

e-ISSN 1981-9021 ARTIGO

COMPARAÇÃO ENTRE TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE ESTIMADA POR GEOTECNOLOGIAS E REGISTRADA EM GEOTERMÔMETROS NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO

COMPARISON BETWEEN SURFACE TEMPERATURE ESTIMATED BY GEOTECHNOLOGIES AND RECORDED IN GEOTERMOMETERS IN THE SÃO PAULO METROPOLITAN REGION (SÃO PAULO STATE – BRAZIL)

COMPARACIÓN ENTRE TEMPERATURA SUPERFICIAL ESTIMADA POR GEOTECNOLOGÍAS Y REGISTRADA EN GEOTERMÓMETROS EN LA REGIÓN METROPOLITANA DE SÃO PAULO (SUDESTE DE BRASIL)

RESUMO

Este estudo determinou a temperatura de superfície de 458 km2 da região metropolitana de São Paulo ao longo de 2019 por meio de geotecnologias e comparou esses valores estimados com os observados em geotermômetros de duas estações meteorológicas. Dados de sensoriamento remoto, meteorológicos e dois modelos matemáticos foram usados para realizar o trabalho. Os resultados demonstraram valores mais elevados de temperatura de superfície em áreas com ausência e/ou baixa densidade de vegetação e menos acentuados nas áreas mais vegetadas. O coeficiente de correlação foi fraco (r = 0,3) e moderado (r = 0,4) entre a temperatura de superfície estimada por geotecnologias e registrada por geotermômetro em situação onde o equipamento de aferição está disposto sobre material com propriedade térmica distinta daquela identificada majoritariamente no pixel matricial do dado orbital, correspondente à localização das estações meteorológicas. Em contrapartida, o coeficiente de correlação foi forte (r = 0,8) e muito forte (r = 0,9) entre os valores aferidos e estimados em situação onde o equipamento registra a temperatura de superfície do local com as mesmas propriedades térmicas da área identificada pelo canal espectral do sistema sensor.

Palavras-chave: Fluxo de calor no solo. Radiância Espectral. Sensoriamento Remoto. Temperatura do Solo. Geoprocessamento.

ABSTRACT

This paper determined the surface temperature in 458 km2 from São Paulo Metropolitan Region (São Paulo State - Brazil) through geotechnologies and compare these estimated data with the recorded in geothermometers from two weather stations. Meteorologic, remote sensing data and two matematical model were used to achieve the proposed objective. The results showed higher values in areas with absence and low vegetation density and less accentuated in vegetated areas. In a comparative context the data showed, among other information, weak (r = 0.3) and moderate (r = 0.4) correlation coefficient between the surface temperature determined by geotechnologies and recorded through geothermometer where the afericion equipament is on material with distinct thermal property from that identified mostly in the sattelite image pixel, corresponding to the weather stations location. On the other hand, the correlation coefficient was strong (r = 0.8) and very strong (r = 0.9) between the measured and estimated values in a situation where the equipment records the surface temperature of the place with the same thermal properties as the area identified by the sensor system's spectral channel.

Keywords: Ground heat flow. Spectral Radiance. Remote Sensing. Soil Temperature. Geoprocessing.

Vladimir de Souza ^a
Emerson Galvani

^a Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, São Paulo, Brasil

^b Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, São Paulo, Brasil

DOI: 10.12957/geouerj.2021.55409

Correpondência: vladimirsouza@alumni.usp.br egalvani@usp.br

Recebido em: 19 out. 2020 Revisado em: 02 mai. 2022 Aceito em: 14 set.2022



2022, De Souza, Galvani. Este é um artigo de acesso aberto distribuído sob os termos da Licença Creative Commons BY-NC-SA 4.0, que permite uso, distribuição e reprodução para fins não comercias, com a citação dos autores e da fonte original e sob a mesma licença.



