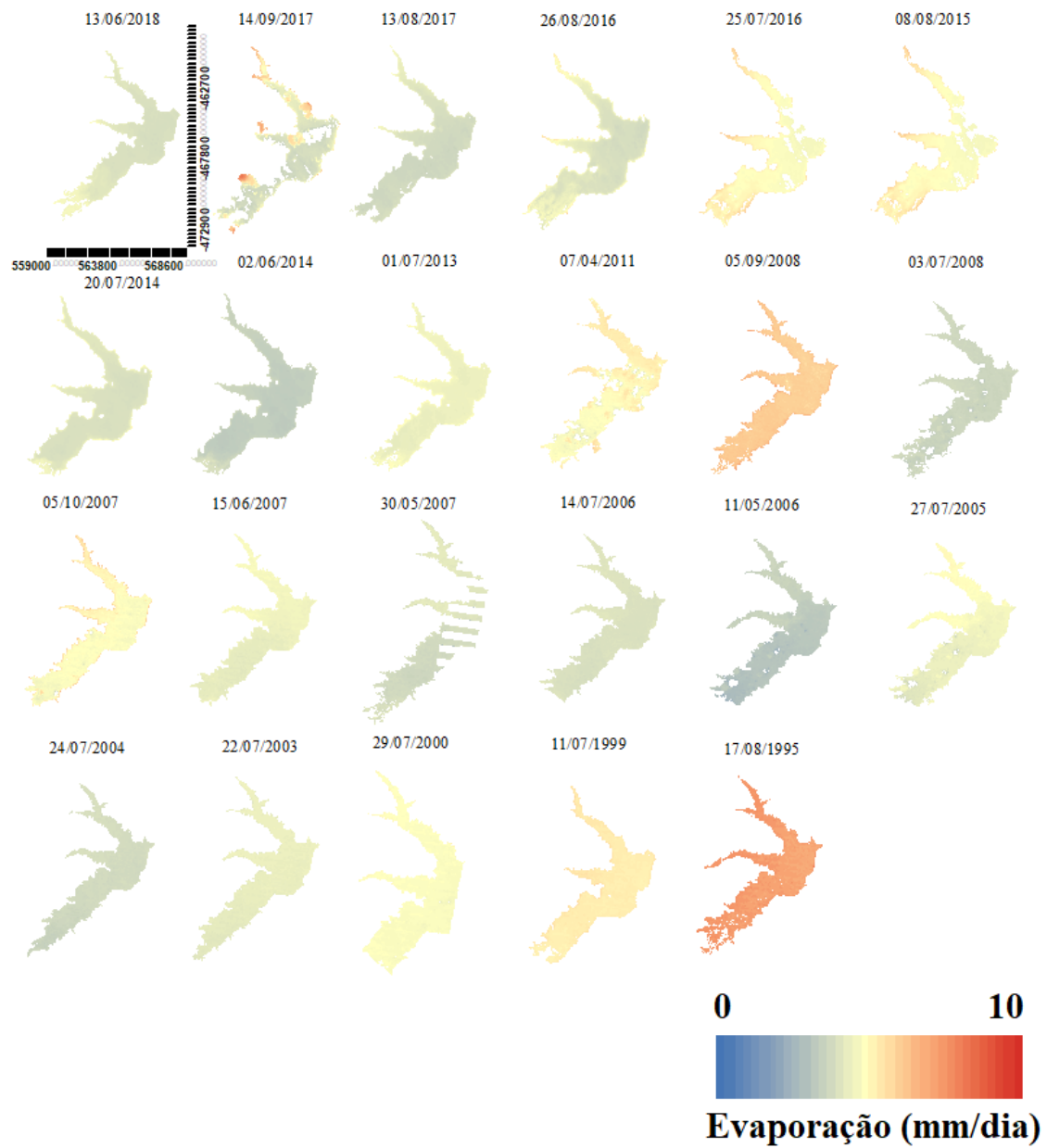


Figura 52: Distribuição espacial da evaporação no Açude Tijuquinha com uso do modelo de AQUASEBS

