

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

DINÂMICA DO FLUXO DE CALOR E TEMPERATURA
DO SOLO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE

RAYANNA DE OLIVEIRA COSTA

PROF DR. JOÃO BASSO MARQUES
Orientador

CUIABÁ, MT
JUNHO/ 2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

DINÂMICA DO FLUXO DE CALOR E TEMPERATURA
DO SOLO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE

RAYANNA DE OLIVEIRA COSTA

*Tese apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Física Ambiental da
Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutor em Física Ambiental.*

PROF DR. JOÃO BASSO MARQUES
Orientador

CUIABÁ, MT
JUNHO/ 2023

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

C837d Costa, Rayanna de Oliveira Costa.
Dinâmica do fluxo de calor e temperatura do solo no Pantanal Mato-Grossense [recurso eletrônico] / Rayanna de Oliveira Costa Costa. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 64 f., il. color., pdf). -- 2023.

Orientador: João Basso Marques Marques.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2023.

Modo de acesso: World Wide Web: <https://ri.ufmt.br>.
Inclui bibliografia.

1. Propriedade térmica do solo. 2. Condutividade térmica. 3.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
PRÓ-REITORIA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: DINÂMICA DO FLUXO DE CALOR E TEMPERATURA DO SOLO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE

AUTORA: DOUTORANDA RAYANNA DE OLIVEIRA COSTA

Tese defendida e aprovada em **26 de JUNHO de 2023**.

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

- 1. Prof. Dr. JOÃO BASSO MARQUES** (Presidente Banca / **ORIENTADOR**)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
- 2. Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO** (Membro Interno)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
- 3. Prof. Dr. JEFERSON DE OLIVEIRA** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
- 4. Prof. Dr. VINÍCIUS BUSCIOLLI CAPISTRANO** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO MATO GROSSO DO SUL
- 5. Prof. Dr. LÚCIO GONÇALVES BARBOSA DE OLIVEIRA** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO - CAMPUS SINOP

CUIABÁ, 26/06/2023.



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES, Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 28/06/2023, às 09:55, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Vinicius Buscioli Capistrano, Usuário Externo**, em 28/06/2023, às 10:21, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LUCIO GONCALVES BARBOSA DE OLIVEIRA**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 29/06/2023, às 10:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 30/06/2023, às 09:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **JOÃO BASSO MARQUES**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 30/06/2023, às 10:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **JEFERSON DE OLIVEIRA**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 30/06/2023, às 15:43, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufmt.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5893187** e o código CRC **FCFF35A4**.

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho aos meus pais e ao meu irmão, que estiveram comigo durante toda essa jornada.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me dar forças e capacidade para poder realizar este trabalho.

Ao Prof. Dr. João Basso Marques pela orientação prestada na realização deste trabalho.

À minha família, meus pais Rita e Feliciano e ao meu irmão Gabriel por estarem sempre me apoiando e me ajudando.

Ao prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado, por me acompanhar e contribuir com o meu trabalho. Obrigada pelos incentivos e palavras positivas.

Aos meus amigos Leilane e Jonh Billy que me acompanham desde do primeiro semestre da graduação. Já são mais de 10 anos de amizades que nunca esquecerei.

Aos meus amigos Marlus, Anísio, Correia, André, Amanda, Martin e Ian, pelos risos, apoio, estudos e companheirismo.

Aos demais colegas do grupo de pesquisa pelo companheirismo e conhecimento compartilhados.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da UFMT, dos quais levo grandes lições e exemplo de vida.

Ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental pela oportunidade de realizar este trabalho e pelo empenho em produzir conhecimento e formar profissionais nesta área.

A todos que de forma direta ou indireta contribuíram na construção desse trabalho – Muito Obrigada.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. PROBLEMÁTICA	1
1.2. JUSTIFICATIVA	3
1.3. OBJETIVO	5
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
2.1. O PANTANAL	6
2.2. BALANÇO DE ENERGIA	9
2.2.1. Problema do fechamento do balanço de energia	11
2.3. PROPRIEDADE TÉRMICAS DO SOLO	13
2.3.1. Capacidade de calor volumétrica	14
2.3.2. Difusividade térmica	15
2.3.3. Condutividade Térmica	16
2.4. FLUXO DE CALOR NO SOLO	18
2.5. TEMPERATURA DO SOLO	20
2.6. UMIDADE DO SOLO	21
3. MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1. LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E GEOGRÁFICAS	23
3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA	25
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1. FLUXO DE CALOR NO SOLO	31
4.2. TEMPERATURA DO SOLO	38
4.3. UMIDADE DO SOLO	47
4.4. CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SOLO	50
5. CONCLUSÃO	57
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema dos sentidos de fluxo de calor no solo e gradiente térmico durante o dia e a noite. (COSTA, 2019).....	17
Figura 2 – Localização da área de estudo.	23
Figura 3 - Primeira área de estudo, onde os sensores se localizam na sombra.	27
Figura 4 - Segunda área de estudo, onde os sensores se localizam exposto ao sol....	28
Figura 5 -Esquema de condutividade térmica.....	29
Figura 6 - Variação do fluxo de calor no solo em duas áreas distintas, com medições a cada 30 minutos entre as estações secas (cinza) e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.....	31
Figura 7 – Variação do fluxo de calor no solo em duas áreas distintas, com medições diárias entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.	32
Figura 8: Fluxo de calor no solo entre 2018 e 2020 na área de estudo na Baía das Pedras: dias característicos para cada mês.....	34
Figura 9 - Dias característicos para o fluxo de calor no solo durante um período de três meses, representando as estações seca, chuvosa e de transição (Ciclo 1).....	35
Figura 10 – Dias característicos para o fluxo de calor no solo durante um período de três meses, representando as estações seca, chuvosa e de transição (Ciclo 2).....	36
Figura 11 - Diferença entre as áreas A_s e A_{sb} em um dia característico correspondente a cada mês para as cinco profundidades, referente ao fluxo de calor.....	37
Figura 12 - Variação da temperatura do solo em duas áreas distintas, com medições a cada 30 minutos entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.....	39
Figura 13 - Variação da temperatura do solo em duas áreas distintas, com medições diárias entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.	41
Figura 14 – Dia característico da temperatura do solo para cada mês ao longo de 2018 e 2020, para a área de estudo na Baía das Pedras.	43
Figura 15 - Dia característico para a temperatura do solo no período de três meses representando as estações seca e chuvosas e período de transição, para o primeiro ciclo.	44

Figura 16 - Dia característico para a temperatura do solo no período de três meses representando as estações seca e chuvosas e período de transição, para o segundo ciclo.	45
Figura 17 - Diferença entre as áreas exposta ao sol e sombreada em um dia característico correspondente a cada mês para as cinco profundidades, referente a temperatura do solo.	46
Figura 18 – Média a cada 30 min da umidade do solo para duas áreas diferentes em três profundidades.	47
Figura 19 - Média diária da umidade do solo para duas áreas diferentes em três profundidades.	49
Figura 20 – Estimativa diária da condutividade térmica do solo pelos métodos do fluxo de calor médio (<i>GM</i>) e do fluxo de calor líquido (<i>GL</i>) para as duas áreas de estudo.	50
Figura 21 - Estimativa da condutividade térmica do solo utilizando o fluxo de calor líquido (<i>GL</i>) para as duas áreas de estudo ao longo do dia, para três meses distintos (Ciclo 1).	52
Figura 22 - Estimativa da condutividade térmica do solo utilizando o fluxo de calor médio (<i>GM</i>) para as duas áreas de estudo ao longo do dia, para três meses distintos (Ciclo 1).	53
Figura 23- Condutividade térmica do solo estimado pelo fluxo de calor líquido (<i>GL</i>) para duas áreas de estudos no período de três meses (Ciclo 2).....	54
Figura 24 - Condutividade térmica do solo estimado pelo fluxo de calor médio (<i>GM</i>) para duas áreas de estudos no período de três meses (Ciclo 2).....	55

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -Instrumento de medida, variáveis medidas, nível de instalação e modelo dos sensores instalados nas áreas de estudos.....	25
--	----

LISTA DE EQUAÇÕES

Eq. (1) Balanço de energia	10
Eq. (2) Balanço de energia	10
Eq. (3) Densidade de fluxo de calor no solo	15
Eq. (4) Difusividade térmica	16
Eq. (5) Difusividade térmica	16
Eq. (6) Lei de Fourier.....	19
Eq. (9) Fluxo de calor médio.....	29
Eq. (10) Fluxo de calor líquido	29

LISTA DE ABREVIACÕES

BAPP – Base avançada de Pesquisas no Pantanal

K – Condutividade térmica do solo

D – Difusividade térmica do solo

C – Capacidade calorífica volumétrica do solo

c – Calor específico

$\partial T/\partial z$ – Gradiente de temperatura do solo

LE - Fluxo de calor latente

H - Fluxo de calor sensível

G - Fluxo de calor no solo

G_L – Fluxo de calor líquido do solo

G_M – Fluxo de calor médio do solo

RPPN - Reserva Particular do Patrimônio Natural

Rn - Saldo de radiação

θ – Teor de água volumétrica

RESUMO

COSTA, R.O. Dinâmica do fluxo de calor e temperatura do solo no Pantanal Mato-Grossense. 64f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2023.

Entre os diferentes tipos de ecossistemas, o pântano apresenta-se como sendo um de maior valor ecológico, mas também é um dos mais prejudicado e em risco devido às ações antropogênicas. Compreender a variabilidade hidrológica em áreas como o Pantanal ajuda a gerenciar de forma eficaz os recursos hídricos e a manter os serviços ecossistêmicos. Além disso, as propriedades térmicas do solo desempenham um papel importante no armazenamento e na transmissão de energia. Conhecer essas características em condições específicas é essencial para avançar no conhecimento desses fenômenos. Como um componente do balanço de energia da superfície, o fluxo de calor do solo (G) desempenha um papel crucial, e sua avaliação precisa pode melhorar significativamente a estimativa do balanço de energia. No entanto, a medição precisa de G pode ser frequentemente negligenciada em estudos de balanço energético. Este trabalho tem como objetivo estudar a dinâmica do G e suas propriedades térmicas por meio de uma série temporal de aproximadamente 2 anos, obtida experimentalmente em um solo ao norte do Pantanal (Lat:16°29'50" S e Lon: 56°24'50" O). Duas áreas distintas (exposta ao sol e sombreada) foram analisadas, e suas diferenças significativas foram estudadas. Para estimar a condutividade térmica do solo (K), utilizou-se a lei de Fourier em duas formas diferentes, com base no G das áreas de estudo, trabalhando então com o fluxo de calor líquido (G_L) e o fluxo de calor médio (G_M). Os valores estimados de K por meio desses dois métodos foram discutidos, e observou-se que as diferenças entre os resultados experimentais foram mínimas, sugerindo que ambos os métodos são aceitáveis para a estimativa da condutividade térmica do solo.

Palavras-chave: Propriedade térmica do solo, condutividade térmica, pantanal mato-grossense.

ABSTRACT

COSTA, RO. Dynamics of heat flux and soil temperature in the Pantanal Mato-Grossense. 64f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2023.

Among different types of ecosystems, wetlands stand out as one of the most ecologically valuable, yet they are also among the most impacted and at risk due to anthropogenic actions. Understanding hydrological variability in areas like the Pantanal aids in effective water resource management and the preservation of ecosystem services. Additionally, soil thermal properties play a crucial role in energy storage and transmission. Acquiring knowledge of these characteristics under specific conditions is pivotal for advancing the understanding of these phenomena. As a component of the surface energy balance, soil heat flux (G) holds a vital role, and its accurate assessment can significantly enhance energy balance estimates. However, precise measurement of G is often overlooked in energy balance studies. This study aims to investigate G dynamics and its thermal properties through a approximately 2-year time series, obtained experimentally in a soil north of the Pantanal region (Lat: $16^{\circ}29'50''$ S and Lon: $56^{\circ}24'50''$ W). Two distinct areas (sun-exposed and shaded) were analyzed, and their significant differences were studied. To estimate soil thermal conductivity (K), Fourier's law was applied in two different forms, based on the study areas' G , working with net heat flux (G_L) and mean heat flux (G_M). The estimated K values using these two methods were discussed, and it was observed that the differences between experimental results were minimal, suggesting that both methods are acceptable for estimating soil thermal conductivity.

Keywords: Soil thermal property, thermal conductivity, Pantanal Mato-grossense.

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

O Pantanal é um bioma que abrange quase 2% do território brasileiro, com uma área total de cerca de 250 mil km². Seu clima é predominantemente Tropical (Aw, classificação de Köppen), ou seja, é quente e úmido no verão e frio e seco no inverno. A vegetação é muito diversificada devido à influência de outros biomas e também por conta do alagamento do solo durante um período do ano. Ela é composta principalmente por matas, cerradões, savanas e campos inundáveis. A precipitação varia durante o ano, causando um ciclo regular de seca e cheia, o que torna esse um ecossistema único.

A região é uma planície aluvial influenciada por rios que drenam a bacia do Alto Paraguai. No entanto, também está entre um dos ecossistemas mais ameaçados e prejudicados, enfrentando uma variedade de estressores causados pela atividade humana (expansão urbana, agropecuária, turismo e outros) e demandas de consumo.

Calor é o fenômeno de deslocamento da energia térmica e seus efeitos são possíveis de observação e medição. Um exemplo é o fluxo de calor, que consiste em um processo pelo qual a energia interna de um sistema é alterada. Esses princípios podem ser aplicados na natureza, onde estudos micrometeorológicos vêm sendo utilizados para estimar as trocas de energia, sejam elas em áreas naturais ou modificadas.

Nos últimos anos, tem ocorrido um aumento significativo na análise das propriedades térmicas do solo devido à sua dependência nos processos físicos, químicos e biológicos, que são influenciados pela temperatura, umidade e, conseqüentemente, pelo fluxo de calor no solo. Recentemente, algumas investigações sobre esse assunto têm destacado a importância de determinar corretamente o armazenamento de calor no solo como solução para o desequilíbrio de energia superficial no sistema solo-planta-atmosfera. Infelizmente, ainda há existe uma escassez de literatura comparando padrões de temperatura entre solo e ar utilizando

medições contínuas e de larga escala temporal, ao considerar simultaneamente o efeito combinado da umidade do solo e da cobertura vegetal.

As interações entre a interface Terra-atmosfera desempenham um papel crucial na influência dos processos hidrometeorológicos e, por consequência, no clima local. No entanto, devido à heterogeneidade das coberturas vegetais, essas interações podem apresentar variações em pequenas áreas, como entre campos abertos e áreas sob copas de árvores, resultando em uma maior complexidade. Um exemplo desse comportamento pode ser observado logo abaixo das copas das árvores que demonstram microclima e fenologia vegetal diferente daqueles em campos abertos.

O crescimento inicial e o desenvolvimento de uma cultura estão intrinsecamente ligados ao microclima, o qual, por sua vez, exerce influência direta nos processos hidrometeorológicos. Portanto, compreender as características térmicas do solo em determinadas condições é fundamental para avançarmos no conhecimento desses fenômenos. A umidade e a temperatura do solo desempenham papéis ecológicos essenciais, afetando os processos químicos, hidrológicos e biológicos que ocorrem nele. Por exemplo, a umidade do solo é controlada por interações complexas envolvendo solo, plantas e clima, enquanto a combinação da umidade e temperatura do solo influencia a decomposição da matéria orgânica, a disponibilidade de nutrientes, a dinâmica térmica do solo, a estabilidade e fertilidade do ecossistema, a geração de escoamento, a erosão, o fluxo de nutrientes e os padrões de crescimento e distribuição das plantas.

As propriedades térmicas do solo ditam o armazenamento e a transmissão de energia, sendo o estoque de calor no solo e o fluxo de calor no solo, que consistem em importantes parâmetros para modelos matemáticos de fluxo de calor e da hidrodinâmica no solo, e como tal, são necessárias em muitas áreas de Engenharia, Agronomia, Ciência ambientais, etc. Por exemplo, as propriedades térmicas do solo têm influência na temperatura e no fluxo de calor no solo ao longo do tempo e da profundidade. Além disso, monitorar a capacidade térmica do solo é uma ferramenta fundamental para gerenciar o regime de temperatura do solo, afetando a germinação

das sementes e o crescimento de vegetação, como demonstrado nos estudos sobre propriedade térmicas de Abu-Hamdedeh et al. (2000) e (2003).

A intervenção humana, o crescimento populacional e a demanda por recursos florestais têm causado transformações rápidas na vegetação, o que se reflete em mudanças na química da água, na temperatura e na umidade do solo. Os ecossistemas naturais de várzea possuem adaptações a regimes hidrológicos variáveis, que incluem secas, grandes inundações recorrentes e períodos frequentes de inundação. Para gerenciar de forma eficaz os recursos hídricos e manter os serviços ecossistêmicos fornecidos pelas planícies aluviais, bem como os habitats aquáticos e pantanosos associados, é fundamental compreender a variabilidade hidrológica sazonal e interanual das várzeas.

1.2. JUSTIFICATIVA

Sendo um dos ecossistemas mais frágeis e ameaçados do planeta, que estão sujeitos a degradação das atividades humanas, tanto em terra quanto na água, os pântanos são objetos de estudos em todo o planeta. Estima-se que os pântanos correspondam a apenas 6% da superfície terrestre, mas uma parcela desse ecossistema de áreas úmidas vem sendo perdida desde o século XX com os avanços no desenvolvimento agrícola e da urbanização. Esse desenvolvimento é preocupante pois esse tipo de ecossistema tem papel importante no ajuste de temperatura do planeta, pois têm um papel significativo na captura de CO₂ e em certas circunstâncias, sua capacidade de captura pode se assemelhar à das florestas, variando conforme uma série de fatores específicos. Como exemplo local, temos o Pantanal, que é considerado a maior planície alagável no mundo.

No Pantanal, as inundações são um fenômeno importante que lhe confere características peculiares que influenciam nas propriedades térmicas como níveis altos de saturação do solo e alterações nas quantidades e composição dos nutrientes, devido a deposição e mineralização de matéria orgânica em áreas alagadas.

No cenário ideal, o fluxo de energia que entra na superfície deve ser igual à energia que sai da superfície, porém na natureza não é isso que é observado. Uma parte da energia entra, uma parte sai e uma parte fica retido na superfície. Então a essência

do balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele, e isso possibilita o estudo do fechamento do balanço de energia. Caso não seja obtido um fechamento adequado, os erros podem ser atribuídos a uma ou mais medições separadas do fluxo de energia da superfície. Existem várias técnicas propostas para medir o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) (como a Razão de Bowen e a Covariância de Eddy). No entanto, a medição precisa do fluxo de calor do solo é frequentemente negligenciada em estudos de balanço de energia. Como componente do balanço de energia superficial, o fluxo de calor do solo desempenha um papel crucial, e a estimativa precisa desse fluxo pode melhorar significativamente o fechamento do balanço de energia superficial, especialmente em áreas com solo exposto ou vegetação escassa.

O solo constitui um importante local de armazenamento de calor e atua como um sumidouro de energia durante o dia e uma fonte de calor para a superfície da Terra à noite. A troca de energia térmica entre a superfície do solo e o subsolo gerada pelas ações combinadas de múltiplos fatores, é um componente importante do balanço de energia da superfície da Terra. Para uma melhor compreensão do comportamento real e modelagem dos regimes térmicos do solo e dos processos de troca massa-energia que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, as propriedades físicas do regime térmico que governam o fluxo de calor e os processos de retenção de calor nos solos devem ser investigados, pois o conhecimento dessas propriedades é crucial na estimativa do fluxo de calor da superfície terrestre a partir de uma abordagem de sensor de fluxo de calor instalados convencionalmente.

A interação entre o solo, a vegetação e a atmosfera precisam ser entendidas para melhorar as previsões meteorológicas e as respostas dos modelos hidrológicos e ecológicos. Tendo em vista esse cenário, poucos estudos buscam conhecer a dinâmica térmica do solo do Pantanal e como influenciam no fechamento do balanço de energia, assim este trabalho espera contribuir para ampliar o conhecimento científico desse bioma tão importante.

1.3. OBJETIVO

O objetivo geral deste trabalho, foi analisar o fluxo de calor do solo medido em áreas distintas para uma mesma localidade e observar como a diferença de cobertura influencia na propriedade térmica do solo em uma região norte do Pantanal. Tendo como objetivos específicos:

- Avaliar a dinâmica térmica do solo em uma localidade ao norte do Pantanal mato-grossense;
- Verificar como o estoque de calor no solo é alterado em decorrência das variações das propriedades térmicas do solo;
- Estudar a influência da lâmina d'água e cobertura do solo nas propriedades térmicas do solo para norte do Pantanal.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. O PANTANAL

De acordo com a Convenção de Ramsar¹ (1971), “zonas úmidas são áreas de pântano, charco, turfeiras ou água, naturais ou artificiais, permanentes ou temporárias, com água estagnada ou corrente, doce, salobra ou salgada, incluindo áreas de água marinha com profundidade, na maré baixa, que não exceda seis metros”. Embora as zonas úmidas cobrem apenas cerca de 6% da superfície terrestre, desempenham funções ecológicas fundamentais que apoiam a biodiversidade, atenuam os impactos das inundações e da erosão costeira, além de agirem como fontes ou sumidouros de carbono (AGNEW et al., 2021; JUNK et al., 2013).