RESUMEN

Esta investigación determinó la temperatura superficial de 458 km2 de la Región Metropolitana de São Paulo (sudeste de Brasil) a lo largo de 2019 mediante geotecnologías y comparó estos valores estimados con los observados en geotermómetros de dos estaciones meteorológicas. Para la realización del estudio se utilizaron datos de teledetección, meteorológicos y dos modelos matemáticos. Los resultados mostraron valores más grandes de temperatura superficial en áreas con ausencia y baja densidad de vegetación y menores en áreas con mayor vegetación. El coeficiente de correlación fue débil (r = 0.3) y moderado (r = 0.4) entre la temperatura superficial estimada por geotecnologías y registrada por geotermômetro en una situación donde el equipo de medición esta instalado em material con una propiedad térmica diferente a la identificada en el píxel de la imagen orbital, correspondiente a la ubicación de las estaciones meteorológicas. Por otro lado, el coeficiente de correlación fue fuerte (r = 0.8) y muy fuerte (r = 0.9) entre los valores medidos y estimados en una situación donde el equipo registra la temperatura superficial del lugar con las mismas propiedades térmicas que el área identificada en la imagen de satélite.

Palabras-clave: Flujo de calor en el suelo. Radiancia espectral. Detección remota. Temperatura del suelo. Geoprocesamiento.



INTRODUÇÃO

A evolução tecnológica verificada no decorrer das últimas décadas dos séculos XX e XXI possibilitou, dentre inúmeras outras informações e atividades, o acesso a uma quantidade significativa de dados, materiais e operações metodológicas referentes ao estudo da Terra. O conjunto desses métodos, técnicas e equipamentos voltados para a aquisição, análise, manipulação e disponibilização de informações espaciais com sistema de referência é caracterizado como geotecnologias. O uso integrado de algumas dessas geotecnologias como os Sistemas de Informações Geográficas (SIG's), as técnicas de geoprocessamento e os dados de sensoriamento remoto possibilita diversos estudos sobre os componentes e processos do meio físico, biológico e antrópico que formam as paisagens terrestres. Em termos conceituais, o sensoriamento remoto constitui um conjunto de tecnologias que permite obter imagens e dados por meio da captação e registro da energia eletromagnética refletida ou emitida pela superfície da Terra (FLORENZANO, 2007). O geoprocessamento usa técnicas matemáticas e computacionais para a manipulação da informação georreferenciada e o SIG, possibilita dentre inúmeros outros procedimentos, a coleta, o armazenamento, a recuperação, a transformação e a visualização desses dados com referência espacial (CAMARA, DAVIS, 2000; BURROUGH, 1987).

Uma relevante componente meteorológica que pode ser determinada por meio dessas geotecnologias é a temperatura da superfície (TS) terrestre. Essa, dentre outras particularidades, é de suma importância para o estudo da dinâmica climática de algumas localidades e representa uma variável fundamental para a quantificação do saldo de energia da Terra. No desenvolvimento de trabalhos com essas características (uso de geotecnologias para a determinação da TS), a interpretação dos dados gerados tem como fundamento, dentre outras considerações teóricas, a compreensão dos processos relacionados à interação da radiação solar, terrestre e atmosférica com os elementos naturais e antrópicos que constituem a superfície de nosso planeta.

Nesse sentido, a partir do acesso a dados orbitais e a equipamentos geotecnológicos, diversos estudos climáticos com diferentes abordagens podem ser desenvolvidos, sobretudo em espaços formados por materiais com diferentes propriedades térmicas. As áreas urbanizadas próximas aos locais com vegetação natural, corpos hídricos e os espaços rurais com diferentes formas de uso e ocupação da terra são exemplos desses ambientes.

A bibliografia referente ao uso de geotecnologias para o estudo dos fatores e elementos do clima da Terra e, em especial, para a determinação da temperatura de superfície é vasta. Para o estudo do clima urbano há trabalhos que estimaram a TS em todas as regiões do Brasil com destaque para o pioneirismo de Lombardo



(1985) na cidade de São Paulo, Nascimento et al. (2022) também na capital paulista, Moreira e Galvíncio em Recife (2007), Sousa e Júnior (2012) em Goiânia, Silva et al. (2014) na região metropolitana de Curitiba e Corrêa et al. (2016) em Manaus. Já a estimativa da TS para compor modelos de quantificação do saldo de energia terrestre podem se citar os trabalhos de Di Pace et al. (2008) e Pavão et al. (2016) que usaram o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) para estudos no nordeste e norte do país, respectivamente. Melesse e Nangia (2005), Houet e Pigeon (2011), Loginov et al. (2014), Chakraborty et al. (2015), Anandababu et al. (2018) e Zhou et al. (2018) são alguns exemplos de estudos com essa temática na literatura internacional.