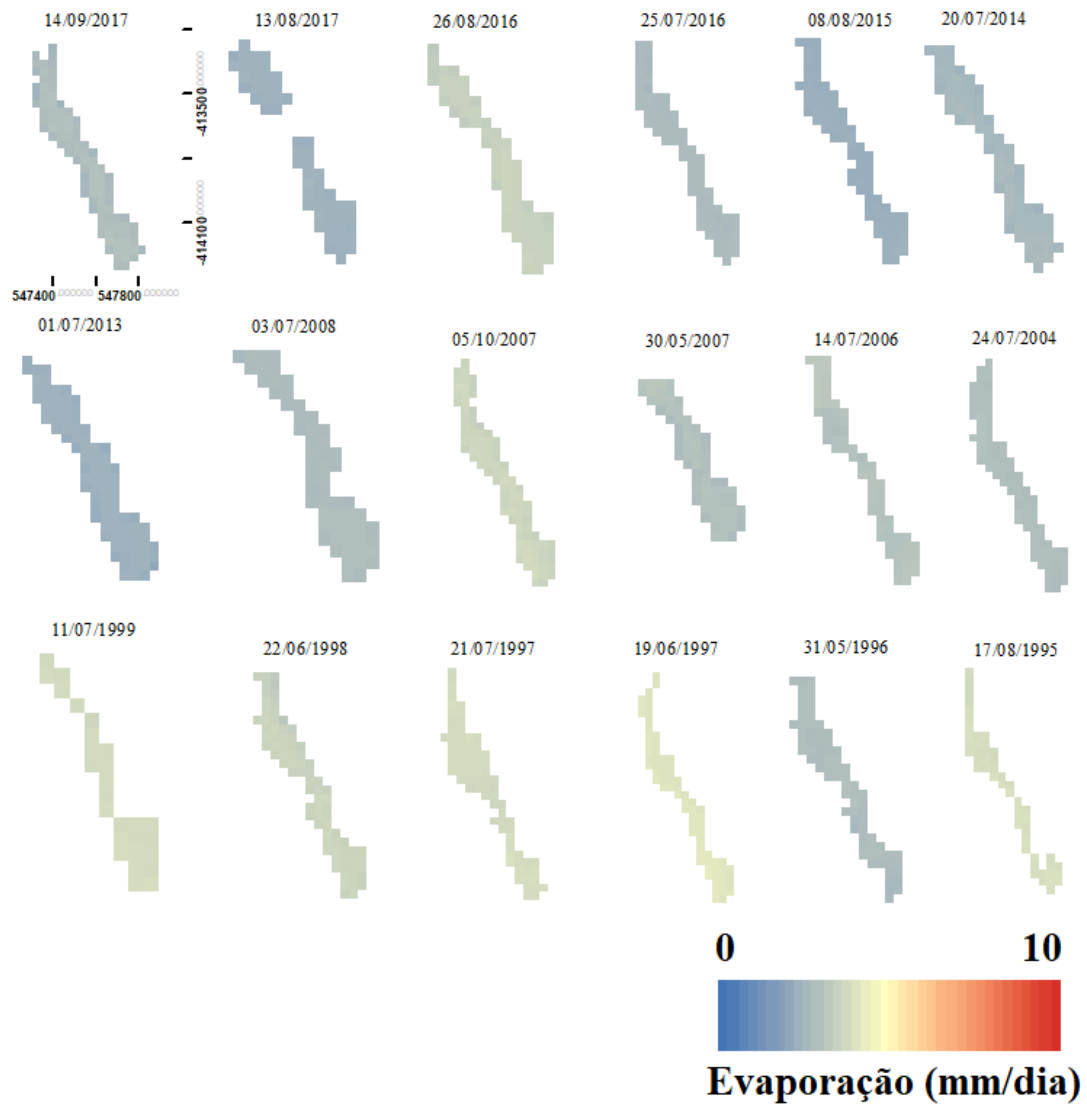


Figura 53: Distribuição espacial da evaporação no Açude Marengo com uso do modelo de AQUASEBS