A América do Sul é um subcontinente úmido, que possui cerca de um terço de sua área coberta por floresta tropical (biomas de Floresta Amazônica e Mata Atlântica tropical e subtropical) e é dominado por grandes sistemas fluviais. Os rios Amazonas, Orinoco e Paraná/Paraguai têm a maior, a terceira e a décima maior vazão entre os maiores rios do mundo e são acompanhados por extensas planícies de inundação (JUNK et al., 2013).

O reconhecimento de Ramsar e do Centro do Patrimônio Mundial da UNESCO colocou em destaque o ecossistema do Pantanal nas últimas décadas, e esforços de conservação foram feitos para proteger as ameaças à vida animal e vegetal (GUERREIRO et al., 2019).

O Pantanal é reconhecido como a maior área úmida tropical do mundo, com mais de 84% de sua extensão preservada. Desde os anos 2000, é considerado Patrimônio Mundial da UNESCO (LIBONATI et al., 2020; THIELEN et al., 2021). Atravessando as fronteiras do Brasil, Bolívia e Paraguai, o Pantanal forma as cabeceiras de uma das maiores bacias hidrográficas da América do Sul, a bacia do Paraguai-Paraná (GUERREIRO et al., 2019). Sua extensão territorial compreende 179.300 km² em todo o Brasil (78%), Bolívia (18%) e Paraguai (4%). O Pantanal

¹ Estabelecida em fevereiro de 1971, na cidade iraniana de Ramsar, a Convenção sobre Zonas Úmidas de Importância Internacional, mais conhecida como Convenção de Ramsar.

brasileiro se estende por 140.000 km² localizado nos estados de Mato Grosso (MT; 35%) e Mato Grosso do Sul (MS; 65%). Sua localização geográfica é de particular relevância, pois representa a ligação entre o Cerrado, no Brasil central, o Chaco, na Bolívia, e a região amazônica, ao norte. Além disso, o Pantanal é caracterizado por um complexo de ecossistemas interligados, incluindo áreas aquáticas, terrestres e pantanosas (ALHO; SILVA, 2012; TOMAS et al., 2019)

Sendo um dos mais importantes *hotspots* de biodiversidade da América do Sul, ele abriga um conjunto de flora e fauna notavelmente diversificado, abrigando mais de 3.500 espécies de plantas vasculares, 300 espécies de peixes, 41 espécies de anfíbios, 177 espécies de répteis, cerca de 600 espécies de aves e mais de 150 espécies de mamíferos (JUNK et al., 2006; TOMAS et al., 2019). Devido à forte dependência do Pantanal de fatores hidrológicos, mudanças na temperatura e precipitação resultantes das mudanças climáticas podem alterar profundamente as funções do ecossistema (GUERREIRO et al., 2019; JUNK et al., 2006; THIELEN et al., 2021).

A heterogeneidade do Pantanal tem motivado uma variedade de mapas de subdivisão interna. Silva e Abdon (1998), propõem a divisão em 11 sub-regiões com base nos aspectos de alagamento, relevo, solo e vegetação. Essa diversidade é resultado de muitos fatores: a presença de quatro biomas no entorno do Pantanal (Savana/Cerrado, Chaco, Floresta Amazônica e Mata Atlântica), o pulso de inundação, a influência de bacias hidrográficas com diferentes padrões climáticos e sua história geológica, expressa por uma variabilidade nas áreas de origem sedimentar e neotectônica (DE ALMEIDA et al., 2015).

Os padrões de inundação de áreas úmidas variam de acordo com seu clima, regimes hidrológicos e geomorfologia. No Brasil, um exemplo que retrata bem áreas úmidas temos o Pantanal, que funciona como um grande reservatório que coleta água das terras altas circundantes durante a estação chuvosa (de outubro a abril) e, em seguida, a entrega gradualmente às seções mais baixas do rio Paraguai, resultando em inundações sazonais ou pulsos de inundação característicos e historicamente previsíveis, a fim de sustentar ecossistemas que não são encontrados em nenhum outro lugar da Terra (ALHO; SILVA, 2012; THIELEN et al., 2021).

O Pantanal é uma bacia sedimentar, inundada sazonalmente, cercada por planaltos, planícies, montes e altas colinas, sendo as mais importantes a Chapada dos Guimarães, as Serras de Maracaju, Amolar e Bodoquena e o Maciço de Urucum, todos com mais de 200 m acima do nível do mar (BOIN et al., 2019). O pulso de inundação do Pantanal é controlado não apenas pela precipitação local, mas pela chuva presente nos minadouros que formam o rio Paraguai. A água infiltra-se no Pantanal principalmente pelo norte, onde a chuva é transformada em escoamento e as margens do rio transbordam, unindo diferentes corpos d'água (LÁZARO et al., 2020). A inclinação dos rios é de 0,6 m/km nas terras altas e varia de 0,1 a 0,3 m/km na planície. Devido à diferença de declividade, os rios perdem energia ao entrar nas planícies pantaneiras e tendem a transbordar, criando um mosaico de habitats aquáticos, semiaquáticos e terrestres (BOIN et al., 2019; PEREIRA et al., 2021).

A transição ambiental entre as zonas aquática e terrestre, durante o ciclo de inundação do Pantanal, está em constante mudança, consequência de uma combinação de ciclos ambientais, geológicos e hidrológicos. Essa versatilidade é o principal fator da complexidade ecológica nos padrões de vegetação do Pantanal, contribuindo para uma paisagem única (diferenciada por diferentes composições de vegetação de savana, espécies abundantes de vegetação aquática e diferentes tipos de florestas de várzea) (PEREIRA et al., 2021).

Por sua diversidade e abundância, os recursos naturais do Pantanal são essenciais para as economias locais, regionais e globais. A vegetação do bioma Pantanal é muito diversificada, principalmente devido às inundações e classes de solo variadas (MARENGO et al., 2021). Devido à forte dependência do Pantanal de fatores hidrológicos, mudanças na temperatura e precipitação resultantes das mudanças climáticas, podem alterar profundamente as funções do ecossistema (THIELEN et al., 2021).

2.2. BALANÇO DE ENERGIA

As trocas de energia existentes entre a interface terra-atmosfera sofrem influência significativa das propriedades das superfícies terrestres e são fundamentais para o entendimento da relação entre carbono, energia e água (STEPHENS; L'ECUYER, 2015a). O clima da Terra é determinado pelos fluxos de energia que entram e saem do planeta e do que fica retido na superfície da Terra. Essas trocas ocorrem por meio de processos associados à radiação da superfície e ao balanço de energia, e são controladas por um conjunto complexo de fatores, incluindo o estado da atmosfera sobrejacente, as propriedades de rugosidade da superfície da terra, a quantidade e a natureza da cobertura vegetal e as condições térmicas, propriedades e teor de umidade do solo. As distribuições geográficas desses fluxos de energia na superfície são particularmente importantes, pois impulsionam as circulações oceânicas, alimentam a evaporação da água da superfície da Terra e governam o ciclo hidrológico planetário (FRIEDL, 2002; STEPHENS et al., 2012; STEPHENS; L'ECUYER, 2015a).

Mudanças no balanço energético de superfície também controlam, em última análise, como esse ciclo hidrológico responde aos pequenos desequilíbrios energéticos que forçam as mudanças climáticas (STEPHENS; L'ECUYER, 2015b). Embora as primeiras representações do balanço energético global da Terra datam do início do século XX, o avanço mais significativo para nossa compreensão desse balanço energético ocorreu após a era espacial na década de 1960 (FRIEDL, 2002).

Ao incidir radiação eletromagnética sobre um corpo, parte desta energia é absorvida e parte é refletida, segundo a conservação de energia. Este mesmo processo ocorre simultaneamente na atmosfera e na superfície terrestre. A radiação de onda curta (oriunda do Sol), ao interagir com a atmosfera e a superfície, sofre processos de atenuação (absorção, difusão e reflexão), sendo que uma parte do que chega no limite externo da atmosfera atinge a superfície, e outra parte sofre reflexão. Isto estabelece um balanço de radiação que ocorre na superfície terrestre com ganhos e perdas (PEREIRA et al., 2007).

Esse balanço de radiação R_n (chamado também de saldo de radiação ou radiação líquida) é composto do balanço de onda curtas (BOC) e do balanço de ondas longas (BOL), podendo ser representado por:

$$R_n = BOC + BOL \quad \text{Eq. (1)}$$

Para o cálculo do balanço de ondas curtas ($BOC = Q_g - rQ_g$) e de ondas longas ($BOL = Q_a - Q_s$), temos que Q_g é a irradiância solar global; rQ_g é irradiância refletida, sendo r o albedo; Q_a é o fluxo de energia radiante emitida pela atmosfera em direção à superfície, também denominada de *contra radiação atmosférica* e Q_s é fluxo de energia radiante emitida pela superfície em direção à atmosfera, denominada de *emitância radiante da superfície* (PEREIRA et al., 2007).

A essência do conceito de balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele. Basicamente, a transição entre o saldo de radiação e o balanço de energia ocorre quando consideramos todas as formas de energia que entram e saem de um sistema. Enquanto o saldo de radiação se refere apenas à diferença entre a radiação solar incidente e a radiação terrestre refletida e emitida, o balanço de energia abrange também o calor sensível e o calor latente. O balanço de energia é uma abordagem mais abrangente, baseada no princípio de conservação de energia, que afirma que a quantidade total de energia que entra em um sistema deve ser igual à quantidade total de energia que sai. A transição ocorre ao incluir todas essas formas de energia juntas, proporcionando uma compreensão mais completa do fluxo de energia em um sistema (ARYA, 2001; PEREIRA et al., 2007).

A equação do balanço de energia de superfície terrestre inclui os seguintes componentes principais do balanço de energia de superfície: radiação líquida, R_n (tanto na parte visível quanto na parte IR do espectro), fluxo de calor sensível, H (troca de calor entre a superfície e a atmosfera por troca turbulenta), fluxo de calor latente, LE (evaporação da água da superfície, onde L é o calor latente de vaporização e E é a vaporização), e aquecimento do solo G (PEREIRA et al., 2007); isso é,

$$R_n - G = H + LE \quad \text{Eq. (2)}$$

Desde as primeiras medições realizadas no projeto internacional de climatologia de superfície terrestre por satélite, passando pela rede de sítios de Eddy Covariance que mede fluxos de carbono e energia a longo prazo (FLUXNET), até um experimento recente de balanço de energia (EBEX-2000), tem sido observado um desequilíbrio de energia de superfície (GAO et al., 2010). Foken et al. (1999) apontou que as causas do desequilíbrio no balanço de energia geralmente estão relacionadas aos erros ou limitações nas medições dos componentes individuais de energia e à influência externas nos componentes individuais de energia.

O R_n é diferente nos períodos diurno e noturno. Durante o dia, a superfície recebe energia ($R_n > 0$), aquece e fornece uma parte dessa energia para o aquecimento do ar (H), para a evaporação da água na superfície (LE) e para o aquecimento do solo (G) e, geralmente H, LE e G são todos positivos. Por outro lado, durante a noite, a superfície perde energia, pois perde radiação para a atmosfera ($R_n < 0$). Essa perda é compensada por ganhos de calor no ar e no solo e, em algumas regiões, do calor latente de condensação liberado durante o processo de formação de orvalho. Desse modo, todos os termos da equação do balanço de energia na superfície da Terra são negativos durante o período noturno e suas intensidades são muito menores em comparação com os fluxos diurnos, exceto para G (ARYA, 2001).

A conservação de energia é uma ferramenta poderosa para analisar sistemas físicos. O sistema climático da Terra não é exceção (MURPHY et al., 2009). De acordo com Leuning et al, (2012), medições precisas de energia disponível requerem dados de radiação líquida e dados de armazenamento de calor de solo, ar e biomassa para cada período médio de meia hora, que é o intervalo de tempo normalmente utilizado pela comunidade científica para a medição de fluxos (CAMPOS et al., 2019).

2.2.1. Problema do fechamento do balanço de energia

Quando as componentes do balanço de energia (BE) são medidas separadamente no campo e ocorre uma inconsistência entre esses valores ao aplicá-los na equação do BE, é conhecido como o problema do fechamento do BE. Esse problema pode ser causado por imprecisões nas medições individuais das componentes ou por uma compreensão incompleta da física do sistema. (KABAT et al., 2004).

A falta do fechamento de balanço de energia pode ser explicada por vários motivos. Alguns erros podem resultar na superestimação da energia disponível, enquanto outros incorrem na subestimação dos fluxos turbulentos. Leuning et al, (2012) levantou algumas razões para a falta do fechamento com base em outros trabalhos que levou a algumas propostas, como: (1) uma falha em atender aos pressupostos fundamentais subjacentes às medições de eddy covariance; (2) erros nas medições de radiação; (3) contabilização incorreta do armazenamento de energia no solo, coluna de ar e vegetação, (4) divergência de fluxo advectivo causada por terreno complexo ou heterogeneidades na cobertura vegetal; (5) transporte em mesa escala de baixa frequência; (6) períodos médios inadequados para capturar contribuições de baixa frequência para troca líquida; (7) perda de alta frequência de eddy devido à linha de média e separação do instrumento ou por amostragem de ar através da tubulação antes da análise; e (8) escolha de sistemas de coordenadas.

Segundo Foken (2008) as possíveis razões para a superestimação da energia disponível podem ser a superestimação do R_n e a quantificação errônea da energia armazenada no solo, no ar abaixo da torre ou na vegetação. No entanto, com a melhoria na precisão dos radiômetros, é improvável que os erros de medição de R_n sejam a principal causa do problema do fechamento (CAMPOS et al., 2019).

Há uma escassez em estudos sobre o balanço energético referente ao bioma pantaneiro, de tal forma que é difícil estimar seu impacto no fechamento energético. Estudos com essa finalidade no Pantanal ainda são incipientes apesar de alguns avanços (BIUDES et al., 2015a; MACHADO et al., 2016; OLIVEIRA et al., 2006). No Brasil, tais estudos têm sido realizados em diferentes biomas, como a zona de transição entre a Savana e a Floresta Amazônica, florestas tropicais e pastagens, o Cerrado e o Pampa (CURADO et al., 2014; RUBERT et al., 2022).

Muitas técnicas foram propostas para medir o fluxo de calor sensível (H) e latente (LE), entre elas temos a Razão de Bowen (RB) e Eddy covariance (EC) (HEUSINKVELD et al., 2004). O balanço energético pela técnica de razão de Bowen é uma técnica amplamente utilizada para medir a água superficial e a troca de calor, e deve muito de seu sucesso à sua facilidade de uso, base teórica e requisitos instrumentais relativamente modestos (WOLF et al., 2008). A técnica Eddy covariance é o método mais utilizado na literatura científica para determinar os fluxos de calor e

massa dentro da interface solo-vegetação-atmosfera. Apesar da boa confiabilidade do método EC, geralmente há uma incongruência entre a soma dos fluxos de calor sensível e latente do Eddy e a soma da energia disponível (radiação líquida menos fluxo de calor do solo), onde a diferença entre essas somas pode variar de 10% a 30%, resultando no não fechamento do balanço energético (CAMPOS et al., 2019).

Em geral, a falha em alcançar o fechamento no balanço de energia tem sido atribuída a problemas de instrumentação e/ou um erro de subestimação nas medições de fluxo aerodinâmico, como distorção de fluxo, resposta de alta frequência limitada, período de média de fluxo, etc (HEUSINKVELD et al., 2004).

2.3. PROPRIEDADE TÉRMICAS DO SOLO

As propriedades térmicas do solo são características que descrevem a resposta do solo à transferência de calor. Essas propriedades influenciam a condução, a convecção e a armazenagem de calor no solo. As propriedades térmicas dos solos incluem condutividade térmica (K), capacidade de calor volumétrica (C) e difusividade térmica (D). A condutividade térmica é uma medida da capacidade do solo de transferir calor, principalmente por condução. Ela representa a quantidade de calor que flui através de uma unidade de área em uma unidade de tempo, quando existe um gradiente de temperatura unitário. Por sua vez, o parâmetro C descreve a quantidade de calor que se altera em uma unidade de volume de solo, por unidade de mudança de temperatura. (HILLEL, 2004).

As medidas relativas a D refletem na rapidez com que um solo pode mudar sua temperatura e são definidas como a razão de K por C. Essas propriedades dependem muito das propriedades físicas do solo, como densidade aparente, conteúdo de água e temperatura (MENGISTU; VAN RENSBURG; MAVIMBELA, 2017).

Quando a energia solar atinge a superfície terrestre, ela é armazenada ou transmitida ao longo do perfil do solo. Em condições de solo seco é liberada de volta para a atmosfera como calor sensível. No entanto, em condições de solo úmido, uma quantidade considerável de energia seria gasta para a vaporização (HILLEL, 2004). A quantidade de energia a ser armazenada/transmitida aos solos ou propagada de volta para a atmosfera depende das propriedades térmicas dos solos. As propriedades

térmicas também são cruciais em vários campos de aplicações agrícolas, ambientais e de engenharia. Em solos cultivados, as propriedades térmicas controlam o transporte e a troca de água e energia térmica na interface solo-atmosfera, crítica para a ocorrência de reações químicas essenciais e processos físicos e biológicos (MENGISTU; VAN RENSBURG; MAVIMBELA, 2017).

O comportamento térmico na superfície do solo depende principalmente do tipo de cobertura do solo e das condições climáticas. Portanto, os perfis de temperatura que são gerados abaixo da superfície do solo dependerão das condições da superfície. Além disso, o processo de transferência de calor nos solos também é acompanhado com a alteração das características físicas e mecânicas do solo. Por exemplo, a condução de calor nos solos causa migração de umidade, aumento da temperatura e, em seguida, mudança de estado da água, que também afeta inversamente a condução de calor. Assim, trata-se de um processo termo-hídrico acoplado em solos (MOLINA-RODEA; WONG-LOYA, 2021; ZHANG; WANG, 2017).

As propriedades térmicas podem ser determinadas de várias maneiras. Os métodos mais populares são a medição direta em campo, métodos de laboratório e modelos matemáticos preditivos. Os métodos analíticos diretos são os mais confiáveis, mas são caros, demorados, trabalhosos e impraticáveis para aplicações de grande escala. Portanto, modelos de avaliação indireta que combinam propriedades térmicas com propriedades físicas do solo existentes ou facilmente mensuráveis, como textura, densidade do solo, teor de água, teor de matéria orgânica, temperatura do solo, etc. são escolhas importantes (MENGISTU; VAN RENSBURG; MAVIMBELA, 2017).

2.3.1. Capacidade de calor volumétrica

A capacidade de calor volumétrica (C) de um solo é definida como a mudança do conteúdo de calor de uma unidade de volume por unidade de mudança de temperatura. É expresso em calorias por centímetro cúbico por grau ($cal. cm^{-3}. K^{-1}$) ou joules por metro cúbico por grau ($J. m^{-3}. K^{-1}$) (HILLEL, 2004).

À medida que o conteúdo de água do solo aumenta, o espaço entre os poros preenchido com ar seria substituído por água. Portanto, o aumento C devido ao teor de água pode ser dado a uma capacidade térmica superior à da água em relação ao ar. Por

outro lado, a influência da temperatura seria devido ao aumento da energia vibracional dos átomos nas partículas do solo. Conforme aumenta a vibração dos átomos, a capacidade das partículas de armazenar ou transmitir energia também aumenta (CALLISTE, 2001; MENGISTU; VAN RENSBURG; MAVIMBELA, 2017).

Abu-Hamdeh et al. (2003) constataram em seus estudos que, para valores mais elevados de teor de umidade, o calor específico aumenta lentamente no caso de solo arenoso e rapidamente no caso de solo argiloso. Em geral, o solo argiloso apresentou maior calor específico e capacidade de calor volumétrica do que o solo arenoso para o mesmo teor de água e densidade do solo.

2.3.2. Difusividade térmica

A difusividade térmica (D) é igual à condutividade térmica dividida pela capacidade de calor volumétrica e reflete tanto a capacidade do solo de transferir calor quanto sua capacidade de alterar a temperatura quando o calor é adicionado ou removido. Quanto maior a difusividade térmica do solo, mais espessa é a camada de solo na qual as mudanças de temperatura diurnas e sazonais são registradas e menores são as flutuações de temperatura na superfície (ARKHANGELSKAYA; LUKYASHCHENKO, 2018).

A equação que estima as propriedades térmicas do solo, descreve a transferência unidimensional de calor por condução em um meio isotrópico (as propriedades físicas do meio são consistentes), da seguinte forma (CARVALHO et al., 2013):

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \text{Eq. (3)}$$

onde T é a temperatura (°C), t é o tempo (s), z é a profundidade (m), C é a capacidade calorífica volumétrica ($Jm^{-3}C^{-1}$) e K é a condutividade térmica ($Wm^{-1}C^{-1}$).