Diante do exposto, o presente trabalho teve como objetivo estimar a temperatura de superfície de parte da região metropolitana de São Paulo ao longo do ano de 2019 por meio de geotecnologias e comparar esses valores com os dados obtidos diretamente em geotermômetros das estações meteorológicas do IAG (Instituto de Astronomia, Geofísica e Meteorologia) e do LCB (Laboratório de Climatologia e Biogeografia) da USP (Universidade de São Paulo).

Área de Estudo

O trabalho foi desenvolvido em uma área urbana de aproximadamente 458 km2 com elevada densidade demográfica do leste do Estado de São Paulo, região sudeste do Brasil. O recorte espacial adotado, além de contemplar os pontos onde os geotermômetros estão dispostos, possibilitou o entendimento da variabilidade da TS nas diferentes formas de uso e ocupação do solo das imediações das estações meteorológicas. Está contido nesse recorte o município de São Caetano do Sul, parte de São Paulo (região centralizada), Santo André, São Bernardo do Campo, Diadema, Taboão da Serra, Guarulhos e Osasco (Fig. 1).





Figura 1 – Localização da área de estudo, das subprefeituras do município de São Paulo, das estações meteorológicas do IAG e do LCB da USP.

Os referidos municípios integram a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) que corresponde ao principal centro industrial, comercial e consequentemente financeiro da América do Sul. De acordo com a



Pesquisa Nacional por Amostra de Domicílios Contínua trimestral residem na referida região 21832000 habitantes, ou seja, 10,3% do total da população brasileira (IBGE, 2020).

A área de estudo está disposta majoritariamente no bioma da Mata Atlântica e mesmo com a elevada taxa de urbanização é possível encontrar fragmentos da vegetação nativa secundária da Floresta Ombrófila Densa (IBGE, 1992; EMPLASA, 2020). É sustentada, em sua maior parte, por rochas sedimentares da bacia terciária de São Paulo. Depósitos aluvionares quaternários, dispostos ao longo dos rios Pinheiro e Tietê, rochas neoproterozóicas metamórficas e ígneas plutônicas do cinturão orogênico do Atlântico também estruturam a área de estudo, sobretudo nos setores oeste e sudoeste (PERROTA et al., 2005). Sobre as formações Proterozóicas ocorre, em termos morfoesculturais, o planalto Paulistano/Alto Tietê. Sobre as rochas cenozóicas, na bacia terciária, desenvolvem feições morfológicas da subunidade Planalto Paulista e junto à deposição quaternária aparecem as planícies fluviais (ROSS, MOROZ, 1997). Na área de estudo, nesses compartimentos, a altitude varia entre 871m nos planaltos terciários e neoproterozóicos e 700m nas planícies fluviais quaternárias (SRTM/USGS, 2020). Em relação aos solos, em declividades intermediárias e menos elevadas do relevo ocorrem os Argissolos Vermelho Amarelos, nos declives mais acentuados aparecem os Cambissolos Háplicos e nas planícies de inundação dos rios estão dispostos os Gleissolos Melânicos e Tiomórficos (OLIVEIRA, 1999).

Monteiro (1973) classifica a região metropolitana de São Paulo na categoria de climas úmidos da face oriental e subtropical dos continentes, controlado por massas tropicais e polares. O IBGE (2002) atribui dois tipos climáticos para a referida região: Subquente superúmido (média entre 15º C e 18º C em pelo menos 1 mês - sem seca/subseca) e nos setores sul e sudeste da área o Mesotérmico Brando Superúmido (média entre 10º C e 15º C em pelo menos 1 mês - sem seca/subseca). Dubreuil et al. (2018) com base na classificação de Koëppen e em dados meteorológicos de 1961 a 20015 classificaram o clima anual da área de estudo como Cfb, ou seja, clima temperado, sem estação seca e verão fresco.

Os dados do INMET (2020) referentes à normal climatológica de 1981 a 2010 da capital paulista (estação Mirante de Santana) demonstram que o total pluviométrico anual foi de 1616,0 mm e a temperatura anual média do ar foi de 20,1oC. O período compreendido entre dezembro e março concentra 60,2% do total pluviométrico. A maior pluviosidade média mensal foi em janeiro com 288,2 mm e a menor em agosto com 36 mm. Fevereiro com 23,2o C foi o mês que apresentou a maior temperatura média mensal enquanto a menor verificada foi em julho com 16,7oC.