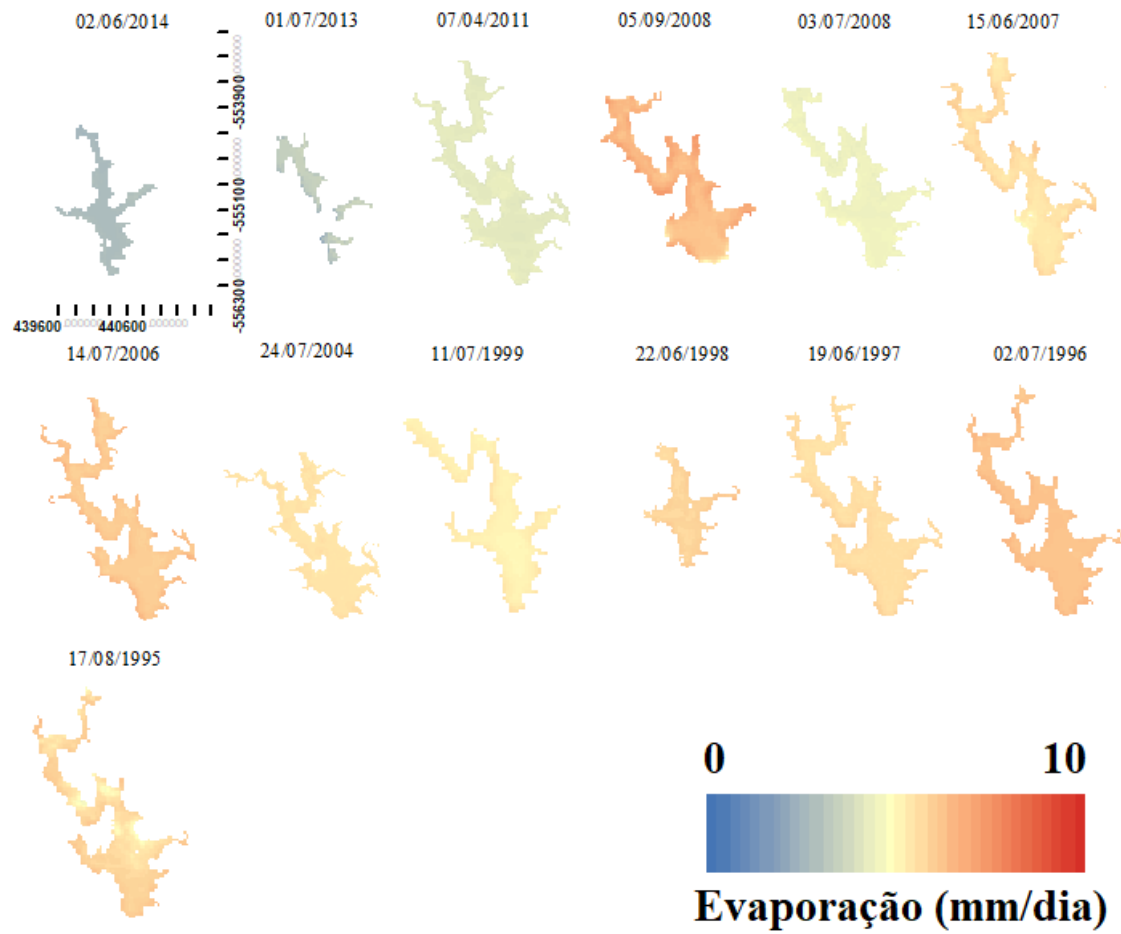


Figura 54: Distribuição espacial da evaporação no Açude Pedras Brancas com uso do modelo de AQUASEBS