Considerando que C e K são independentes do tempo, e o solo é homogêneo na direção vertical (z) em relação às suas propriedades térmicas, reescrevendo a equação (3) para torna-se:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \text{Eq. (4)}$$

onde

$$D = \frac{K}{c} \quad \text{Eq. (5)}$$

é conhecido como a difusividade térmica do solo ($m^2 s^{-1}$).

Alguns métodos de estimativa da D aparente do solo são baseados na solução da equação unidimensional de transferência de calor por condução e convecção do solo (GAO et al., 2017a). Outros trabalhos abordaram D em solos não uniformes, mas não resultaram em relações funcionais entre propriedades térmicas e teor de água, provavelmente devido à escassez de dados de teor de água do solo dependentes da profundidade (ARKHANGELSKAYA; LUKYASHCHENKO, 2018).

2.3.3. Condutividade Térmica

O solo é um material multifásico composto de partículas sólidas, gasosas e/ou líquidas. As propriedades térmicas do solo não são apenas determinadas pelas propriedades físicas únicas de cada fase, mas também são influenciadas pela variabilidade de cada fase (DONG; MCCARTNEY; LU, 2015). Uma propriedade térmica chave importante para analisar de transferência de calor de solos, temos a condutividade térmica. A condutividade térmica é definida como a capacidade de um material conduzir calor através dele. É uma medida da taxa na qual o calor flui através de um material quando há uma diferença de temperatura através dele. Em outras palavras, indica a facilidade com que um material permite que a energia térmica seja transmitida de uma parte para outra. Com base nesse conceito, a condutividade térmica do solo (K) depende de sua composição mineral e conteúdo de matéria orgânica, bem como das frações volumétricas de água e ar (HILLEL, 2004).

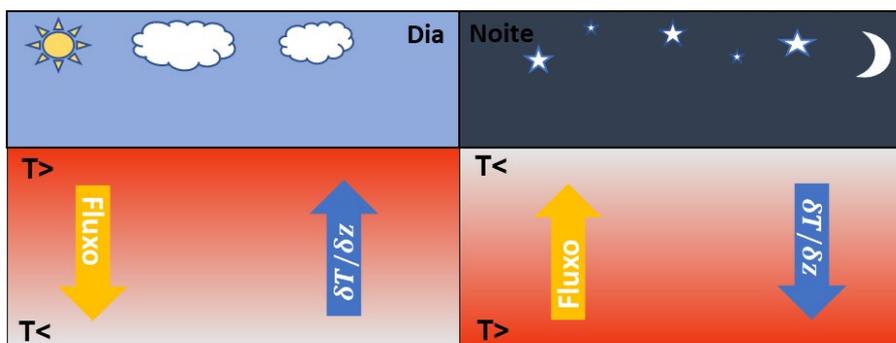


Figura 1 - Esquema dos sentidos de fluxo de calor no solo e gradiente térmico durante o dia e a noite. (COSTA, 2019)

A condutividade térmica do solo é uma variável chave para a compreensão do processo de transferência de calor no solo e desempenha um papel significativo em vários campos, como ciências da terra e ambientais, engenharia e agricultura. Além disso, a condutividade térmica também controla as ações físicas, químicas, biológicas e mecânicas no solo, o que afeta o processo de congelamento e descongelamento e a distribuição da temperatura na superfície terrestre. Portanto, a avaliação precisa da condutividade térmica é de grande interesse (ZHANG et al., 2018, 2021)

Atualmente, K geralmente pode ser obtido por medições diretas ou modelos preditivos. As medições diretas são consideradas precisas e confiáveis, e podem ser realizadas utilizando métodos de estado estacionário ($\partial T/\partial t=0$) ou transitório ($\partial T/\partial t \neq 0$). No entanto, a precisão das medições diretas é frequentemente comprometida por desafios de custo, complexidade e duração. Adicionalmente, a medição precisa da condutividade térmica em meios porosos úmidos pode apresentar desafios e resultar em determinações incorretas de K . Em contrapartida, com os dados de entrada necessários, os modelos preditivos de K podem ser usados para locais não instrumentados em diferentes escalas espaço-temporais. Trabalhos recentes têm contribuído para desenvolver e melhorar modelos K para diferentes solos sob diferentes condições (DU et al., 2022).

Muitos estudos foram realizados para analisar a sensibilidade da condutividade térmica a diferentes fatores de influência, usando uma combinação de diferentes fatores (tipo de solo, composição do solo, porosidade, saturação, etc.) (LI; LIU; KANG, 2022).

Embora tenham ocorrido avanços significativos nas técnicas de medição, como o uso de placas de calor ou o método de pulso de calor, para determinar a condutividade térmica (K) em diferentes tipos de solo e sob diferentes fatores de influência, a medição direta de K ainda é um processo demorado, trabalhoso, caro e impraticável para aplicações em grande escala. Como resultado, nas últimas décadas, foram desenvolvidos modelos de estimativa de K que se baseiam em parâmetros do solo mais facilmente mensuráveis. Esses modelos têm sido amplamente utilizados para fornecer estimativas rápidas e eficientes da condutividade térmica em diversas aplicações (ZHAO et al., 2019).

2.4. FLUXO DE CALOR NO SOLO

Existem três principais mecanismos de transferência de calor em materiais: condução, convecção e radiação. A condução ocorre através de sólidos e líquidos, a convecção se dá em fluidos, e a radiação não requer um meio material para ocorrer. No caso de materiais particulados secos, o mecanismo mais eficiente de transferência de calor é por meio dos contatos sólidos, enquanto a condução através da fase gasosa e a radiação têm impactos menos significativos (MURASHOV; WHITE, 2000).

O fluxo de calor do solo (G) é um componente importante do fechamento do balanço de energia de superfície (Equação 2), onde G pode ser responsável por cerca de 20% da energia disponível (ou seja, $R_n - G$) sobre pastagens e terras agrícolas (FOKEN, 2008). Assim, a determinação precisa de G é essencial para avaliar os outros componentes do balanço de energia (por exemplo, H e LE) e investigar possíveis razões para o não fechamento amplamente conhecido do balanço de energia da superfície. No entanto, medir diretamente G é um desafio, uma vez que as placas de fluxos precisam ser enterradas a uma pequena distância da superfície para evitar efeitos potenciais dos processos solo-atmosfera, como água líquida e fluxo de vapor (GAO et al., 2017b).

Suponha que os solos estão sob temperatura ambiente e sob um pequeno gradiente de temperatura. Assim, a mudança de fase líquida ou aumento de vapor de água induzida pela alta temperatura e o fluxo de calor da convecção do fluido devido ao alto gradiente de temperatura são ignorados. Sob essas suposições, a condutividade

térmica aparente ou efetiva do solo é frequentemente usada para descrever a capacidade de transferência de calor de materiais multifásicos (DONG; MCCARTNEY; LU, 2015).

O fluxo de calor no solo pode ser considerado análogo ao fluxo de calor em um sólido ao qual a Lei de Fourier é aplicada. A Lei de Fourier é uma equação fundamental na transferência de calor que descreve como o calor se propaga através de um material condutivo. Ela foi formulada por Jean-Baptiste Joseph Fourier e é amplamente utilizada para entender e analisar a transferência de calor em diversos sistemas.

De acordo com a equação constitutiva da difusão de calor para a lei de Fourier em uma dimensão (equação 6), o fluxo de calor Q (W) em estado estacionário é proporcional a área de seção transversal A (m^2), ao produto do gradiente térmico ($K \cdot m^{-1}$) pelo coeficiente de condutividade térmica k ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$):

$$Q = -kA \frac{\partial T}{\partial x} \quad \text{Eq. (6)}$$

O método usado para encontrar o fluxo de calor no solo (G) foi desenvolvido por Decico (1967) pôr meio da teoria da condução térmica, também conhecida como Lei de Fourier (equação 6). O cálculo estabelece que o fluxo de calor em um corpo homogêneo é proporcional ao gradiente térmico e pode ser escrito como:

$$G = -K \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \text{Eq. (7)}$$

onde G é o fluxo de calor no solo (Wm^{-2}), $\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$ é o gradiente térmico (onde T é dado pela temperatura do solo ($^{\circ}C$) e z pela profundidade da superfície do solo em metros) e K a condutividade térmica do solo ($Wm^{-1} \cdot ^{\circ}C^{-1}$). O sinal negativo indica que o calor flui de um ponto de temperatura mais alta para um ponto de temperatura mais baixa (HORTON, 1985; HORTON et al., 1983).

O cálculo preciso do fluxo de calor do solo determina o perfil de temperatura do solo, que por sua vez afeta a determinação dos fluxos radiativo e turbulento, mas é frequentemente negligenciada em estudos de balanço de energia. A determinação de G é, portanto, de importância essencial para estabelecer o balanço em escala local (HEUSINKVELD et al., 2004; WANG; BOU-ZEID, 2012).

2.5. TEMPERATURA DO SOLO

A temperatura do solo desempenha um papel importante na troca de energia e massa com a atmosfera. É controlada por vários fatores, como a energia da radiação absorvida, cobertura de nuvens e processos físicos do solo (GAO et al., 2017a; LOZANO-PARRA et al., 2018). Há um consenso de que o dossel altera o balanço hídrico e energético abaixo dele, bloqueando a chuva e a radiação solar, uma vez que a cobertura vegetal afeta a distribuição de diversas variáveis acima e abaixo do solo. Portanto, acredita-se geralmente que as temperaturas do verão sob as copas das árvores são geralmente mais frias do que nas pastagens e vice-versa no inverno. Em contrapartida, o efeito da cobertura vegetal sobre o teor de umidade do solo é mais controverso, pois resultados opostos têm sido observados, uma vez que foi constatado que é menor sob as copas das árvores do que em pastagens em terras secas e úmidas, embora resultados opostos também tenham sido observados (LOZANO-PARRA et al., 2018; LOZANO-PARRA; SCHNABEL; CEBALLOS-BARBANCHO, 2015).

A análise da temperatura do solo geralmente é baseada na suposição de que a variação da temperatura no solo ocorre na forma de uma onda senoidal ou série de Fourier. Entre as quatro partições de energia mencionados na Eq. (2), o fluxo de calor no solo é de particular interesse para os experimentalistas. Enquanto a radiação e os fluxos turbulentos podem, pelo menos em teoria, ser prontamente medidos com instrumentos sensores localizados na camada atmosférica, sensores que medem o fluxo de calor no solo devem ser instalados dentro do solo, de preferência a uma certa profundidade para evitar flutuações devido a processos atmosféricos superficiais. Como subprodutos da condução de calor através da terra sólida, as evoluções da temperatura do solo e os fluxos de calor do solo são processos fisicamente inseparáveis, e ambos podem ser determinados matematicamente resolvendo a equação de difusão de calor de segunda ordem (WANG; BOU-ZEID, 2012).

Enquanto muitos modelos empregam a temperatura da superfície do solo para prever o fluxo de calor no solo, em geral, o tratamento da umidade do solo permanece muito rudimentar. Na verdade, é necessário trabalho adicional para investigar e refinar a relação entre o fluxo calor do solo e temperatura e umidade do solo (IKANI et al., 2016).

2.6. UMIDADE DO SOLO

A determinação da umidade do solo é de vital importância para promover o manejo adequado do uso da água no solo e de sistemas de irrigação como um todo. A reflectometria no domínio do tempo (TDR) é um método não destrutivo bem conhecido e estabelecido para medir a umidade do solo e a condutividade elétrica em massa do solo (BHUYAN et al., 2018). Várias técnicas automatizadas para medição pontual do teor de umidade do solo foram desenvolvidas para um nível operacional nas últimas décadas. Embora cada uma dessas técnicas tenha sido avaliada individualmente pelo método termogravimétrico (secagem e pesagem em estufa), tipicamente em condições de laboratório, poucos estudos têm feito uma comparação direta entre as várias técnicas, principalmente em condições de campo. (WALKER; WILLGOOSE; KALMA, 2004)

Há muito se reconhece que técnicas confiáveis, robustas e automatizadas para a medição do teor de umidade do solo podem ser extremamente úteis, se não essenciais, em aplicações hidrológicas, ambientais e agrícolas. Nos últimos 70 anos, esse reconhecimento promoveu o investimento de uma quantidade considerável de engenhosidade no desenvolvimento de tais técnicas. O método padrão para medir o teor de umidade do solo é o método termogravimétrico, que requer a secagem em estufa de um volume conhecido de solo a 105 °C e a determinação da perda de peso. Este método é demorado e destrutivo para o solo amostrado, o que significa que não pode ser usado para medições repetitivas no mesmo local (WALKER; WILLGOOSE; KALMA, 2004).

A umidade do solo e a condutividade elétrica são importantes para uma variedade de processos hidrológicos e a interação entre solo e atmosfera para previsões climáticas. A primeira aplicação de TDR para medições de água no solo foi relatada por TOPP et al (1980). As principais vantagens do TDR sobre outros métodos de medição do conteúdo de água no solo são: (i) precisão superior dentro de 1 ou 2% do conteúdo volumétrico de água; (ii) os requisitos de calibração são mínimos; (iii) falta de risco de radiação associado com a sonda de nêutrons ou técnicas de atenuação de raios gama; (iv) a aplicação de sondas TDR pode fornecer uma excelente resolução espacial e temporal; (v) as medições são rápidas, não destrutivas e simples de obter, e

(vi) o método é capaz de fornecer medições contínuas por meio de automação e multiplexação (SKIERUCHA et al., 2012)

Uma vantagem do TDR é a medição simultânea do teor de água e da condutividade elétrica do solo com uma única sonda. Além disso, a medição do teor de água é apenas ligeiramente suscetível a mudanças na densidade aparente do solo, temperatura e salinidade (NOBORIO, 2001). Embora existam revisões dos princípios e aplicações do TDR na ciência do solo, há uma falta de informações sobre como o TDR pode divulgar informações críticas em meios porosos além do teor médio de água no solo (WANNIARACHCHI et al., 2019).

A técnica TDR é baseada na análise do tempo de viagem da propagação de ondas eletromagnéticas (EM) em um guia de onda metálico de comprimento conhecido inserido no solo. As frequências EM variam de 1 MHz a 1 GHz a uma velocidade de 30 cm. ns^{-1} . O solo é um sistema complexo com componentes sólidos, líquidos e ar (WANNIARACHCHI et al., 2019). A umidade do solo (água) é uma parte inevitável do sistema trifásico do solo, que compreende os minerais do solo (sólidos), umidade e ar. Portanto, o teor de umidade do solo tem influência bastante significativa na engenharia, agrônômica, comportamento geológico, ecológico, biológico e hidrológico, da massa de solo. Além de desempenhar um papel importante no que diz respeito ao crescimento vegetal, organização dos ecossistemas naturais e biodiversidade (SUSHA LEKSHMI; SINGH; SHOJAEI BAGHINI, 2014).

As propriedades térmicas também são afetadas pela densidade. A condutividade e capacidade térmica dependem das condutividades e capacidades das fases individuais do solo. Portanto, uma mudança na proporção relativa das fases, determinada por uma mudança de densidade, afeta as propriedades térmicas globais do solo. Quando a proporção relativa de partículas sólidas e vazios é alterada, a condutividade térmica muda. No geral, a densidade afeta a maioria dos processos de fluxo e propriedades físicas dos solos, e está presente na maioria das equações paramétricas do solo para estimar fluxos de matéria e energia em meios porosos. (BITTELLI et al., 2021)

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E GEOGRÁFICAS

O estudo foi conduzido ao norte do Pantanal, dentro de uma área de preservação pertencente ao Centro Avançado de Pesquisas da Universidade Federal de Mato Grosso, há aproximadamente 160 km de Cuiabá, Mato Grosso, Brasil (Lat: 16°29'50" S e Lon: 56°24'50" O). Esta área é localizada na Base Avançada de Pesquisas do Pantanal – Baía das Pedras, pertencente a Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN SESC – Poconé (Figura 1).

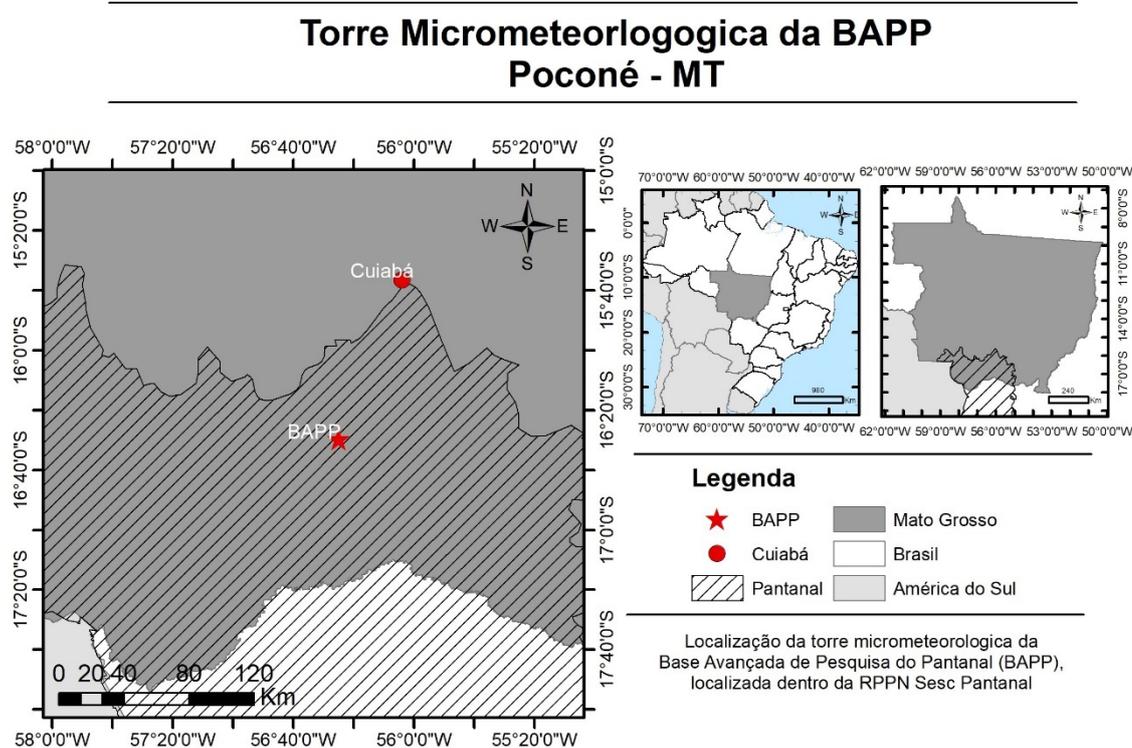


Figura 2 – Localização da área de estudo.

A sub região de Poconé agrega áreas dos municípios de Cáceres, Poconé, Nossa Senhora do Livramento, Barão de Melgaço e Santo Antônio de Leverger (DA SILVA; DE MOURA ABDON, 1998; RAVAGLIA et al., 2011). O clima é caracterizado como Aw, segundo classificação climática de Köppen, com temperatura média anual de 26,1

°C (BIUDES et al., 2015b), a precipitação média anual foi de 1400 mm (MACHADO et al., 2015) caracterizado por uma estação seca entre os meses de maio a setembro e uma estação chuvosa entre os meses de outubro a abril. O padrão de inundação no Pantanal é altamente influenciado pela precipitação local devido à paisagem plana. Ao norte do Pantanal, as inundações ocorrem de janeiro a março, coincidindo com a época mais chuvosa. Nesta área, conhecida como Alto Pantanal onde fica o Pantanal de Poconé, as inundações são bastante superficiais, com até 2 m de profundidade (BOIN et al., 2019; NUNES DA CUNHA; JUNK, 2004).

A vegetação do bioma Pantanal é muito diversificada, principalmente devido às inundações e classes de solo variadas. A planície pantaneira é formada por diferentes unidades de paisagem, variáveis entre as diferentes sub-regiões do Pantanal. A vegetação ao redor da área de estudos apresenta-se como próxima da nativa pantaneira, com alguns pequenos estandes de Pombeiro (*Combretum lanceolatum* Pohl), Algodão-do-Pantanal (*Ipomoea carnea* spp. *fistulosas*), Ipê-Amarelo-Craibeira (*Tabebuia aurea* Benth. & Hook.f. ex Moore), Carandá (*Copernicia alba* Morong) e alguns exemplares de Cambará (*Vochysia divergens* Pohl), cuja altura do dossel vegetativo chega próximo de 4 metros próxima a torre, onde existe a presença de uma cobertura de vegetação rasteira durante o período seco (BIUDES et al., 2015b; DA CUNHA; JUNK; LEIÃO-FILHO, 2007; MACHADO et al., 2016).

O Pantanal apresenta características pedológicas específicas devido à sua geomorfologia aliada ao regime hídrico. Geologicamente, os solos dessa região desenvolveram-se a partir de sedimentos inconsolidados arenosos, argilosos e orgânicos, depositados ao longo do período Quaternário (CORINGA et al., 2012). Nesta região o solo é classificado como Gleissolo Háptico (EMBRAPA, 1997) de origem sedimentar com fases argilosas e arenosas se alternando entre si e descontínua com a dominância de solos hidromórficos (AMARAL FILHO, 1984). São solos hidromórficos constituídos por material mineral acinzentado resultante de modificações pelos óxidos de ferro existentes do solo em condições de encharcamento durante o ano todo ou parte dele, podem apresentar argila, e ocorrem em regiões de baixadas próximo as drenagens.