MÉTODOS E TÉCNICAS

A estimativa da temperatura de superfície da área de estudo foi realizada com base no processamento digital dos dados orbitais dos sensores OLI (Operational Terra Imager) e TIRS (Thermal Infrared Sensor) do satélite Landsat 8. Dois modelos matemáticos foram usados para isso:

Modelo 1 – Proposto por com Avdan e Javanovska (2015) possui como base um algoritmo específico desenvolvido para o mapeamento da TS com Landsat 8;

Modelo 2 – É fundamentado na correção e conversão de radiância térmica em temperatura de superfície com base em parâmetros atmosféricos calculados (ALLEN et. al., 2002; BARSI, 2003).

O SIG QGIS 2.14 foi usado para executar as diversas etapas envolvidas no referido processamento dos dados. Posteriormente, após a determinação via geotecnologias foi realizada uma comparação com os valores de temperatura de superfície obtidos diretamente em geotermômetros das estações meteorológicas do IAG e do LCB da USP.

Os métodos e técnicas usados nas diversas etapas do trabalho são descritos nos itens subsequentes: Aquisição e retificação dos dados orbitais

Com intuito de analisar a variabilidade da temperatura de superfície ao longo do ano de 2019 foram usados dados orbitais de 21/01, 26/03, 14/06, 30/06, 01/08, 17/08, 18/09, 04/10, 21/11 e 07/12 do sensor Landsat 8. Os dados possuem órbita ponto 219/76, horário local 10h04min (13:04 - UTC) e foram adquiridos gratuitamente no portal Earth Explorer da United State Geological Servey (USGS, 2020). Mais precisamente, para a estimativa da temperatura de superfície das datas citadas, foram usadas as bandas 4 (0,64-0,67 μ m - vermelho) e 5 (0,85-0,88 μ m -infravermelho) do sensor OLI e a banda 10 (10,6-11,19 μ m – infravermelho termal) do sensor TIRS. As cenas possuem resolução espacial de 30m nos canais 4 e 5 e de 100m reamostrados para 30m na banda 10.

Após a etapa de aquisição, as imagens foram reorientadas, por meio do interpolador convolução cúbica, para o hemisfério sul, zona 23, datum SIRGAS 2000 e projeção Universal Transversa de Mercator com seu respectivo sistema de coordenadas métricas.

A retificação atmosférica das bandas 4 e 5 foi realizada na ferramenta Semi-Automatic Classification Plugin - Preprocessing do software adotado. Após a inserção das imagens e de seus metadados no referido



plugin, o processamento para a correção foi realizado por meio de um algoritmo desenvolvido com base no método Dark Object Subtraction 1 - DOS1(CHAVES JUNIOR, 1988).

Determinação da temperatura de superfície com base em algoritmo desenvolvido para dados orbitais do Landsat 8 (Modelo 1)

O primeiro modelo adotado para esse estudo tem como base um conjunto de equações organizadas para a elaboração de um algoritmo no SIG Erdas Imagine 2014 para mapeamento de TS com dados orbitais do sensor Landsat 8 proposto por Avdan e Javanovska (2015). No entanto, conforme descrito anteriormente, a execução das equações propostas pelos desenvolvedores do algoritmo para obtenção da TS no presente trabalho foi realizada na calculadora raster do software adotado (QGIS).

Nesse sentido, o primeiro passo foi realizar a conversão dos níveis de cinza da imagem da banda 10 em radiância espectral conforme a equação 1 (BARSI et al., 2014):

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L$$
 (Equação 1)

Onde, L λ é a radiância espectral do topo da atmosfera (W/m2 sr μ m), ML é o fator multiplicativo de redimensionamento da banda 10 (3.3420E-04), Qcal é o valor quantizado e calibrado do pixel em nível de cinza e AL é o fator aditivo de redimensionamento da banda 10 (0.1000). As variáveis ML e AL são fornecidas pela USGS em um arquivo de metadados referente às especificações dos canais espectrais do Landsat 8.

Na sequência, a equação 2 foi usada para definir a temperatura de brilho do sensor em oC (STATHOPOULOU, CARTALIS, 2007).

$$T_{\rm B} = \frac{K_2}{\ln{\left(\frac{K_1}{L_2}\right)} + 1} - 273,15 \text{ (Equação 2)}$$

Em que, TB é a Temperatura de brilho (oC), K1 é a constante de calibração 1 (1321.0789 w/m2 sr μ m), K2 constante de calibração 2 (774.8853K) e L λ é a radiância espectral (w/m2 sr μ m) definida na equação anterior. As constantes de calibração (K1 e K2) da banda 10 também foram obtidas no arquivo de metadados do Landsat 8.

O próximo passo foi definir os valores de emissividade da superfície com base no NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) da área de estudo. O índice (NDVI) foi obtido por meio dos canais 4 e 5 do sensor OLI do Landsat 8 conforme descreve a equação 3 (ROUSE et al. 1973).

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R}$$
 (Equação 3)



Onde, NDVI é o índice de vegetação por diferença normalizada, NIR é a reflectância do canal espectral 5 (infravermelho próximo) e R é a reflectância da banda 4 (vermelho).

Após isso, o NDVI foi categorizado em valores de emissividade de superfície (AVDAN e JAVANOVSKA, 2015) conforme demonstrado na tabela 1.

Tabela 1 – Classificação do NDVI em valores de emissividade de superfície proposto por Avdan e Javanovska (2015).

NDVI	Emissividade da Superfície
<0	0,991
0 e 0,2	0,996
0,2 e 0,5	0,023Pv+1001
>0,5	0,973

Especificamente, é atribuído o valor de 0,991 de emissividade para NDVI menor que 0, ou seja, locais classificados com corpos hídricos. Nas áreas identificadas com solo exposto ou com material de composição química similar, com valores de NDVI entre 0 e 0,2, a emissividade aplicada é de 0,996. Para os locais classificados com mistura de solo exposto e vegetação (NDVI disposto entre 0,2 e 0,5) é necessário executar o cálculo proposto na tabela 1 para a obtenção da emissividade. O valor de Pv pode ser obtido pela equação 4 (WANG, et al. 2015). Por último, o valor 0,973 de emissividade é conferido para áreas classificadas com cobertura vegetal onde o valor de NDVI é maior 0,5.

$$Pv = (NDVI - NDVI_s / NDVI_v - NDVI_s)^2 (Equação 4)$$

Pv é a proporção da vegetação, NDVIs é o índice de vegetação por diferença normalizada referente ao solo (0,2) e NDVIv é o índice de vegetação por diferença normalizada referente à vegetação (0,5).

Por fim, a determinação da temperatura da superfície terrestre foi realizada por meio da equação 5 proposta por Stathopoulos e Cartalis (2007) com os valores de emissividade exibidos na tabela 1.

$$LST = T_B / [1 + (\lambda T_B / \rho) \ln(\varepsilon)] \quad (Equação 5)$$

Onde LST é a Temperatura da Superfície Terrestre, TB corresponde a Temperatura de brilho no sensor, λ é o comprimento de onda da radiação emitida pela banda 10 (10,8 µm), p=h (c/ σ) = 1,438x10-2 mK definida por meio das constantes de Boltzmann (σ =1,38x10-23J/K), Planck(h=6,626x10-34Js) e da velocidade da luz(c=2998x108m/s) e ϵ é a emissividade da superfície terrestre.

Determinação da temperatura de superfície por meio de correção e conversão de radiância térmica a partir de parâmetros atmosféricos calculados (Modelo 2)

Assim como no modelo anterior, o primeiro procedimento executado foi converter os níveis de cinza da imagem em radiância espectral conforme descrito na equação 1.



Na sequência, foi usada a equação 6 para obtenção de valores de radiância com remoção dos efeitos da atmosfera de acordo com a equação 6 (BARSI, 2003).

$$LT = \frac{L_{\lambda} - L_{U} - (1 - \varepsilon)L_{d}}{T\varepsilon} (Equação 6)$$

Em que LT é a radiância de um alvo negro de temperatura cinética (W/ m2srµm), Lλ é a radiância espectral (W/ m2srµm), LU representa a radiância emitida pela superfície (W/ m2srµm), Ld é radiância recebida pela superfície (W/m2srµm), T é transmissividade da atmosfera e ε é a emissividade da superfície.