3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA

A coleta de dados teve início em outubro de 2018 e foi concluída em novembro de 2020. Durante esse período, foram registrados dados de umidade, temperatura e fluxo de calor no solo. Esses dados foram coletados nas proximidades da base de pesquisa avançada de monitoramento de aerossóis, localizada na Baía das Pedras. Os dados foram disponibilizados pelo programa de pós-graduação em física ambiental - PGFA/UFMT.

Foram posicionados cinco termistores e cinco placas de fluxo de calor no solo em uma área coberta próxima à base de pesquisa existente no local. Além disso, outros cinco termistores e cinco placas de fluxo de calor foram instalados em solo descoberto. Para medir a umidade do solo, três sensores foram instalados em uma área coberta e três sensores em uma área exposta ao sol. A configuração do experimento seguiu-se nas profundidades de 1 cm, 7 cm, 15 cm, 30 cm e 50 cm. Para o presente estudo foram instalados diversos sensores micrometeorológicas ligados à torre do Pantanal, conforme descrito a seguir:

Tabela 1 -Instrumento de medida, variáveis medidas, nível de instalação e modelo dos sensores instalados nas áreas de estudos.

Instrumento	Variável medida	Profundidade (cm)	Modelo/Marca
Fluxímetro	Fluxo de Calor no solo	1; 7; 15; 30; 50	HFP01-L/ Hulseflux
Termômetro do solo	Temperatura do solo	1; 7; 15; 30; 50	108-L/ Campbell Scientific Inc.
Reflectômetro no domínio do tempo - TDR	Umidade volumétrica do solo	20, 40 e 50	CS616/Campbell Scientific Inc.
Datalogger	Controle dos sensores e armazenamento dos dados	----	CR1000/ Campbell Scientific Inc.

Uma descrição sobre os sensores utilizados neste estudo para a medição das variáveis:

- **Fluxo de calor no solo:** Especificações da placa de fluxímetro Hulseflux Campbell HFP01-L
- ✓ Temperatura de funcionamento: -30 a 70°C ;
- ✓ Faixa de medição: $\pm 2000 \text{ Wm}^{-2}$;

- ✓ Sensibilidade (nominal): $50\mu V W^{-1}m^{-2}$;

O HFP01-L utiliza o princípio da diferença de temperatura para quantificar o fluxo de calor no solo. Consiste em uma sonda com duas placas planas e paralelas, sendo uma aquecida eletricamente e a outra servindo como referência. A diferença de temperatura entre as placas é medida com alta precisão, permitindo calcular o fluxo de calor com base na Lei de Fourier e nas propriedades termofísicas do solo.

- **Temperatura do solo:** Especificações do termistor 108-L
 - ✓ Tolerância: $\pm 0,2^{\circ}C$ (acima de 0° a $70^{\circ}C$);
 - ✓ Faixa de medição: -5 a $95^{\circ}C$;
 - ✓ Precisão: $\pm 0,3$ (-3 a $90^{\circ}C$);

O 108-L consiste em um termistor encapsulado em um invólucro de alumínio preenchido com epóxi. A carcaça protege o termistor, permitindo que você enterre a sonda no solo ou mergulhe-a na água. O 108-L é um dispositivo semicondutor que tem sua resistência elétrica sensivelmente alterada com a variação de temperatura.

- **Umidade do solo:** Especificações do TDR modelo CS616
 - ✓ Medições feitas: Teor de água volumétrica (VWC) de meios porosos (como o solo);
 - ✓ Faixa de medição: 0% até a saturação;
 - ✓ Precisão do conteúdo de água: $\pm 2,5\%$ VWC ;

A sonda CS616 é composta por uma série de hastes ou varetas inseridas verticalmente no solo. Quando uma rápida pulsação de energia eletromagnética é transmitida ao longo das hastes, ela se propaga através do solo. A velocidade de propagação das ondas é diretamente influenciada pela umidade do solo: quanto mais úmido o solo, mais lenta será a propagação. O sensor registra o tempo que leva para as ondas viajarem entre as hastes, e a partir dessa informação, calcula a umidade do solo usando equações específicas que relacionam a velocidade das ondas com a umidade.

3.3. DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDOS

Neste estudo, são investigadas duas configurações distintas, uma área exposta diretamente ao sol e uma área completamente sombreada, localizadas a uma distância de 10 metros uma da outra e no mesmo nível do solo. Essa abordagem permite a análise da dinâmica térmica em dois cenários bastante contrastantes, com o objetivo de identificar semelhanças e diferenças entre eles. Na primeira área, os sensores foram instalados em uma região sombreada, onde a luz solar direta é ausente ao longo do dia. Isso resulta em uma dinâmica térmica única para essa área. Já na segunda área, ocorre a incidência direta de luz solar, o que também proporciona uma dinâmica exclusiva para essa região. Podemos ver as duas áreas abaixo.



Figura 3 - Primeira área de estudo, onde os sensores se localizam na sombra.

A primeira área, denominada (A_{sb}), corresponde à região onde os sensores foram instalados em uma área sombreada. Nessa área, foram posicionados cinco sensores de temperatura e cinco sensores de fluxo de calor em diferentes profundidades, conforme mencionado anteriormente, além de três sensores de umidade do solo. A cobertura vegetal predominante é caracterizada pela presença de campo nativo e uma extensa vegetação arbórea, como vemos na Figura 3.



Figura 4 - Segunda área de estudo, onde os sensores se localizam exposto ao sol.

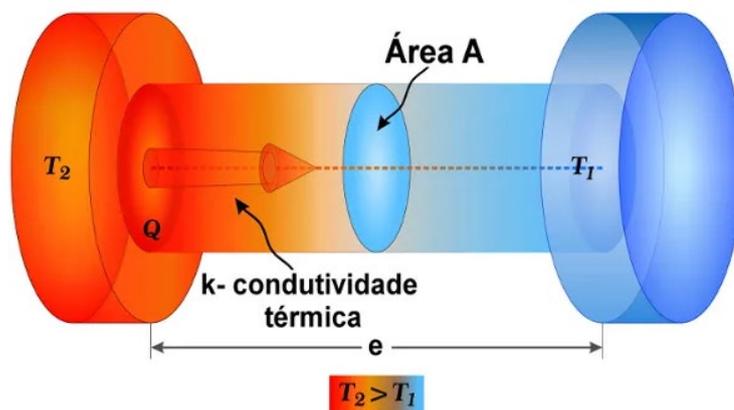
Na área 2, denominada (A_5), os sensores foram instalados em uma região exposta diretamente ao sol. Nessa área, encontram-se cinco sensores de temperatura e cinco sensores de fluxo de calor, posicionados em diferentes profundidades conforme mencionado anteriormente. Além disso, também foram instalados sensores de umidade do solo. A cobertura vegetal da área é caracterizada por uma vegetação rasteira próxima ao solo nu, como vemos na Figura 4.

3.4. Determinação da condutividade térmica

A condutividade térmica pode ser definida como sendo a quantidade de calor que flui, por unidade de tempo, através de um meio, quando mantida uma diferença de temperatura entre as duas faces opostas dessa superfície (Figura 5). Uma baixa condutividade térmica resulta em uma situação em que a superfície pode apresentar alta temperatura, mas apenas uma pequena quantidade de calor consegue penetrar profundamente no solo. Em contraste, um solo com alta condutividade térmica permitirá que uma grande proporção desse calor flua para camadas mais profundas, mesmo que a temperatura superficial seja relativamente baixa. Em resumo, a

capacidade de condução térmica do solo desempenha um papel fundamental na distribuição e no fluxo de calor entre a superfície e as camadas mais profundas.

Figura 5 -Esquema de condutividade térmica



Fonte: Brasil escola ²

A condutividade térmica do solo (K) foi definida anteriormente na Equação 7, segundo a qual a densidade de fluxo de calor no solo G ($W \cdot m^{-2}$) é proporcional ao gradiente de temperatura na profundidade dT/dz ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$), dessa forma podemos rescrever em função de K , isto é:

$$K = -\frac{G}{dT/dz} \quad \text{Eq. (8)}$$

Por meio da equação pode-se analisar o fluxo de calor e o gradiente de temperatura, e como sua variação alteram os valores de condutividade.

O K foi determinado utilizando os dados de temperatura e fluxo de calor coletados no solo. Para análise, foram consideradas duas medidas de fluxo distintas: fluxo de calor médio ($G_{méd}$) e no fluxo de calor líquido ($G_{líq}$).

$$G_{méd} = \frac{G_i + G_0}{2} \quad \text{Eq. (9)}$$

$$G_{líq} = G_i - G_0 \quad \text{Eq. (10)}$$

² Disponível em: <https://brasilecola.uol.com.br/fisica/conducao-termica.htm>; Acesso em ago. 2023.

Onde G_0 é o fluxo de calor no solo na profundidade inicial, G_i é o fluxo de calor no solo da profundidade seguinte, $G_{méd}$ é a média aritmética entre duas profundidades de fluxo e G_{liq} é a diferença entre dois fluxos.

No dia representativo chamado de dia característico, foram calculadas médias do fluxo de calor, gradiente térmico e condutividade térmica do solo. Essas médias foram obtidas para cada hora ao longo de todos os dias do período, resultando em um valor médio para o fluxo de calor, gradiente de temperatura e condutividade térmica. Esse processo permite criar um dia idealizado que representa todo o período analisado.

3.5. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O teste de Kruskal-Wallis (K-W) é uma extensão do teste de Wilcoxon Mann-Whitney. É um teste não paramétrico utilizado para comparar três ou mais amostras. Ele é usado para testar a hipótese nula de que todas as populações possuem funções de distribuição iguais contra a hipótese alternativa de que ao menos duas das populações possuem funções de distribuição diferentes (KRUSKAL; WALLIS, 1952).

Foi realizado o teste de Kolmogorov-Smirnov para verificar o grau de proximidade dos dados amostrais (temperatura, fluxo de calor e umidade do solo) com uma distribuição normal, com um nível de significância de 5%. Após essa verificação, optou-se pela utilização da estatística não-paramétrica, teste de Kruskal-Wallis, para avaliar as diferenças entre as duas coberturas da área experimental. Os resultados revelaram diferenças significativas ao nível de significância de 5% para as três variáveis analisadas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. FLUXO DE CALOR NO SOLO

A Figura 6 apresenta a dinâmica do fluxo de calor das duas áreas de estudo. Pode-se observar que as amplitudes térmicas diferem significativamente entre as áreas expostas ao sol e as áreas sombreadas. Durante a estação seca, observa-se um aumento no fluxo máximo de calor do solo em ambas as áreas de estudo, sendo que a estação seca de 2020 apresenta valores superiores em relação à estação seca de 2019.

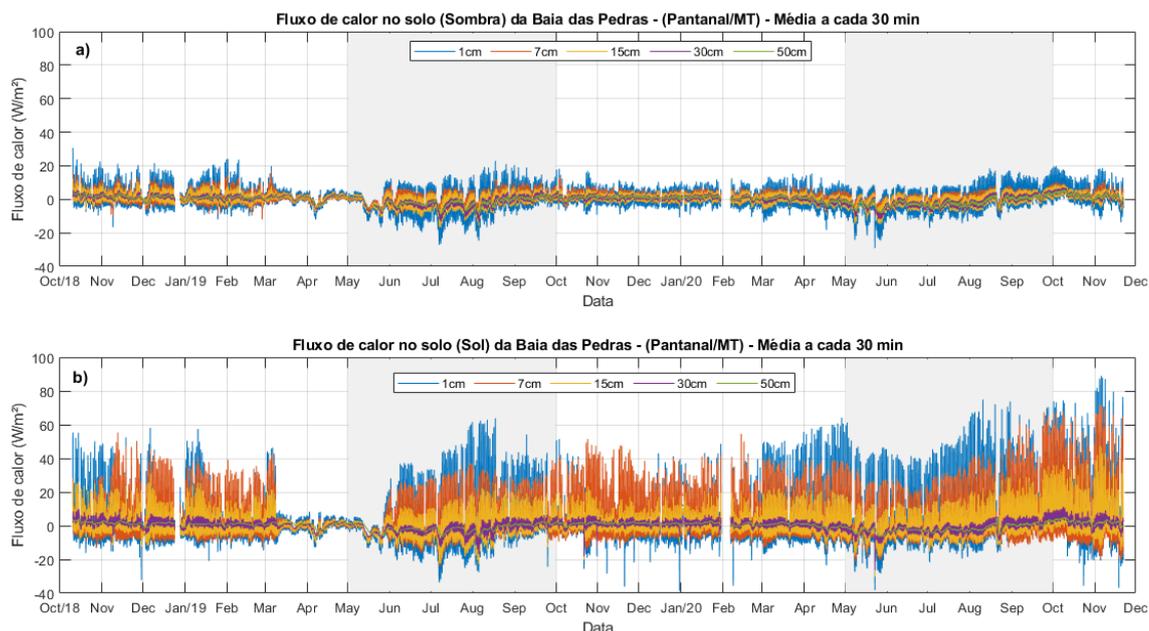


Figura 6 - Variação do fluxo de calor no solo em duas áreas distintas, com medições a cada 30 minutos entre as estações secas (cinza) e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.

No período da estação chuvosa, que compreende os anos de 2018 e 2019, é possível notar uma variação discreta nos valores máximos e mínimos de fluxo, sendo essa variação de amplitude reduzida devido às inundações características dessa região, que é uma característica proeminente do Pantanal. Esses padrões também são observados nos gráficos de temperaturas do solo (Figura 12).

A dinâmica térmica do fluxo de calor e da temperatura do solo são muito semelhantes entre os dois períodos (seco e chuvoso). Na estação seca, a falta de água

no solo impede que o calor seja perdido para o meio externo, pois é difícil para as partes mais superficiais do solo conduzir o calor para as partes mais baixas, o que cria um gradiente de temperatura, portanto, o fluxo médio de calor na estação seca é maior do que na estação chuvosa. No entanto, durante a estação chuvosa, quando as inundações e as chuvas se acumulam, o fluxo de calor é transferido do solo para outras camadas com muito mais facilidade, pois a presença de água aumenta a condutividade térmica do solo.

Confirma-se que os maiores valores de fluxo de calor ocorrem na área A_s durante a estação chuvosa, registrando um valor máximo de 89 Wm^{-2} em novembro de 2020, e a área A_{sb} mediu $24,2 \text{ Wm}^{-2}$ no período chuvoso de fevereiro de 2019. Os menores valores para as regiões foram $-29,2 \text{ Wm}^{-2}$ no período seco de fevereiro de 2020 e $-38,6 \text{ Wm}^{-2}$ na área A_{sb} em dezembro de 2019.

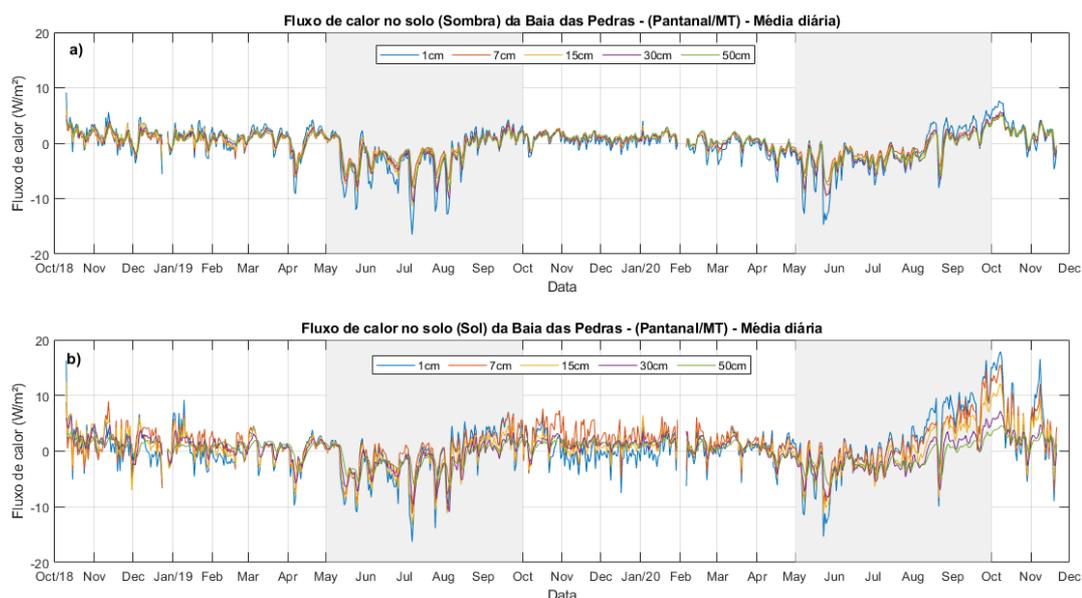


Figura 7 – Variação do fluxo de calor no solo em duas áreas distintas, com medições diárias entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.

A Figura 7 apresenta a média diária do fluxo de calor do solo aproximadamente durante dois anos. Observa-se um padrão térmico similar nas duas áreas de estudo durante as estações seca e chuvosa, caracterizado por variações sazonais distintas. Na área A_{sb} , é observada uma média positiva durante as estações chuvosas e uma média negativa durante as estações secas. De forma semelhante, na área A_s , a maioria das médias diárias é positiva durante o período chuvoso, enquanto no período seco as

médias diárias são predominantemente negativas, exceto em agosto, onde ocorre um comportamento oposto com médias positivas.

Entre a área A_{sb} e a área A_s , verifica-se uma diferença significativa na amplitude térmica nas diferentes profundidades, tanto na estação seca quanto na chuvosa. É relevante destacar que durante o período chuvoso, que ocorre entre outubro e abril de 2019-2020, o fluxo de calor no solo da área A_{sb} se aproximou de zero. Essa condição sugere que a energia térmica absorvida pelo solo foi efetivamente dissipada, indicando um estado próximo do equilíbrio térmico.

Esta é uma observação importante porque em estudos de balanço de energia, a quantidade de fluxo de calor que entra e sai do sistema solo afeta o aumento/diminuição dos fluxos de calor latente e sensível e, portanto, a taxa de evaporação e transpiração do solo (DINIZ; ALBUQUERQUE; RAFAEL, 2014). Observando a Figura 7, podemos ter uma ideia de como se comporta o armazenamento ou perda de fluxo de calor durante o dia e como se relaciona com o balanço de energia. Dentre os diferentes componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo é responsável por uma parcela relativamente menor da energia total, sendo que a maior parte é direcionada aos fluxos de calor sensível e latente (NOVAIS et al., 2012).

Diferentemente do Cerrado, onde o fluxo de calor no solo (G) tende a ser menor durante a estação chuvosa e mais significativo durante a estação seca, devido à presença de água e à vegetação densa (BIUDES et al., 2015), no Pantanal o G é reduzido durante a inundação e pode aumentar durante a estação seca, devido à presença de água sobre o solo e à vegetação seca, conforme podemos observar nas figuras 6 e 7. Embora essa parcela do saldo energético seja pequena em termos percentuais, é importante ressaltar que o G exerce um impacto significativo nos processos termodinâmicos e ambientais.

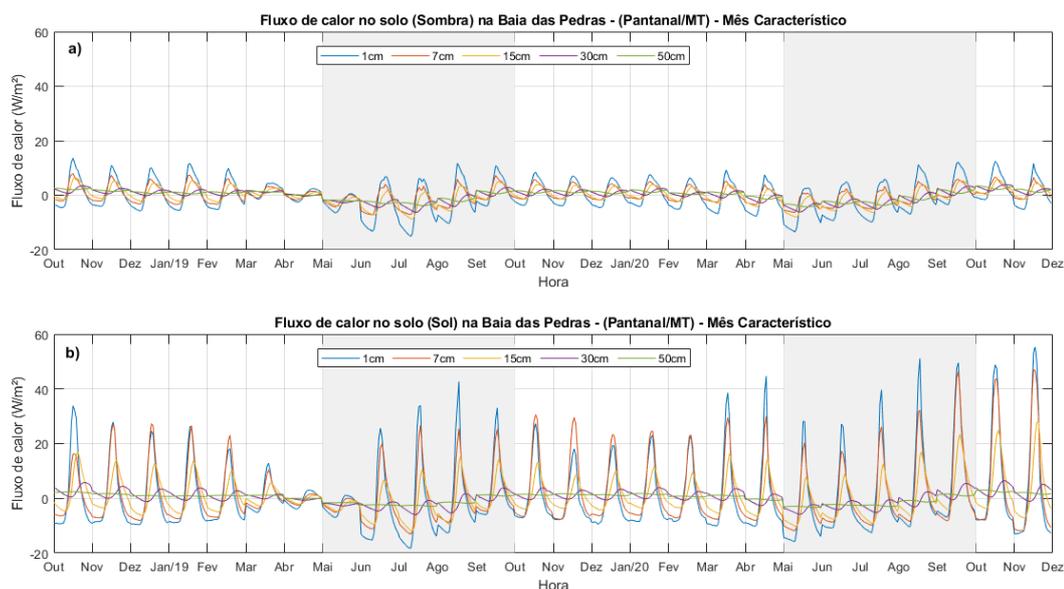


Figura 8: Fluxo de calor no solo entre 2018 e 2020 na área de estudo na Baía das Pedras: dias característicos para cada mês.

A Figura 8 ilustra as médias horárias mensais, conhecidas como dias característicos, que representam a dinâmica do fluxo de calor no solo ao longo do dia para cada representação de mês, nas duas áreas de estudo. No gráfico, é possível observar que a área de estudo exposta ao sol apresenta um fluxo médio de calor no solo maior em comparação com a área A_{sb} . Ao longo do período de estudo, a área A_{sb} mostra poucas variações, com uma leve queda em abril de 2019 e a menor amplitude durante os dois anos analisados.

Os valores mais baixos de fluxo de calor no solo na profundidade de 1 cm foram registrados durante o período seco no mês de julho de 2019, sendo $-15,13 \text{ Wm}^{-2}$ para A_{sb} e $-18,19 \text{ Wm}^{-2}$ para a região A_s , os maiores valores de fluxo observados ocorreram em outubro de 2018 com $13,63 \text{ Wm}^{-2}$ na A_{sb} , e $55,58 \text{ Wm}^{-2}$ em novembro de 2020 na área A_s .

Os menores valores foram registrados próximo ao nascer do sol, por volta das 7 horas, nas duas áreas, enquanto os valores máximos ocorreram às 12 horas na área A_{sb} e às 13 horas na área A_s . Em ambas as áreas, pode-se observar um padrão de comportamento semelhante para o alcance dos valores máximos mensais durante o dia, onde há uma defasagem de uma hora para a área A_{sb} em relação a A_s .

Foi gerado um dia representativo para cada mês do estudo, e a Figura 9 mostra o gráfico dos resultados para o primeiro ano. Cada mês corresponde a uma estação específica: dezembro representa a estação chuvosa, abril a estação de transição e agosto a estação seca, pois analisando os gráficos anteriores esses três meses melhores representavam suas respectivas estações. Como discutido anteriormente, observamos um atraso no tempo para atingir o fluxo máximo na camada mais próxima da superfície (1 cm) entre as áreas A_S e A_{Sb} . Além disso, os valores de fluxo de calor na área A_{Sb} são menores em magnitude do que os valores na área A_S .

É importante destacar que durante o período seco, os fluxos de calor são maiores em comparação com o período chuvoso. Isso ocorre devido à transferência de calor para camadas mais profundas do solo. Embora seja possível observar um atraso no tempo para atingir o fluxo máximo em outras profundidades, a intensidade diminui à medida que aumentamos a profundidade, indicando uma redução na amplitude térmica. Quando o fluxo se aproxima de zero, isso sugere que a temperatura do solo tende a se estabilizar em um valor médio em uma determinada profundidade. Portanto, não há um fluxo de calor analítico sem flutuações constantes.

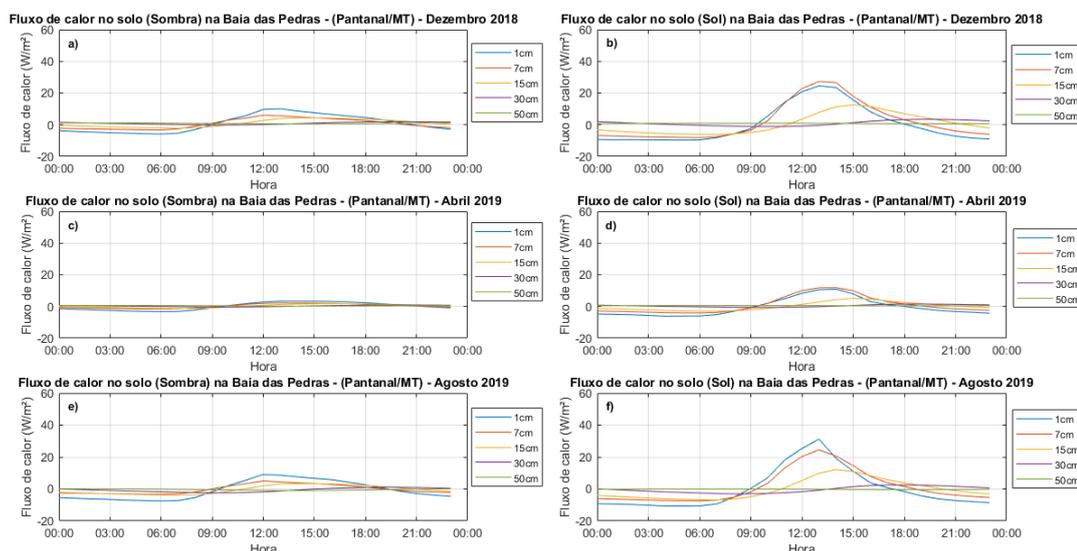


Figura 9 - Dias característicos para o fluxo de calor no solo durante um período de três meses, representando as estações seca, chuvosa e de transição (Ciclo 1).

Durante a estação chuvosa em dezembro de 2018, o valor máximo do fluxo de calor no solo ocorreu na profundidade de 7 cm na área A_S , em vez da primeira

profundidade esperada (1 cm). Isso pode ser atribuído à imersão em água decorrente de enchentes e tempestades, o que facilita a transferência de calor para camadas mais profundas de solo, devido à melhoria na condução térmica causada pela presença de água. O mesmo padrão ocorre durante o período de transição em abril de 2019, onde a amplitude térmica é significativamente reduzida em comparação com outros períodos, resultando em pouca diferença nos valores de fluxo entre diferentes profundidades. Já durante a estação seca em agosto de 2019, podemos observar um padrão consistente com estudos anteriores, com atrasos observados nos máximos de fluxo em outras camadas de profundidade do solo.

Devido à ausência de exposição solar, a atenuação da radiação solar, que promove a troca de calor com o solo, é minimizada. Isso resulta em uma menor amplitude nos valores de fluxo entre os três períodos. Podemos observar que, para os meses de dezembro e agosto de 2018 e 2019, as dinâmicas ao longo do dia apresentam magnitudes semelhantes. Essa semelhança também é observada nos demais meses, com exceção de abril de 2019, no qual o fluxo em todas as camadas se aproxima de zero, indicando que toda a energia que entrou no sistema também saiu, resultando em um fluxo nulo.

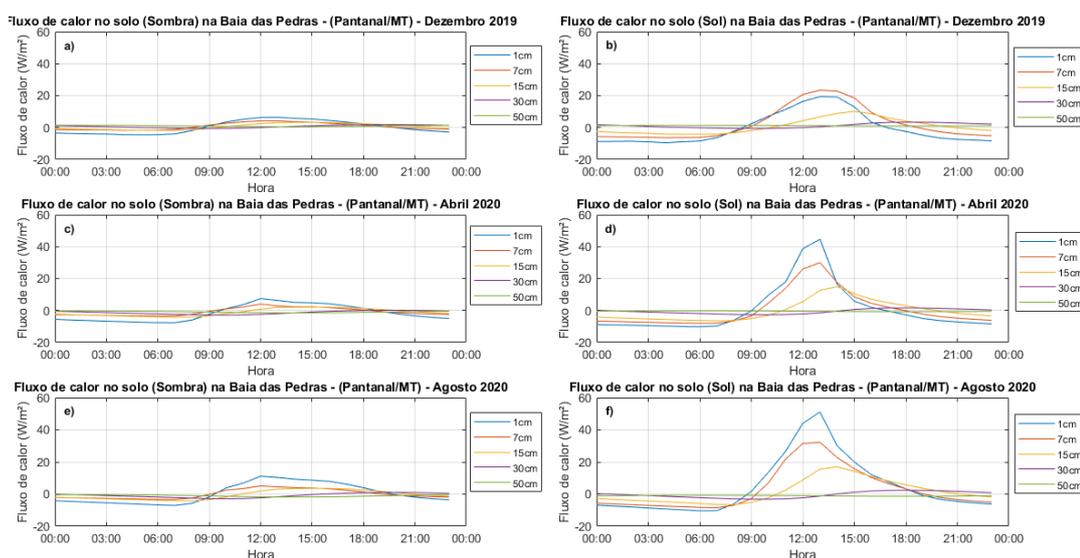


Figura 10 – Dias característicos para o fluxo de calor no solo durante um período de três meses, representando as estações seca, chuvosa e de transição (Ciclo 2).

Ao analisar a Figura 10, podemos observar a dinâmica térmica entre os três períodos na área A_{sb} , e notamos que as amplitudes nesses três meses são bem semelhantes, com valores de fluxo aproximadamente iguais em todos os períodos, com uma pequena queda no mês de abril. No entanto, ao observarmos a área A_s , notamos um comportamento diferente do que foi observado na Figura 9. Nessa área, o mês de dezembro apresentou valores inferiores ao mês de abril, o que difere do padrão observado no ano anterior. Isso sugere que no período de transição em abril de 2020, houve uma ausência significativa de água no solo, indicando que a inundação sazonal característica dessa região pode não ter ocorrido. Os meses de abril e agosto de 2020 apresentaram altos valores de fluxo, o que está de acordo com o que se espera durante o período seco.

Na Figura 11, é apresentado um gráfico que ilustra a média horária mensal ou dia característico da diferença dos fluxos exposto ao sol e sombra. Ao analisar a diferença entre esses fluxos no gráfico, é possível observar que as três primeiras profundidades (1, 7 e 15 cm) exibem uma variação mais significativa nos valores em comparação com as duas últimas profundidades (30 e 50 cm), onde a variação é menor em relação às camadas mais superficiais.

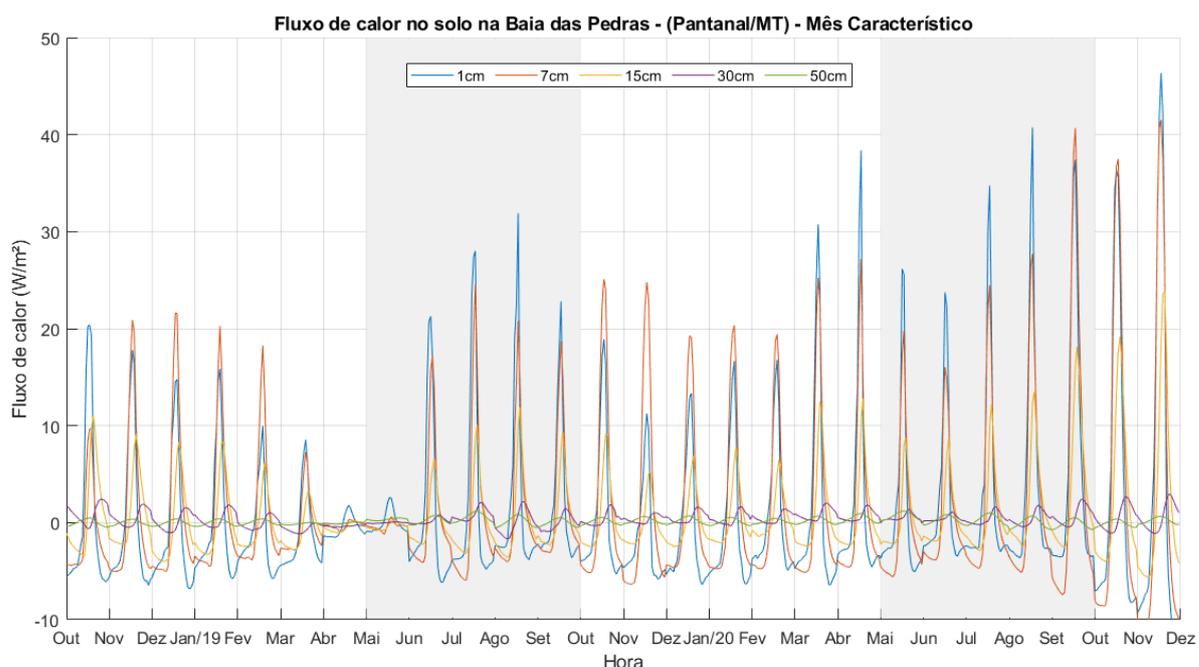


Figura 11 - Diferença entre as áreas A_s e A_{sb} em um dia característico correspondente a cada mês para as cinco profundidades, referente ao fluxo de calor.

Ao comparar a média horaria mensal dos fluxos de calor conforme demonstrado na Figura 8, com o gráfico da diferença entre os fluxos, é perceptível que os valores mais elevados nesse gráfico são resultado dos fluxos horários na área A_{sb} serem inferiores aos da área A_s . Dessa forma, quando realizamos a diferença entre esses fluxos, ocorre um aumento significativo nas camadas mais superficiais.

É interessante observar que durante o período alagado, que ocorre aproximadamente entre março a maio, os fluxos nas duas áreas de estudo apresentam semelhança, e a diferença entre eles no gráfico abaixo é muito pequena, indicando que os fluxos entre as duas áreas eram praticamente os mesmos durante esse período.

Ao analisar a diferença entre os fluxos de calor, pode-se observar que, durante o período seco nos anos de 2019 e 2020, houve um aumento nos valores de fluxo de calor nas profundidades intermediárias do solo. Essa variação pode ser atribuída ao fato de que o ano de 2019 apresentou maior umidade no solo nesse período em comparação com o ano de 2020, no qual a umidade foi menor. A maior diferença de fluxo de calor foi registrada no mês de novembro de 2020, com $46,3 \text{ Wm}^2$, enquanto a menor diferença foi observada em abril de 2019, com $1,8 \text{ Wm}^2$. Esses resultados seguem o padrão esperado, com maiores fluxos de calor durante o período seco e menores fluxos durante o período chuvoso.

Essas observações são relevantes para compreender as diferenças nos fluxos de calor entre áreas A_s e A_{sb} , bem como para uma compreensão sobre o impacto do período alagado no equilíbrio dos fluxos de calor no solo nas duas áreas de estudo, contribuindo para um melhor entendimento dos processos de troca de energia neste bioma.

4.2. TEMPERATURA DO SOLO

Ao observar a Figura 12, principalmente durante a estação seca, podemos notar um comportamento bastante distinto nas duas regiões ao longo dos dois períodos apresentados no gráfico. Tanto na área A_{sb} quanto na área A_s , o primeiro ciclo da estação seca exibiu uma redução da temperatura nas demais profundidades. Essa mudança de comportamento é atribuída à presença de água no início da estação seca, que corresponde ao período de cheia no Pantanal. É importante destacar que a água

possui uma condutividade térmica maior do que o ar. Se imaginarmos o solo como sendo composto por pequenos bolsões de ar, ou seja, com microporosidade em sua estrutura, durante a cheia esses bolsões de ar são preenchidos com água. Isso proporciona uma melhor condução de calor, resultando em uma menor variação de temperatura entre as diferentes profundidades e retardando a transferência de calor da atmosfera para o solo.

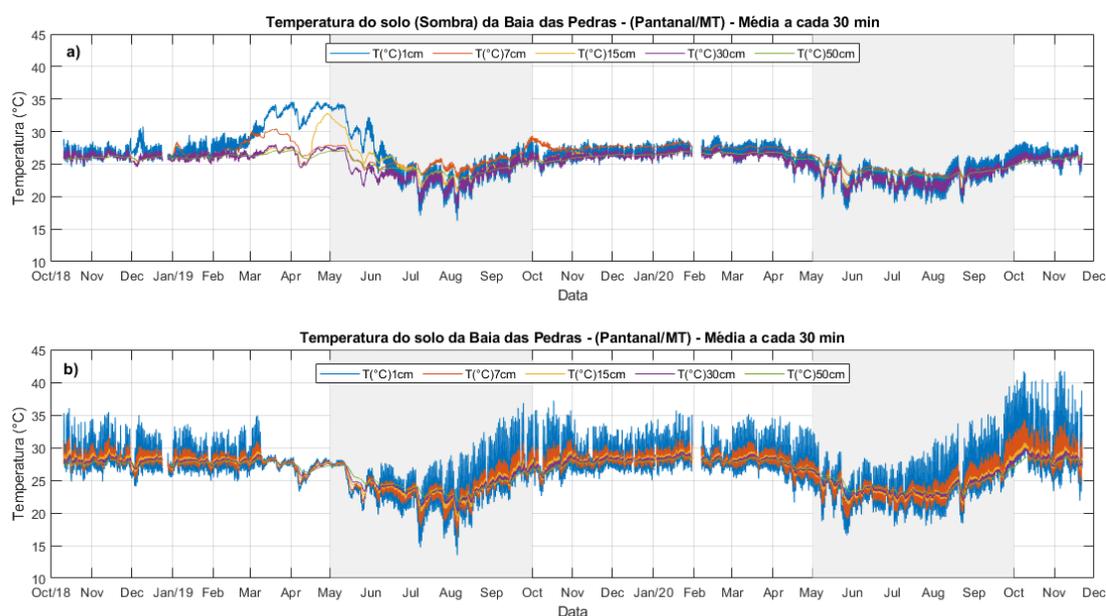


Figura 12 - Variação da temperatura do solo em duas áreas distintas, com medições a cada 30 minutos entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.

Ao analisar o primeiro ciclo do período seco, ainda podemos observar que durante o período de cheia, nas áreas A_5 , ocorre uma inversão no comportamento térmico. As camadas próximas à superfície apresentam valores de temperatura mais baixos em comparação às camadas mais profundas, enquanto as maiores profundidades exibem temperaturas superiores à da superfície. Ao analisar a área A_{5b} , podemos notar que o comportamento padrão persiste durante o período de inundação, embora com várias oscilações em curtos intervalos de tempo. No entanto, após os períodos de inundação, observa-se uma inversão de temperatura entre as profundidades, semelhante ao observado nas áreas A_5 .

Durante o segundo ciclo do período seco, sem a presença de água no sistema, o comportamento térmico foi diferente. Houve redução na temperatura, mas a

amplitude térmica entre as profundidades ainda é significativa, com uma pequena atenuação para a área A_{sb} .

Especificamente, nas áreas A_s , após a estação seca de 2019, houve um aumento gradual na temperatura, após a queda registrada em abril, com uma breve diminuição em agosto. Em outubro, a temperatura atingiu o pico mais alto do ano. A partir desse ponto, observa-se uma diminuição nos valores das temperaturas máximas, culminando na temperatura mínima mensal em junho de 2020, antes do próximo ciclo da estação seca. Um comportamento semelhante pode ser observado nas áreas A_{sb} , com a diferença de que a amplitude térmica entre a primeira e a última profundidade é significativamente menor do que nas áreas A_s . Essas diferenças de temperatura entre as 5 profundidades, em ambas as áreas, podem ser explicadas devido ao retardamento da condução de calor no solo, onde as camadas mais superficiais possuem uma amplitude térmica maior do que as camadas mais profundas (HILLEL, 2004).

Ao analisar o gráfico da Figura 12, observa-se que, durante os meses de março a junho, a área A_{sb} apresentou temperaturas do solo mais elevadas em comparação com a área A_s . Esse fenômeno pode ser atribuído às características próprias do solo, como teor de umidade, densidade e condutividade térmica, que influenciam o armazenamento de calor. Tratando-se de uma inundação no local do estudo durante esse período, o armazenamento de calor é afetado pela presença de água acima da superfície do solo, alterando então a sua condutividade e teor de umidade. A água presente na superfície do solo atua como um isolante térmico, absorvendo calor da atmosfera e transferindo-o para o solo. Além disso, por se tratar de uma área localizada abaixo das copas das árvores, é possível supor a ocorrência de um efeito semelhante à condensação. A evapotranspiração intensa aumenta a umidade do ar acima do solo, criando condições favoráveis para a condensação da umidade. A condensação libera energia na forma de calor latente, que é transferida para o solo, resultando em um aumento da temperatura. Esse efeito pode ter contribuído para o aquecimento local do solo devido à alta taxa de evapotranspiração. Dessa forma, a combinação do armazenamento de calor influenciado pela presença de água e o possível efeito de condensação proporcionado pela evapotranspiração intensa pode explicar o aumento

da temperatura do solo na área A_{sb} em relação à área A_s durante os meses mencionados.

A Figura 13 mostra as temperaturas médias diárias do solo ao longo de um período de aproximadamente dois anos. Durante o período de março a julho de 2019, a região sombreada apresenta um comportamento térmico atípico, caracterizado por um padrão incomum (espera-se temperatura na superfície menor do que a observado na área exposta ao sol). As amplitudes térmicas em diferentes profundidades desviaram do comportamento esperado, e registramos temperaturas próximas na profundidade de 30 cm em relação àquelas observadas na superfície (1 cm). Como se trata de um período de transição entre o período chuvoso e seco, a temperatura do solo pode ter sofrido alterações significativas devido às mudanças nas condições de disponibilidade de água no solo.

Na área A_{sb} , durante a estação chuvosa, foram observadas temperaturas mais elevadas em comparação com a estação seca. Também notamos amplitudes térmicas menores entre diferentes profundidades durante a estação chuvosa, enquanto as amplitudes foram maiores durante a estação seca.