Os valores de Lu, Ld e T foram adquiridos por meio da calculadora para parâmetros atmosféricos da ACPC/NASA (2020). Esses dados (Lu, Ld e T) são calculados de forma automática pela referida ferramenta (ACPC) por meio da inserção de informações locais referentes à altitude, latitude, longitude, temperatura do ar, pressão atmosférica e umidade relativa no momento da passagem do satélite. Nesse trabalho, foram usados os dados de localização e de condições meteorológicas das 12h (horário local) da estação Mirante de Santana - 83781 (INMET, 2020) referentes aos dias das imagens orbitais utilizadas. Para a variável emissividade (ϵ), por ser uma área majoritariamente urbana, foi usado o valor de 0,925. Esse dado tem como base os índices médios de superfícies urbanas proposto por Nichol (1994) e Mallick et al. (2012). O primeiro propõe o valor de 0,92 e o segundo de 0,93.

Na sequência, foi usada a equação 2 para determinar a temperatura de brilho da atmosfera. No entanto, nesse caso, os valores de Lλ utilizados correspondem aos dados matriciais obtidos na equação (6).

Por último, assim como no modelo anterior, a temperatura da superfície terrestre foi definida por meio da equação 5 com o valor de emissividade de 0,925.

Temperatura de superfície obtida com geotermômetros e metodologia para a análise dos resultados

Com intuito de comparar os valores de TS obtidos por Sensoriamento Remoto com os medidos em campo foram utilizados os dados dos geotermômetros das estações meteorológicas do IAG e do LCB da USP. O equipamento do IAG está disposto em um cercado meteorológico e afere valores horários de temperatura em uma superfície sem vegetação (solo descoberto). O geotermômetro do LCB obtém dados de TS a 0,5m de profundidade a cada 5 minutos em uma parcela do solo coberta por gramíneas. Mais precisamente, devido ao horário local da passagem do sistema sensor sobre a área de estudo (10h04min), foram usados os valores registrados pelos geotermômetros das 10h00min do IAG e das 10h05min do LCB. Dados da temperatura do ar das 10h00min (horário local) dos dias estudados provenientes da estação meteorológica do IAG também foram usados para o entendimento da TS estimada.



Na sequência, os dados foram organizados para a representação gráfica e análise estatística. Especificamente, foram elaborados gráficos com a disposição das temperaturas médias do ar e de superfície máxima, mínima e amplitude de cada data para os dois modelos adotados. Por fim, além da representação gráfica comparativa das temperaturas de superfície obtidas de forma direta e indireta foi realizado o cálculo de correlação entre os valores medidos pelos geotermômetros e os estimados por meio das geotecnologias para os dois modelos adotados.

Resultados e Discussão

Temperatura de superfície estimada por meio do modelo 1

Os resultados referentes à espacialização da temperatura de superfície por meio da aplicação do modelo 1 proposto por Avdan e Javanovska (2015) podem ser observados na Figura 2.





Figura 2 – Distribuição espacial da temperatura de superfície na área de estudo estimada por meio do modelo 1.

Espacialmente, é possível verificar em todas as datas que os valores mais acentuados de TS ocorrem no leste, sudeste e nordeste da área de estudo e os menores nos setores oeste, centro oeste e em partes do sul. Do total dos dados determinados, pode se observar nas legendas dos mapas que a temperatura de superfície



máxima foi superior aos 30,0 oC nos meses de primavera e verão (21/01 e 26/03, 04/10, 21/11 e 07/12/2019), exceto em 18/09 e inferior a esse valor (30oC) no outono e inverno (14/06, 30/06, 01/08 e 17/08/2019). A maior temperatura de superfície estimada foi de 39,7 oC em 21/11/2019.

Em relação à temperatura de superfície mínima é possível identificar que em todas as datas o valor foi inferior a 24,0 oC. A menor TS mínima estimada foi de 16,7 oC em 01/08/2019. A maior amplitude de temperatura de superfície resultante da aplicação desse primeiro modelo de foi de 16,9 oC em 07/12/2019 e a menor ocorreu em 21/01/2019 com 9,7 oC.

Uma análise visual sobre a distribuição espacial dos dados para cada data permite afirmar que apesar dos valores extremos identificados e consequentemente, de sua amplitude, a maior parte da área de estudo apresenta TS disposta em intervalos intermediários desses máximos e mínimos estimados.

Temperatura de superfície estimada por meio do modelo 2

Em relação aos resultados referentes à aplicação do modelo 2 pode se observar, também nas dez datas determinadas, que a distribuição espacial dos dados apresenta relativa correspondência aos obtidos pelo modelo 1, ou seja, valores menos acentuados no oeste, centro oeste e em partes do sul e mais elevados no leste, sudeste e nordeste (Fig. 3).