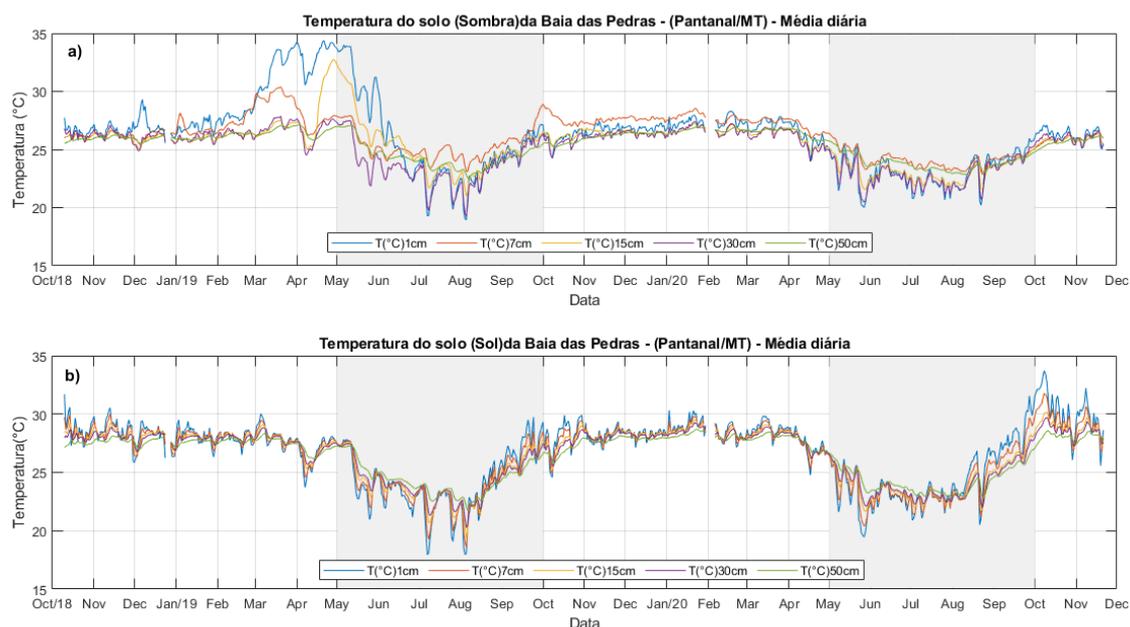


Figura 13 - Variação da temperatura do solo em duas áreas distintas, com medições diárias entre as estações secas e chuvosas para uma região ao norte do Pantanal.

Já para a área A_s , podemos observar que tanto para estação seca como para a estação chuvosa, as amplitudes térmicas entre as profundidades são menores do que podemos observar na área A_{sb} . Nesta área ainda observamos temperaturas maiores nas estações chuvosas e temperaturas menores nas estações seca. O mesmo padrão observado no fluxo de calor no solo durante o primeiro ciclo da estação seca em 2019 também pode ser visto no gráfico de temperatura. Durante o período de inundação, ocorre uma inversão nos padrões de temperatura, que persiste até próximo ao fim da estação seca, quando as temperaturas retornam ao padrão observado na literatura, como vemos em Novais et al. (2012).

Em ambas as áreas de estudos durante a estação chuvosa entre 2019 e 2020, observa-se uma baixa amplitude nos valores de temperatura, com pouca variação entre as diferentes profundidades. Já durante o ciclo da estação seca em 2020, ocorre o inverso, com temperaturas mais baixas em comparação com a estação chuvosa. Ao analisar a Figura 13, podemos observar os maiores valores de temperatura do solo para as áreas A_{sb} e A_s , sendo que na área A_{sb} , o valor máximo de temperatura foi de $34,3^{\circ}\text{C}$ registrado em abril de 2019, durante a estação chuvosa. Na área A_s , a temperatura máxima foi de $33,7^{\circ}\text{C}$, ocorrendo no período chuvoso de outubro de 2020. Os valores mais baixos de temperatura que foram registrados foram de $17,95^{\circ}\text{C}$ em junho de 2019 na área A_{sb} e $18,94^{\circ}\text{C}$ em julho de 2019 na área A_s .

Na Figura 14, é apresentado um gráfico que representa o dia característico mensal sobre a temperatura do solo para as duas áreas de estudo. O gráfico exhibe as médias horárias mensais, mostrando como ocorre a variação da temperatura ao longo do dia para aquele mês específico. Podemos observar que na área A_s , a temperatura média é mais alta em comparação com a área A_{sb} . Além disso, as amplitudes de temperatura na área A_{sb} são menores em relação à área A_s . Durante as estações chuvosas, é possível notar que as temperaturas se mantêm relativamente constantes por vários meses, com uma pequena queda durante as estações secas.

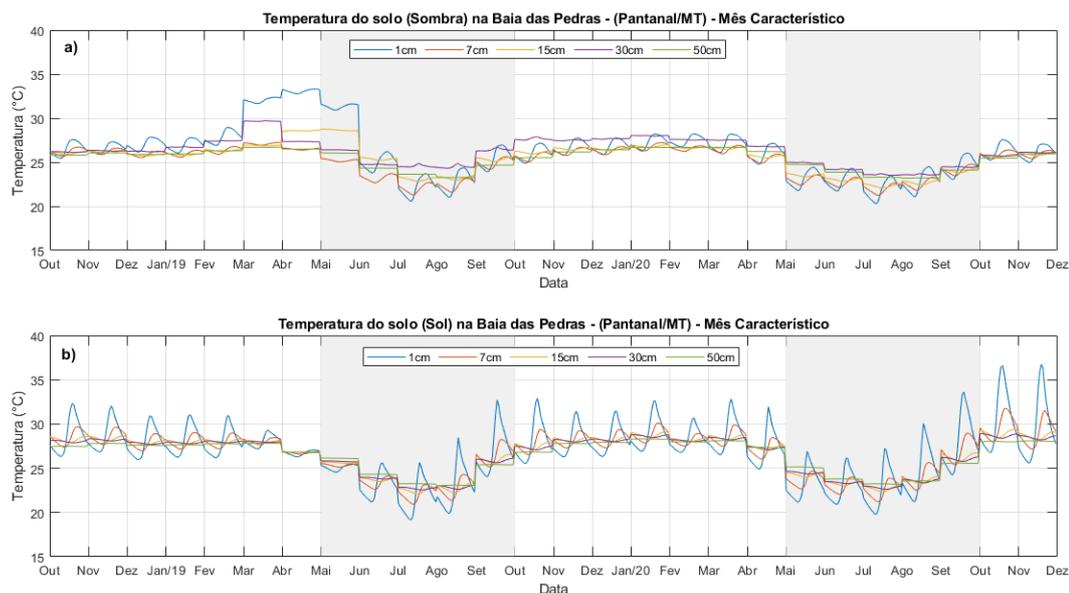


Figura 14 – Dia característico da temperatura do solo para cada mês ao longo de 2018 e 2020, para a área de estudo na Baía das Pedras.

Pode -se observar que o dia característico da temperatura do solo para os meses de março, abril e maio de 2019, para a área A_{sb} , apresentam um comportamento que se difere do padrão esperado na literatura. Nesses meses, o que se observa é que devido à presença de água no solo e a ausência de incidência solar direta, o armazenamento de calor no solo tende a permanecer inalterado no decorrer do dia, o que explica as temperaturas estarem constantes na superfície e nas demais profundidades. Não havendo uma entrada de fonte de calor no solo, o aumento de temperatura pode ter se dado pelo transporte de calor nas camadas mais profundas em direção à superfície, que geralmente ocorre à noite.

Ao analisar a Figura 14, podemos observar que os meses durante as estações secas apresentaram temperaturas mais baixas em comparação aos meses durante as estações chuvosas para ambas as áreas de estudo. Uma alteração significativa que podemos perceber é o alcance máximo da temperatura na superfície do solo (1 cm) entre a área A_{sb} e a área A_s . O alcance na sombra mostrou com uma defasagem de 1h em relação ao sol, que obtém seu máximo às 14h, enquanto que na sombra o alcance é obtido às 15h para a estação chuvosa e uma defasagem de 3h com seu alcance máximo às 16h na sombra e na área A_s às 13h para a estação seca.

Para uma compreensão mais aprofundada da dinâmica térmica nos períodos de seca, chuva e transição, foram selecionados três meses que representam bem o comportamento desses períodos. As análises detalhadas desses períodos podem ser observadas nas Figuras 15 e 16.

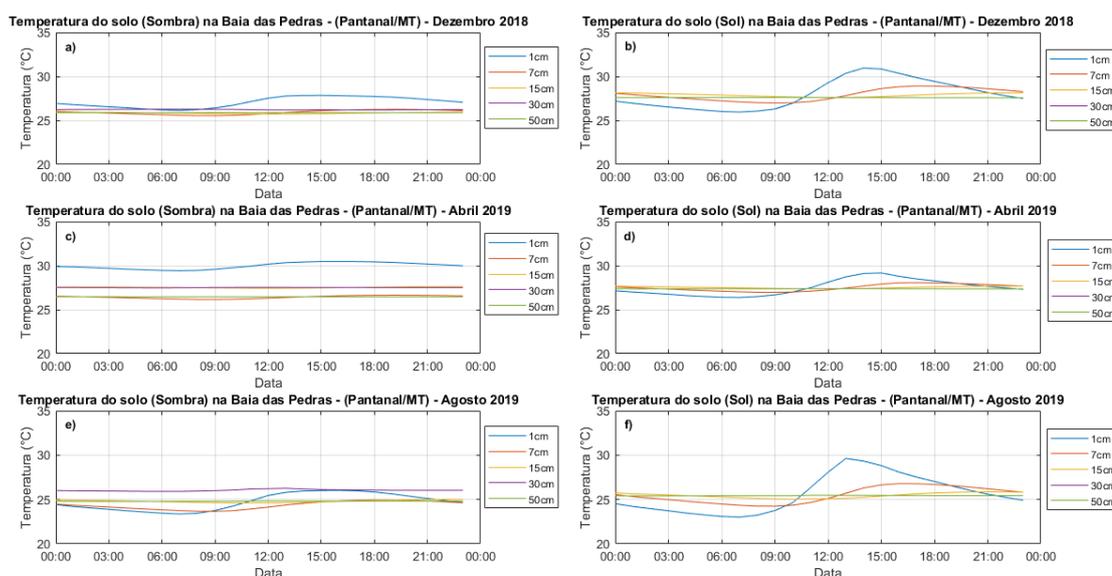


Figura 15 - Dia característico para a temperatura do solo no período de três meses representando as estações seca e chuvosa e período de transição, para o primeiro ciclo.

Durante a estação chuvosa de dezembro nos anos de 2018 e 2019, é possível observar no gráfico um padrão senoidal nas duas primeiras profundidades, com variação entre temperaturas mínimas e máximas ao longo do dia. No entanto, para as três últimas profundidades, as temperaturas médias permaneceram próximas e constantes ao longo do dia. Um comportamento semelhante pode ser observado durante a estação seca, (agosto). A diferença é que, na quarta profundidade (30 cm), a temperatura média do solo foi maior do que nas outras profundidades para a área localizada na sombra no ano de 2019.

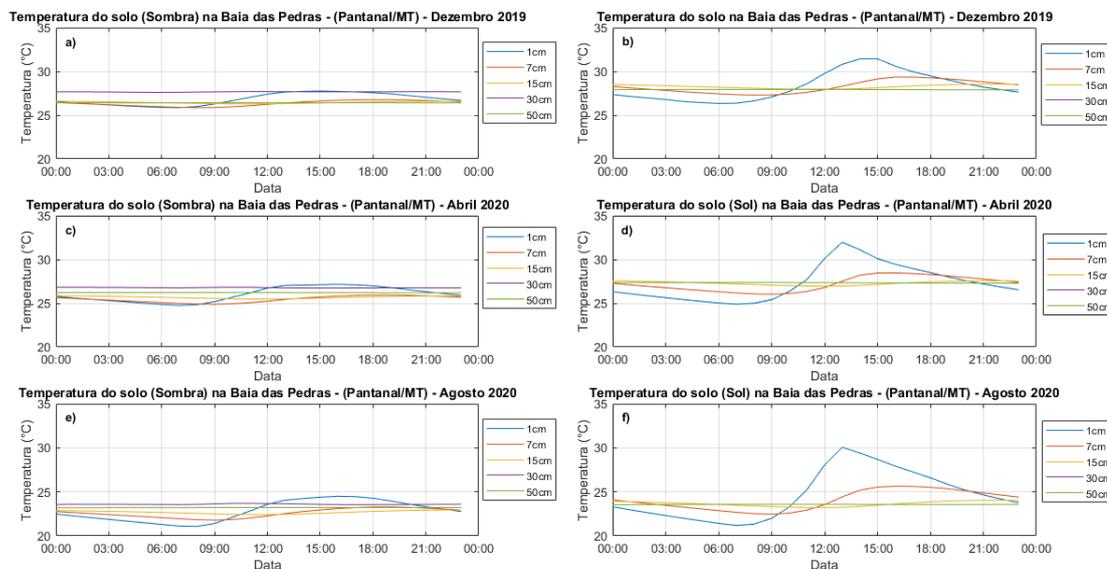


Figura 16 - Dia característico para a temperatura do solo no período de três meses representando as estações seca e chuvosas e período de transição, para o segundo ciclo.

Durante o período de transição em abril de 2019, na área A_{sb} , as temperaturas do solo mostraram um comportamento constante ao longo do dia. Já na área A_s , nesse mesmo ano, observou-se um padrão senoidal, porém com uma amplitude térmica baixa. Isso ocorreu devido à presença de água no sistema, o que facilita o transporte de calor no solo e reduz a amplitude térmica entre as diferentes profundidades.

No período de transição em 2020, para a área A_{sb} , o padrão senoidal persistiu, com exceção da profundidade de 30 cm. Para a área A_s , pôde-se observar uma amplitude térmica semelhante à estação chuvosa desse ciclo.

Na Figura 17, é apresentado um gráfico que ilustra a média horária mensal ou dia característico da diferença das temperaturas do solo exposto ao sol e sombra. Ao analisar a diferença entre essas temperaturas no gráfico, é possível observar que a profundidade de 30 cm foi a camada que apresentou a maior diferença entre as temperaturas das duas áreas. As camadas mais superficiais (1, 7 e 15 cm) apresentaram valores menores quando feita a diferença entre as áreas de estudo, variando até 6°C de diferença e a camada que apresentou a menor variação foi a 50 cm, onde temos a temperatura variando até 2,5°C.

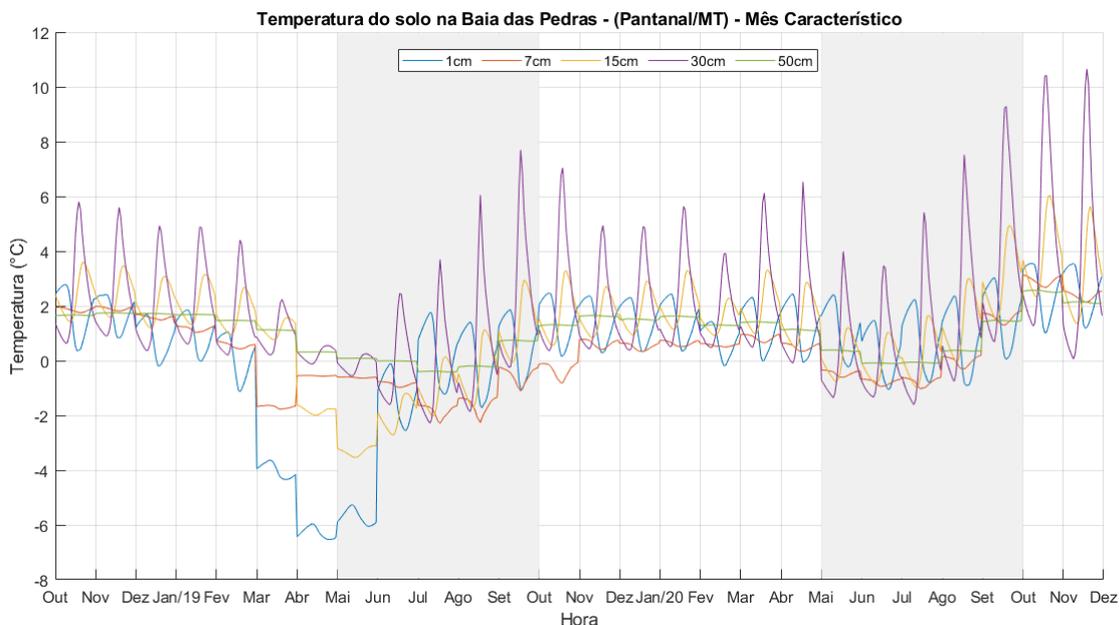


Figura 17 - Diferença entre as áreas exposta ao sol e sombreada em um dia característico correspondente a cada mês para as cinco profundidades, referente a temperatura do solo.

A camada de 30 cm de profundidade apresentou um comportamento inesperado, com variações de temperatura de até aproximadamente 11°C , que pode ser observada durante o período chuvoso de novembro de 2020. No entanto, com exceção dessa camada, as demais profundidades apresentaram o comportamento esperado, onde as camadas mais superficiais registraram os maiores valores de temperatura e as camadas mais profundas apresentaram os menores valores.

Ao analisar os meses de março a junho de 2019, constatamos que houve valores negativos na diferença de temperatura entre as áreas de estudo. Isso ocorreu devido à temperatura na área A_{sb} , que apresentou valores mais altos nesses meses em comparação à área A_s , que registrou temperaturas consideravelmente mais baixas, conforme demonstrado na Figura 14. A maior temperatura na área A_{sb} durante esses meses pode ser atribuída ao alto teor de água no solo, resultante das inundações que ocorreram nesse período.

Enquanto a área A_s recebia incidência direta de radiação solar, as temperaturas nas camadas superficiais permaneceram estáveis. Por outro lado, na área A_{sb} , onde não havia incidência direta de radiação solar devido à presença de vegetação densa, ocorreu a evapotranspiração, levando ao aumento da temperatura nas camadas

superficiais. Isso ocorreu porque o calor que normalmente seria utilizado para aquecer o ar durante a evaporação da água foi retido na camada de água abaixo da copa das árvores, levando então a um aumento da temperatura superficial.

4.3. UMIDADE DO SOLO

Durante a estação chuvosa, que geralmente ocorre de outubro a abril, a umidade do solo é alta, enquanto no período seco, essa umidade diminui, como evidenciado na Figura 18. Essas flutuações são influenciadas por fatores como a profundidade do solo, sua textura, a presença de cobertura vegetal e as mudanças sazonais. É essencial considerar esses elementos para obter uma compreensão mais abrangente da dinâmica da umidade do solo nesse ecossistema único (ZHANG et al., 2019).

O gráfico apresentado na Figura 18 representa o conteúdo volumétrico de água no solo ao longo de um período de 20 meses, de março de 2019 a novembro de 2020, em uma região ao norte do Pantanal. O gráfico mostra três profundidades diferentes para a área A_{sb} e apenas duas profundidades para a área A_s . A ausência de um terceiro sensor na área A_s ocorreu devido a uma falha no sensor, que foi descartado para garantir a confiabilidade dos dados coletados.

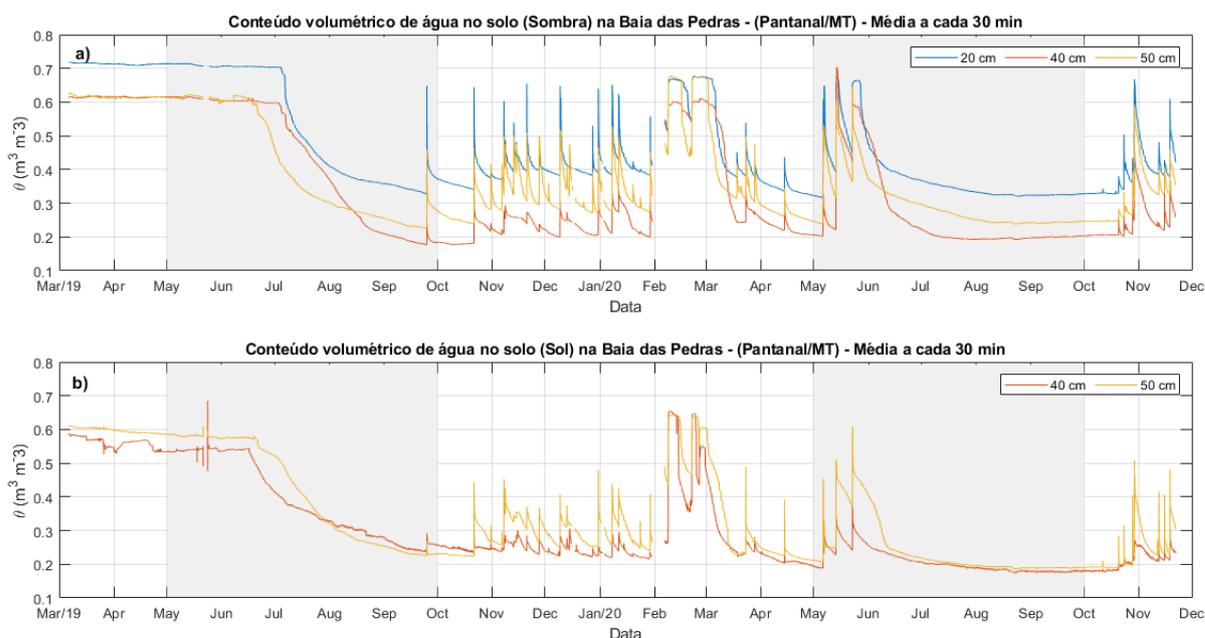


Figura 18 – Média a cada 30 min da umidade do solo para duas áreas diferentes em três profundidades.