Figura 3 – Espacialização da temperatura de superfície na área de estudo determinada por meio do modelo 2.



O padrão espacial verificado nos dois modelos executados coincide com os resultados obtidos por Fukner (2008) que usou dados das bandas termais do sensor ASTER para estimar a TS de parte do município de São Paulo nos anos de 2002 e 2006. De acordo com o autor as regiões do Brás e da Mooca (Subprefeitura da Mooca na Figura 1) apresentaram temperaturas relativamente maiores nos anos estudados. Na zona oeste, subprefeituras de Pinheiros e Butantã (letras P e O na Figura 1), especificamente nos distritos do Morumbi, Vila Andrade, Jardim Paulista e Alto de Pinheiros foram verificadas temperaturas intermediárias e mais amenas devido à elevada densidade de arborização.

Barros e Lombardo (2016), por meio de dados orbitais da banda termal do Landsat 5, também verificaram em 28/09/2011 padrão de distribuição espacial de temperatura de superfície semelhante ao desse estudo. Para os autores, na capital paulista os menores valores de TS estão concentrados nos limites do extremo norte, sul e leste. São localidades classificadas pelos pesquisadores, de acordo com o índice de área foliar, como cinturões verdes. Na área de estudo, devido ao recorte espacial adotado, essa correspondência aparece somente ao sul onde se localiza a estação meteorológica do IAG na subprefeitura do Ipiranga (letra H na Figura 1). Ademais, assim como no presente estudo, as temperaturas de superfície intermediárias determinadas pelos autores ocorrem nas áreas urbanas vegetadas dos distritos da zona oeste e as maiores TS estão dispostas nas áreas com ausência de vegetação do leste e sudeste do município.

Uma comparação entre as figuras 1, 2 e 3 permite identificar essas correspondências espaciais, ou seja, valores de TS menos acentuados e intermediários nas subprefeituras de Pinheiros, Butantã e sudoeste do Ipiranga e mais elevados na Vila Prudente, Aricanduva, Vila Formosa, Carrão, Penha, Sapopemba, ao norte da Sé, Lapa, ao sul da Casa Verde/Cachoeirinha e Freguesia/Brasilândia.

Esses resultados revelam as diferenças teoricamente conhecidas referentes ao processo de balanço de energia na Terra sobre as áreas vegetadas e impermeabilizadas com elevada densidade de urbanização. Especificamente, nas áreas com cobertura vegetal, solo não impermeabilizado e com corpos hídricos uma parcela da energia proveniente da radiação solar é usada para os processos de evapotranspiração e fotossíntese. Consequentemente, devido a esses processos biofísicos, o saldo do balanço de energia será menor, a umidade do ar maior e resultará em temperaturas mais amenas nessas áreas em comparação aos locais com ausência de vegetação e baixa disponibilidade hídrica como observado neste estudo. Além disso, conforme demonstrado no trabalho de Tarifa e Armani (2000) sobre as unidades climáticas urbanas de São Paulo, os fatores geomorfológicos (altitude, declividade e orientação e o padrão morfológico das edificações também influenciam na variabilidade da temperatura de superfície da área de estudo.



Na figura 4 pode se observar em maior escala, além do uso do solo e da variabilidade do NDVI, essas diferenças de temperatura de superfície em áreas vegetadas e impermeabilizadas que ocorreram com relativo padrão na área de estudo. As imagens são de áreas próximas às estações meteorológicas do IAG em 14/06/2019 e do LCB em 21/01/2019 nas subprefeituras do Ipiranga e Butantã, respectivamente.



Figura 4 – Uso do solo, NDVI e temperatura de superfície estimada pelos modelos 1 e 2 no entorno das estações meteorológicas do IAG em 14/06/2019 e do LCB/USP em 21/01/2019.

Além da variabilidade da TS sobre as áreas vegetadas e impermeabilizadas é possível verificar também as diferenças morfológicas nos padrões dessa variável estimada pelos modelos 1 e 2. Visualmente no modelo 1, devido a categorização dos valores de emissividade atribuídos, as formas das classes de TS aparecem mais detalhadas quando comparadas ao resultado do modelo 2. Em termos qualitativos é um resultado mais interessante para o desenvolvimento de trabalhos em maior escala sobre clima urbano.