Durante o período de março a julho de 2019, o gráfico revela um registro elevado de umidade do solo. Esse padrão pode ser atribuído ao período de inundação sazonal característico do Pantanal. Esse fenômeno é impulsionado por chuvas intensas e pelo transbordamento dos rios, resultando na formação de extensas áreas alagadas. Durante esse período, a presença de água proveniente das precipitações e das inundações resulta em um teor de umidade do solo significativamente elevado. Esse aumento significativo na umidade do solo provavelmente explica por que os gráficos de fluxo de calor e temperatura do solo apresentam valores mais baixos do que no mesmo período em 2020. Além disso, justifica a alta amplitude nos valores de temperatura durante os meses de março a maio de 2019 na área A_{sb} , enquanto a área A_s apresentou apenas uma diminuição nos valores de temperatura.

Por outro lado, durante o período seco no Pantanal, ocorre uma redução significativa na precipitação, o que resulta em uma diminuição no fornecimento de água para a região e, conseqüentemente, na diminuição da umidade do solo. Esse padrão de comportamento pode ser observado no final do período de precipitação, onde ocorre uma queda nos valores de umidade durante o período seco. Durante a estação chuvosa, os picos observados na Figura 18 correspondem aos dias em que ocorreram precipitações, resultando em um aumento abrupto e substancial da umidade do solo.

Na Figura 19, são apresentadas as médias diárias de umidade do solo, permitindo uma análise mais detalhada do comportamento da umidade em relação aos dias de precipitação, que se destacam pelos picos observados no gráfico. Na área A_{sb} , é evidente uma variação significativa da umidade em diferentes profundidades. A umidade a 20 cm registra valores mais altos do que nas profundidades de 40 e 50 cm. Por outro lado, na área A_s , em que apenas as profundidades de 40 e 50 cm foram medidas, observa-se uma proximidade dos valores de umidade entre essas duas profundidades.

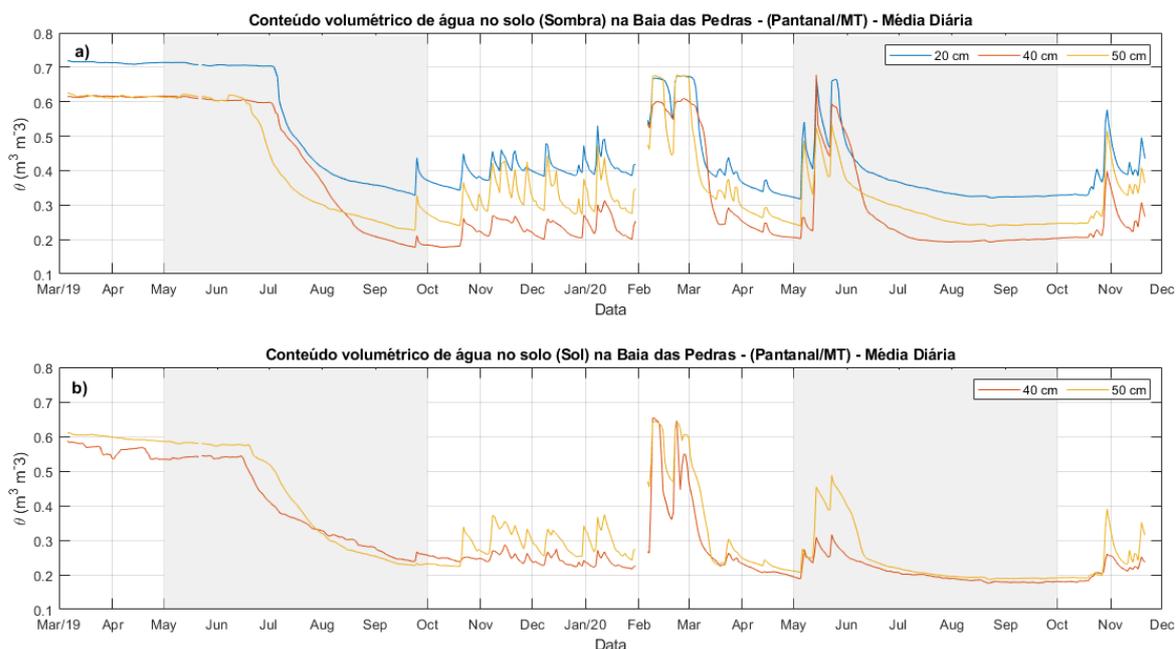


Figura 19 - Média diária da umidade do solo para duas áreas diferentes em três profundidades.

No primeiro ciclo do período seco, o maior valor de umidade do solo foi registrado em abril de 2019, com $0,61 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ para a camada de 40 cm para A_S , enquanto na área A_{Sb} o valor mais alto de $0,71 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ foi registrado para a camada de 20 cm. Durante o período chuvoso na área A_{Sb} , o maior valor de umidade foi de $0,67 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ em fevereiro de 2020, também para a camada de 20 cm. Na área A_S , o maior valor de umidade foi de $0,65 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, também em fevereiro de 2020.

No segundo ciclo do período seco, ocorrem padrões distintos em comparação ao primeiro ciclo de 2019. Em ambas as áreas, são observados picos que indicam a ocorrência de precipitação, resultando em um aumento significativo nos valores da umidade do solo. Esse comportamento difere das expectativas para esse período, no qual se espera uma redução na retenção de água no solo. Após esse aumento acentuado da umidade, é possível observar o padrão esperado, com uma diminuição na retenção de água no solo.

Os valores mais baixos de umidade foram registrados nas camadas mais profundas (50 cm), tanto na área A_{Sb} quanto na área A_S . Na área A_{Sb} , o menor valor de umidade foi registrado em outubro de 2019, com $0,18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, enquanto na área A_S o menor valor foi registrado em outubro de 2020, com um valor de $0,17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

4.4. CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SOLO

Neste estudo, a estimativa da condutividade térmica do solo (K) foi realizada utilizando a equação 8. A Figura 20 apresenta as estimativas de K para três períodos distintos ao longo do ciclo de dois anos. Com o intuito de fornecer uma discussão mais aprofundada sobre esse estudo, foram selecionados dias característicos que representam os três meses mais representativos desses períodos. Essas escolhas foram também aplicadas para analisar o comportamento térmico do fluxo e da temperatura do solo.

Estamos realizando uma análise dos valores de condutividade térmica entre as diferentes camadas do solo, tanto para a área A_S quanto para a área A_{Sb} . Essas camadas correspondem à altura atual e à altura anterior, resultando em quatro níveis de camada sendo considerados. A estimativa da condutividade térmica (K) foi realizada utilizando duas abordagens distintas para o cálculo do fluxo de calor no solo. A primeira estimativa foi obtida por meio do fluxo de calor médio (G_M , equação 9), que consiste na média aritmética entre a altura anterior e a próxima altura. A segunda estimativa foi obtida pelo fluxo de calor líquido (G_L , equação 10), que corresponde à diferença entre as duas alturas.

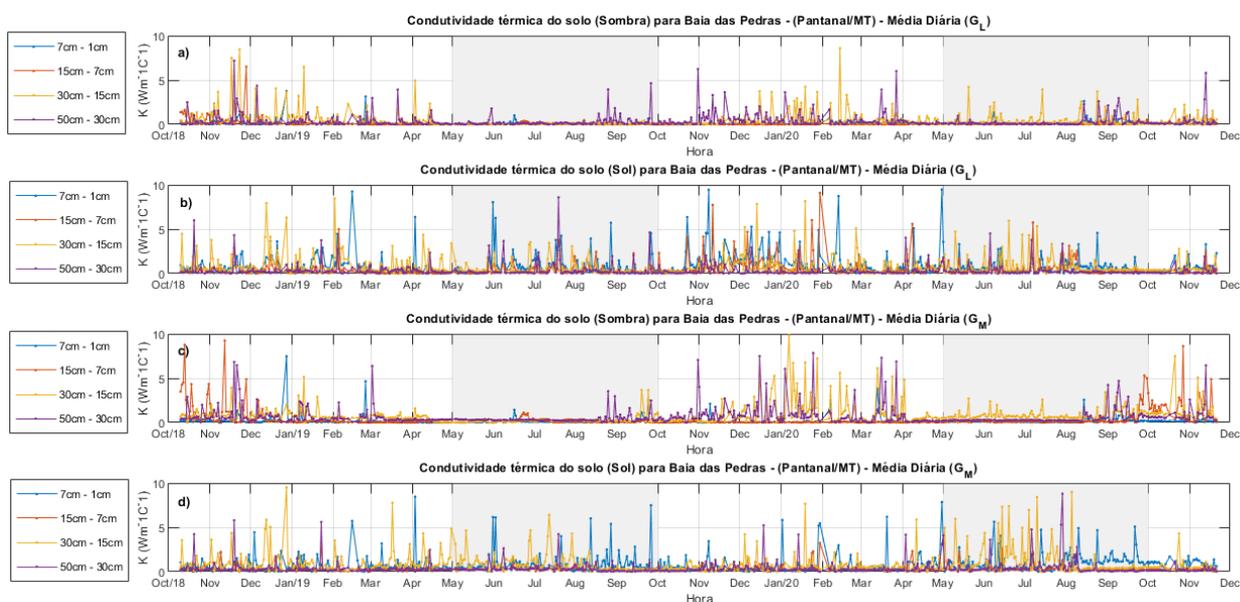


Figura 20 – Estimativa diária da condutividade térmica do solo pelos métodos do fluxo de calor médio (G_M) e do fluxo de calor líquido (G_L) para as duas áreas de estudo.

Na Figura 20, é possível observar as estimativas diárias da condutividade térmica do solo obtidas por meio dos métodos do fluxo de calor líquido e do fluxo de calor médio. Os valores de K mostraram uma tendência ascendente, sendo mais elevados durante o período chuvoso e menores durante o período seco. Esse padrão é claramente visível na área A_{sb} , tanto pela estimativa do G_M quanto pela estimativa do G_L . Essas flutuações ocorrem devido ao aumento da temperatura do solo, o qual aumenta a energia cinética das moléculas de água, levando a sua dispersão. No entanto, ao analisar as áreas A_s , podemos observar oscilações significativas em ambas as estações. Isso ocorre porque a superfície do solo começa a receber energia e a conduzir para as camadas subjacentes, e essa transferência de calor depende das ligações entre os átomos do solo. Qualquer alteração na umidade do solo reflete-se em uma mudança na condutividade térmica, afetando, assim, a distribuição de temperatura no solo (FAROUKI, 1981).

Na Figura 21, foram realizadas estimativas da condutividade térmica (K) por meio do método do fluxo de calor líquido (G_L). No mês de dezembro, pode-se observar que as estimativas de condutividade térmica apresentam valores em alguns horários que estão acima do esperado para esse período, porém são coerentes com outros horários e camadas de estudo. A amplitude tão ampla observada em dezembro pode ser explicada pelo aumento da umidade do solo devido às chuvas de monção. Quando o solo fica mais úmido, é necessária mais energia térmica para aumentar a temperatura do solo, pois a água possui uma capacidade térmica específica maior do que o material do solo (LOZANO-PARRA et al., 2018).

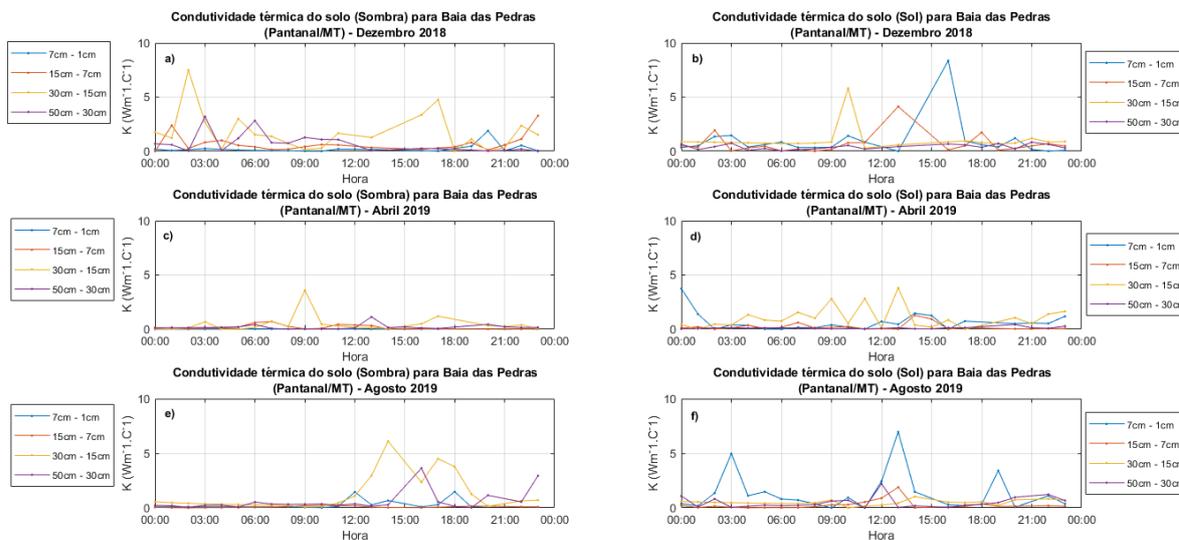


Figura 21 - Estimativa da condutividade térmica do solo utilizando o fluxo de calor líquido (G_L) para as duas áreas de estudo ao longo do dia, para três meses distintos (Ciclo 1).

Durante o mês de abril na área A_{sb} , foi observado que os valores mais baixos de transferência de calor ocorreram nos dois anos estudados, chegando a valores próximos de zero. Isso indica a presença de uma grande quantidade de água nesse período, resultando em uma menor transferência de calor para o solo. Essa redução da transferência de calor sugere a ocorrência de inundações e a entrada significativa de água no sistema.

Durante o mês de agosto, que é caracterizado pelo período seco com baixa umidade no solo, foram observados diferentes comportamentos entre as áreas A_{sb} e A_s . Na área A_{sb} , os valores de K foram baixos ao longo do dia, indicando uma menor transferência de calor para o solo. Já na área A_s , a condutividade térmica apresentou flutuações mais próximas da superfície e permaneceu mais estável em profundidades maiores.

Esses padrões observados refletem as condições típicas do mês de agosto, em que a escassez de umidade no solo resulta em uma menor capacidade de condução de calor. Nas áreas A_{sb} , onde a incidência direta do sol é menor, o fluxo de calor é reduzido, levando a valores baixos de condutividade térmica. Por outro lado, nas áreas A_s , a radiação solar é mais intensa e direta, contribuindo para uma maior flutuação da condutividade térmica, com valores mais altos próximos à superfície.

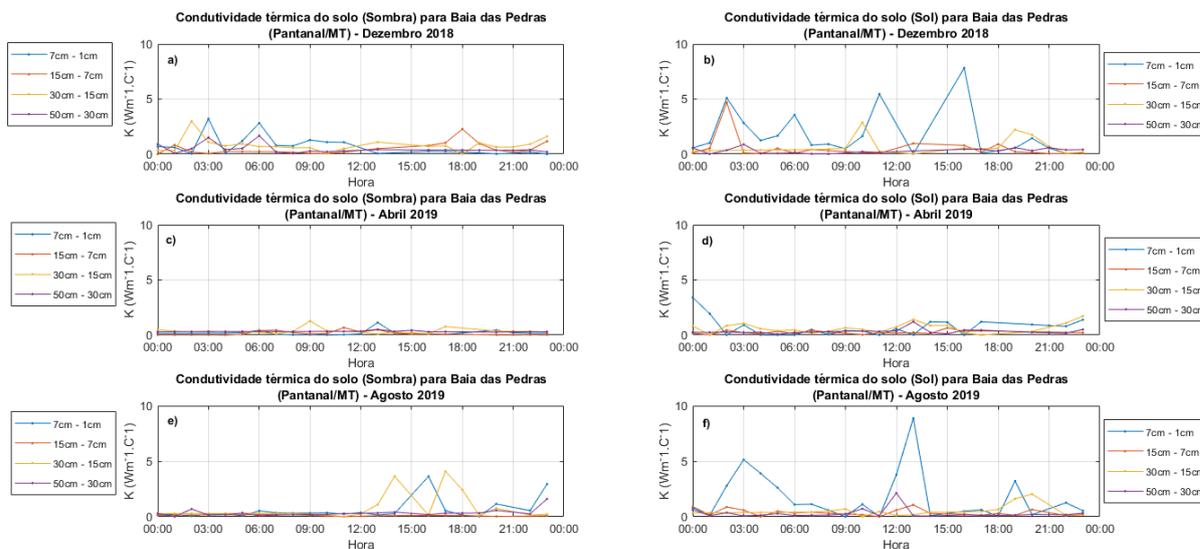


Figura 22 - Estimativa da condutividade térmica do solo utilizando o fluxo de calor médio (G_M) para as duas áreas de estudo ao longo do dia, para três meses distintos (Ciclo 1).

Na Figura 22, apresentamos a estimativa de condutividade térmica (K) obtida por meio do método do fluxo de calor médio (G_M). Podemos observar um comportamento semelhante entre os três meses analisados quando o K foi estimado pelo G_L . Em dezembro, foi observada uma maior amplitude de K em determinadas horas para as duas camadas mais superficiais na área A_S , enquanto na área A_{Sb} a maior amplitude foi registrada na camada mais profunda. Esses mesmos padrões são observados em abril e agosto na área A_{Sb} . Por outro lado, nas regiões expostas ao sol, a amplitude das oscilações ao longo do dia é maior em abril, enquanto em agosto a maior amplitude é observada na camada mais próxima da superfície em comparação com a região sombreada.

Nas Figuras 23 e 24, apresentamos o comportamento do segundo ano de estudo. A condutividade térmica foi estimada por meio de dois métodos diferentes: fluxo de calor médio e fluxo de calor líquido. Na Figura 23, ao observarmos a estimativa de K pelo G_L , podemos notar que, para a região sombreada ao longo dos três meses analisados, a última camada (de 30 cm a 50 cm) apresenta muitas oscilações ao longo do dia. Dezembro é o mês que exibe a maior oscilação entre as camadas. Isso ocorre porque quanto maior a condutividade térmica, menor é a variação de temperatura na superfície e maior é o armazenamento de calor, como mostrado na Figura 16.

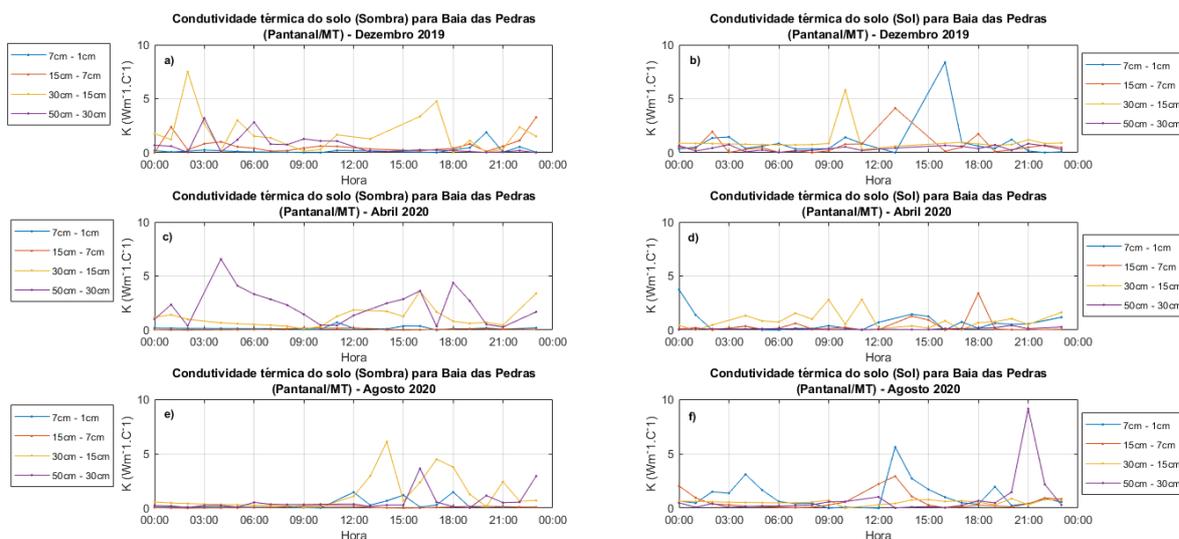


Figura 23- Condutividade térmica do solo estimado pelo fluxo de calor líquido (G_L) para duas áreas de estudos no período de três meses (Ciclo 2).

No mês de abril, podemos observar maiores variações entre as diferentes camadas em comparação ao ano anterior, onde a condutividade era quase inexistente. Pode se observar que a área A_{sb} apresentou uma maior oscilação nas camadas mais profundas, enquanto o oposto é observado na área A_s . No mês de agosto, os valores e amplitudes são semelhantes aos observados no ano anterior.

Na Figura 24, estimamos a condutividade térmica a partir do fluxo de calor médio. Nessa estimativa, obtemos pequenos erros de estimativa para ambas as regiões e podemos observar que os valores de K são muito próximos ao obtido por Novais et al. (2012) onde estima K variando entre $0,78$ a $1,75 \text{ Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ entre os períodos seco, chuvoso e transição.

Nas regiões A_{sb} , o padrão observado na última camada continua sendo consistente em todos os gráficos apresentados neste estudo, com uma grande amplitude, enquanto o comportamento das outras camadas permanece inalterado. Para a área A_s , na primeira camada podemos observar grandes amplitudes ao longo do dia, enquanto nas demais camadas podemos observar um comportamento mais constante durante os três meses analisados.

Para as regiões A_{sb} , o comportamento da última camada ainda se repete em todos os gráficos que vimos neste estudo, onde a amplitude é grande enquanto o

comportamento das demais camadas permanece inalterado. Para as áreas A_5 , na primeira camada podemos observar grandes amplitudes durante o dia, enquanto nas demais camadas podemos observar um comportamento constante durante os três meses estudados.

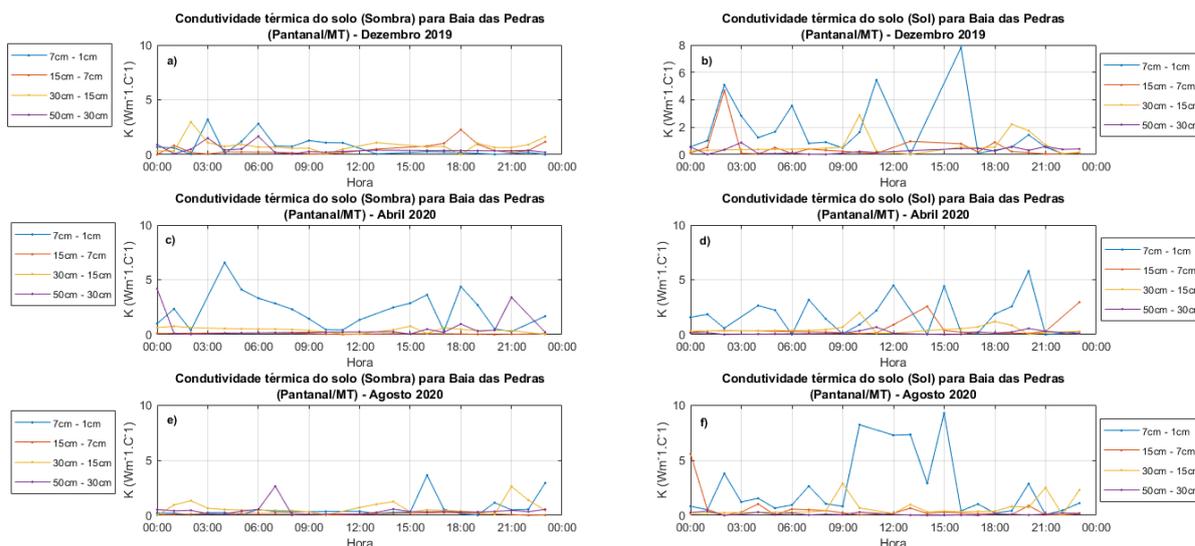


Figura 24 - Condutividade térmica do solo estimado pelo fluxo de calor médio (G_M) para duas áreas de estudos no período de três meses (Ciclo 2)

Ao realizar a modelagem estimada com base nas equações (9) e (10), observamos valores que estão em consonância com os encontrados na literatura. Por exemplo, Curado et al. (2013) relataram K variando entre $8,69 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ e $6,65 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ entre os períodos chuvoso e seco no Pantanal. Molina-Rodea e Wong-Loya (2021) relataram valores de condutividade térmica (K) variando de $1,83$ a $7,94 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ para diferentes teores de saturação do solo. Abu-Hamdeh (2000) investigou o efeito da concentração de sal, matéria orgânica, densidade do solo e teor de umidade em K para diferentes tipos de solo, encontrando valores entre $0,29$ a $1,30 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Em geral, os valores de K ao longo das áreas e meses estudados estão de acordo com o conhecimento prévio do Pantanal, com exceção de alguns pontos ao longo do dia que apresentaram discrepâncias significativas. Realizamos uma análise da temperatura e do fluxo de calor para investigar se houve alguma alteração no gradiente

de temperatura ou no fluxo de calor, mas não foram identificadas mudanças nessas variáveis que pudessem explicar tais discrepâncias.

5. CONCLUSÃO

Neste trabalho, o objetivo foi de analisar o fluxo de calor do solo medido em áreas distintas para uma mesma localidade e observar como a diferença de cobertura influencia na propriedade térmica do solo em uma região norte do Pantanal, e o que podemos concluir foi que:

1. Como se trata de duas áreas com características distintas, houve uma diferença significativas entre as áreas e por consequência a dinâmica térmicas entre elas é dada de forma diferente, com a área exposta diretamente ao sol apresentando valores superiores a área sombreada. Como a radiação solar incidente afeta os processos de transferência de energia no solo do Pantanal, isso resultará em perfis de temperatura, de fluxo e umidade diferentes entre áreas sombreadas e ensolaradas, bem como entre as estações seca e chuvosa.
2. Pode ser verificado que devido a essa diferença na área de cobertura do solo, há um atraso na transferência de calor do solo da superfície para as demais profundidades. Se apresentou uma defasagem nos valores máximos de temperatura para as duas áreas, com temperaturas máximas variando entre 14h no período chuvoso, e para a estação seca às 13h para a área ensolarada. Já para a área sombreada, foi observado amplitudes menores, com a temperatura máxima sendo atingida às 15h no período chuvoso e às 16h no período seco.
3. Observou-se que durante a presença de lâmina d'água na área de estudo, o fluxo de calor no solo de ambas as áreas de estudo chegou próximo de zero, indicando que toda a energia recebida durante o dia foi perdida durante a noite. Há também influencia na cobertura do solo, aonde foi observado que a área exposta ao sol apresenta fluxos maiores durante a estação seca e fluxos menores durante a estação chuvosa e difere-se da área sombreada com pouca variação entre as estações seca e chuvosa.
4. Durante a análise das diferenças entre as áreas ensolarada e sombreada em relação ao fluxo de calor e temperatura do solo, foi evidenciado que a presença de alagamento em 2019 resultou em uma menor disparidade no fluxo de calor entre essas áreas em comparação ao ano de 2020, quando o alagamento não ocorreu localmente. Essas

diferenças foram mais proeminentes em novembro de 2020, alcançando $46,3 \text{ Wm}^{-2}$, e mais discretas em abril de 2019, registrando $1,8 \text{ Wm}^{-2}$ na camada superficial de 1 cm. Essa mesma tendência foi observada na temperatura, com as maiores diferenças ocorrendo nas camadas intermediárias (15 e 30 cm), alcançando a diferença máxima em cerca de 11°C para novembro de 2020 na camada de 30 cm.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

ABU-HAMDEH, N. H. Thermal properties of soils as affected by density and water content. **Biosystems Engineering**, v. 86, n. 1, p. 97–102, 2003.

ABU-HAMDEH, N. H.; REEDER, R. C. Soil Thermal Conductivity Effects of Density, Moisture, Salt Concentration, and Organic Matter. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, n. 4, p. 1285–1290, 2000.

AGNEW, D. et al. Soil carbon dynamics and aquatic metabolism of a wet–dry tropics wetland system. **Wetlands Ecology and Management**, v. 29, n. 1, p. 1–25, 2021.

ALHO, C. J. R.; SILVA, J. S. V. **Effects of severe floods and droughts on wildlife of the pantanal wetland (Brazil)-a review**. **Animals**, 2012.

AMARAL FILHO, Z. P. DO. **Solos do Pantanal Matogrossense**. , 1984. Disponível em: <<http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/handle/doc/787689>>

ARKHANGELSKAYA, T.; LUKYASHCHENKO, K. Estimating soil thermal diffusivity at different water contents from easily available data on soil texture, bulk density, and organic carbon content. **Biosystems Engineering**, v. 168, p. 83–95, 1 abr. 2018.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. 2nd Editio ed. [s.l.] 25/04/2001, 2001.

BELLAVER, V. Difusividade térmica do solo em área monodominante de Cambará no Norte do Pantanal Matogrossense. p. 70, 2010.

BHUYAN, H. et al. Soil moisture and density monitoring methodology using TDR measurements. <https://doi.org/10.1080/10298436.2018.1537491>, v. 21, n. 10, p. 1263–1274, 23 ago. 2018.

BITTELLI, M. et al. Measurement of soil bulk density and water content with time domain reflectometry: Algorithm implementation and method analysis. **Journal of Hydrology**, v. 598, p. 126389, 1 jul. 2021.

BIUDES, M. S. et al. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112–124, 2015a.

BIUDES, M. S. et al. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112–124, 5 mar. 2015b.

BOIN, M. N. et al. **Pantanal: The Brazilian Wetlands**. [s.l.] Springer International Publishing, 2019.

CALLISTE, W. D. **Fundamentals of Materiales Science and Engineering**. [s.l: s.n.].

CAMPOS, S. et al. Closure and partitioning of the energy balance in a preserved area of a Brazilian seasonally dry tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 271, p. 398–412, 15 jun. 2019.

CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C. **Conduction of heat in solids**, Clarendon. Oxford, , 1959.

COMEGNA, A.; SEVERINO, G.; COPPOLA, A. A review of new TDR applications for measuring non-aqueous phase liquids (NAPLs) in soils. **Environmental Advances**, v. 9, p. 100296, 1 out. 2022.

CORINGA, E. DE A. O. et al. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 1, p. 19–28, 2012.

CURADO, L. F. A. et al. Inter Seasonality of the Energy Fluxes in Brazilian Savana—Mato Grosso—Brazil. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 04, n. 02, p. 219–230, 2 abr. 2014.

DA CUNHA, C. N.; JUNK, W. J.; LEIÃO-FILHO, H. F. **Woody Vegetation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil: A preliminary typology**. *Amazoniana*, 2007.

DA SILVA, J. D. S. V.; DE MOURA ABDON, M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. **Pesquisa Agropecuaria Brasileira**, v. 33, n. 10 SPEC. ISS., p. 1703–1711, 1 dez. 1998.

DE ALMEIDA, T. I. R. et al. Principal component analysis applied to a time series of MODIS images: the spatio-temporal variability of the Pantanal wetland, Brazil. **Wetlands Ecology and Management**, v. 23, n. 4, p. 737–748, 2015.

DECICO, A.; CERVELLINI, A. **Condutividade termica dos solos (equacoes para o calculo da condutividade termica de alguns solos em funcao da densidade e umidade)**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 1967.

DINIZ, J. M. T.; ALBUQUERQUE, E M; RAFAEL, ; ; R A. **Estudo acerca da variabilidade térmica do solo**. [s.l: s.n.]. Disponível em: <www.scienciaplena.org.br>.

DONG, Y.; MCCARTNEY, J. S.; LU, N. Critical Review of Thermal Conductivity Models for Unsaturated Soils. **Geotechnical and Geological Engineering**, v. 33, n. 2, p. 207–221, 2015.

DU, Y. et al. A new model for predicting soil thermal conductivity for dry soils. **International Journal of Thermal Sciences**, v. 176, p. 107487, 1 jun. 2022.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Manual de métodos de análise de solo**, 1997.

EVETT, S. R. et al. Soil profile method for soil thermal diffusivity, conductivity and heat flux: Comparison to soil heat flux plates. **Advances in Water Resources**, v. 50, p. 41–54, 2012.

FAROUKI, O. T. Thermal properties of soils. 1981.

FOKEN, T. et al. The influence of the variation of the surface temperature on the closure of the surface energy balance. 1999.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: An overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, set. 2008.

FRIEDL, M. A. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. v. 79, p. 344–354, 2002.

GAO, Z. et al. Determination of Desert Soil Apparent Thermal Diffusivity Using a Conduction-Convection Algorithm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 18, p. 9569–9578, 2017a.

GAO, Z. et al. A novel approach to evaluate soil heat flux calculation: An analytical review of nine methods. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 13, p. 6934–6949, 16 jul. 2017b.

GAO, Z.; FAN, X.; BIAN, L. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. v. 168, n. 2, p. 99–107, 2003.

GAO, Z.; HORTON, R.; LIU, H. P. Impact of wave phase difference between soil surface heat flux and soil surface temperature on soil surface energy balance closure. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 16, p. 1–10, 2010.

GUERREIRO, R. L. et al. The soda lakes of Nhecolândia: A conservation opportunity for the Pantanal wetlands. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 17, n. 1, p. 9–18, 2019.

HARDIE, M. Review of novel and emerging proximal soil moisture sensors for use in agriculture. **Sensors (Switzerland)**, v. 20, n. 23, p. 1–23, 4 dez. 2020.

HEUSINKVELD, B. G. et al. Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, n. 1–2, p. 21–37, 2004.

HILLEL, D. **INTRODUCTION TO ENVIRONMENTAL SOIL PHYSICS**. [s.l.: s.n.]. v. 7

HORTON, K. N. P. R. M. C. R. DIVISION S-6-SOIL AND WATER MANAGEMENT Tillage Effects on Soil Thermal Properties 1. 1985.

HORTON, R.; WIERENGA, P. J.; NIELSEN, D. R. Evaluation of Methods for Determining the Apparent Thermal Diffusivity of Soil Near the Surface. **Soil Science Society of America Journal**, v. 47, n. 1, p. 25–32, 1983.

HSIEH, C. I.; HUANG, C. W.; KIELY, G. Long-term estimation of soil heat flux by single layer soil temperature. **International Journal of Biometeorology**, v. 53, n. 1, p. 113–123, jan. 2009.

IKANI, V. et al. Physiographical Study on the Extent of Effects Contributed by Soil Temperature and Humidity on Ground Heat Flux Rates. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 44, n. 2, p. 1–6, 2016.

JUNK, W. J. et al. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Aquatic Sciences**, v. 68, n. 3, p. 278–309, 2006.

JUNK, W. J. et al. Current state of knowledge regarding the world's wetlands and their future under global climate change: A synthesis. **Aquatic Sciences**, v. 75, n. 1, p. 151–167, 2013.

KABAT, P. et al. **Vegetation, water, humans and the climate: A new perspective on an interactive system**. [s.l.] Springer Science & Business Media, 2004.

LÁZARO, W. L. et al. Climate change reflected in one of the largest wetlands in the world: an overview of the Northern Pantanal water regime. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 32, p. 8, 2020.

LEUNING, R. et al. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65–74, 15 abr. 2012.

LI, K. Q.; LIU, Y.; KANG, Q. Estimating the thermal conductivity of soils using six machine learning algorithms. **International Communications in Heat and Mass Transfer**, v. 136, p. 106139, 1 jul. 2022.

LIBONATI, R. et al. Rescue Brazil's burning Pantanal wetlands. **Nature**, v. 588, n. 7837, p. 217–219, 10 dez. 2020.

LOZANO-PARRA, J. et al. How do soil moisture and vegetation covers influence soil temperature in drylands of Mediterranean regions? **Water (Switzerland)**, v. 10, n. 12, p. 1–14, 2018.

LOZANO-PARRA, J.; SCHNABEL, S.; CEBALLOS-BARBANCHO, A. The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. **Journal of Hydrology**, v. 529, p. 951–961, 1 out. 2015.

MACHADO, N. G. et al. Soil nutrients and vegetation structure in a neotropical seasonal wetland. **Applied Ecology and Environmental Research**, v. 13, n. 2, p. 289–305, 2015.

MACHADO, N. G. et al. Seasonality of energy balance and evapotranspiration in a flooded scrubland in the pantanal of mato grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 82–91, 2016.

MARENGO, J. A. et al. Extreme Drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: Characterization, Causes, and Impacts. **Frontiers in Water**, v. 3, n. February, 2021.

MENGISTU, A. G.; VAN RENSBURG, L. D.; MAVIMBELA, S. S. W. The effect of soil water and temperature on thermal properties of two soils developed from aeolian sands in South Africa. **Catena**, v. 158, n. July, p. 184–193, 2017.

- MOLINA-RODEA, R.; WONG-LOYA, J. A. A new model to predict subsoil-thermal profiles based on seasonal rain conditions and soil properties. **Geothermics**, v. 97, p. 102261, 1 dez. 2021.
- MURPHY, D. M. et al. An observationally based energy balance for the Earth since 1950. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D17, p. 17107, 16 set. 2009.
- NOBORIO, K. Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 31, n. 3, p. 213–237, 1 maio 2001.
- NOVAIS, J. W. Z. et al. Variabilidade sazonal horária das propriedades térmicas em gleissolo háplico no norte do pantanal. **Semina: Ciências Agrárias**, v. 33, n. SUPPL.1, p. 2563–2570, 2012.
- NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 7, n. 1, p. 103–110, 2004.
- OLIVEIRA, M. B. L. et al. Fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal Sul Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. December, p. 371–377, 2006.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Meteorologia Agrícola 306**. [s.l: s.n.].
- PEREIRA, G. et al. Rainfall patterns and geomorphological controls driving inundation frequency in tropical wetlands: How does the Pantanal flood? **Progress in Physical Geography**, v. 45, n. 5, p. 669–686, 2021.
- RAMSAR. **The convention on wetlands of international importance especially as waterfowl habitat**. Iran, 1971.
- RAVAGLIA, A. G. et al. Mapeamento das Unidades de Paisagem das Subregiões da Nhecolândia e Poconé, Pantanal MatoGrossense. **Embrapa**, v. 105, n. 1981–7215, p. 16, 2011.
- RUBERT, G. C. D. et al. Patterns and controls of the latent and sensible heat fluxes in the Brazilian Pampa Biome. **Atmosphere**, v. 13, n. 1, p. 23, 24 dez. 2022.
- SKIERUCHA, W. et al. A TDR-Based Soil Moisture Monitoring System with Simultaneous Measurement of Soil Temperature and Electrical Conductivity. **Sensors 2012, Vol. 12, Pages 13545-13566**, v. 12, n. 10, p. 13545–13566, 9 out. 2012.
- STEPHENS, G. L. et al. An update on Earth’s energy balance in light of the latest global observations. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 10, p. 691–696, 2012.
- STEPHENS, G. L.; L’ECUYER, T. **The Earth’s energy balance**. **Atmospheric Research Elsevier**, , 1 dez. 2015a. . Acesso em: 18 out. 2022

STEPHENS, G. L.; L'ECUYER, T. The Earth's energy balance. **Atmospheric Research**, v. 166, p. 195–203, 1 dez. 2015b.

SUSHA LEKSHMI, S. U.; SINGH, D. N.; SHOJAEI BAGHINI, M. A critical review of soil moisture measurement. **Measurement**, v. 54, p. 92–105, 1 ago. 2014.

THIELEN, D. et al. The pantanal under siege—on the origin, dynamics and forecast of the megadrought severely affecting the largest wetland in the world. **Water (Switzerland)**, v. 13, n. 21, 2021.

TOMAS, W. M. et al. Sustainability Agenda for the Pantanal Wetland: Perspectives on a Collaborative Interface for Science, Policy, and Decision-Making. **Tropical Conservation Science**, v. 12, 2019.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, v. 16, n. 3, p. 574–582, 1 jun. 1980.

WALKER, J. P.; WILLGOOSE, G. R.; KALMA, J. D. In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. **Journal of Hydrology**, v. 293, n. 1–4, p. 85–99, 1 jun. 2004.

WANG, Z. H.; BOU-ZEID, E. A novel approach for the estimation of soil ground heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 154–155, p. 214, 2012.

WANNIARACHCHI, D. et al. Effect of Biochar on TDR-Based Volumetric Soil Moisture Measurements in a Loamy Sand Podzolic Soil. **Soil Systems 2019, Vol. 3, Page 49**, v. 3, n. 3, p. 49, 5 ago. 2019.

WOLF, A. et al. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6–7, p. 942–952, 30 jun. 2008.

ZHANG, M. et al. Evaluation of calculation models for the thermal conductivity of soils. **International Communications in Heat and Mass Transfer**, v. 94, p. 14–23, 1 maio 2018.

ZHANG, N.; WANG, Z. Review of soil thermal conductivity and predictive models. **International Journal of Thermal Sciences**, v. 117, p. 172–183, 2017.

ZHANG, W. et al. An evaluation of soil thermal conductivity models based on the porosity and degree of saturation and a proposal of a new improved model. **International Communications in Heat and Mass Transfer**, v. 129, p. 105738, 1 dez. 2021.

ZHAO, Y. et al. A new thermal conductivity model for sandy and peat soils. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 274, p. 95–105, 15 ago. 2019.