Na figura 5 é possível observar a variabilidade da temperatura de superfície máxima, mínima e a amplitude obtida por meio da aplicação dos modelos 1 e 2 ao longo das datas estudadas. A temperatura do ar, proveniente da estação meteorológica do IAG, também é demonstrada nessa imagem.



Figura 5 – Temperatura do ar, de superfície máxima, mínima e a amplitude das datas estudadas na área de estudo.

Assim como no modelo 1 a maior TS máxima estimada pelo modelo 2 ocorreu em 21/11/2019 (40,3oC) e a menor em 01/08/2019 com 23,3oC. Além disso, como no modelo anterior as maiores temperaturas de superfície máxima ocorreram na primavera e verão, com exceção de 18/09/2019 e a menores nos meses de outono e inverno. Apesar dessas correspondências, as TS foram maior no modelo 1 comparativamente ao modelo 2 em todas as datas analisadas, exceto em 21/01 e 21/11/2019. Ainda, como no modelo 1, a menor temperatura de superfície mínima estimada pelo modelo 2 ocorreu em 01/08/2019, porém com valor mais baixo, ou seja, 12,2 oC. As TS mínimas foram menores em todas as datas estimadas pelo modelo 2 em relação ao modelo 1. Em relação à amplitude da temperatura de superfície estimada pelo modelo 2 é possível verificar que a maior ocorreu em 21/11/2019 com 18,5 oC e a menor em 14/06/2019 com 9,9 oC. Em comparação ao modelo 1, a amplitude de TS estimada pelo modelo 2 foi menos elevada em sete das dez datas estimadas.

A temperatura do ar, apesar de representar valores específicos de uma região do município (estação meteorológica do IAG na Subprefeitura do Ipiranga), foi mais elevada que a de superfície mínima e menos elevada que a TS máxima. No entanto, por meio da análise das figuras 2, 3 e 5 é possível verificar, em relação à distribuição espacial dos dados, que os valores da temperatura do ar registrados são menos elevados na maior parte área de estudo quando comparados às TS estimadas pelos dois modelos. Obviamente que ocorrem exceções em áreas específicas dos já citados distritos mais arborizados da zona oeste e sul.



Esse processo de aquecimento do solo mais rápido que o do ar também foi observado no trabalho de Mendonça e Dubreuil (2005) na região metropolitana de Curitiba. No entanto, os autores analisaram a precipitação pluvial em dias anteriores ao da data de estudo e concluíram que o solo e o ar estavam relativamente secos para produzirem esse resultado.

Nesse estudo não houve essa análise específica da pluviosidade para a verificação da umidade da superfície, uma vez que o objetivo central do trabalho foi comparar dados de TS estimados e medidos. Entretanto, é perceptível uma relativa coerência entre a temperatura do ar e os valores de TS máxima estimada pelos dois modelos. O dia 18/09/2019 foi o que apresentou a maior temperatura do ar (29,8oC) e a segunda TS máxima mais elevada estimada pelo modelo 1 (38,0oC). A segunda temperatura do ar mais elevada da série (29,4oC) coincide com a segunda TS máxima determinada pelo modelo 2 (39,5oC). Dos dez dias analisados, houve correspondência também, em ordem decrescente, com a sétima, a nona e a décima maior temperatura do ar e de superfície máxima que ocorreram em 30/06, 17/08 e 01/08/2019, respectivamente. **Comparação entre a temperatura de superfície obtida de forma direta (geotermômetros) e indireta (Sensoriamento Remoto)**

As temperaturas de superfície estimadas pelos modelos 1 e 2 nos pixels correspondentes à localização do IAG e LCB/USP e registradas diretamente pelos geotermômetros dessas respectivas estações meteorológicas são demonstradas na Tabela 2.

Data	TS (oC)	TS (oC)	TS (oC)	TS (oC)	TS (oC)	TS (oC)
(2019)	IAG/USP	IAG/USP	IAG/USP	LCB/USP	LCB/USP	LCB/USP
	Registrada	Modelo1	Modelo 2	Registrada	Modelo 1	Modelo 2
21/01	33,6	28,2	27,0	28,4	30,1	30,4
26/03	40,8	27,0	22,2	23,8	28,3	23,8
14/06	23,0	23,4	18,4	20,3	24,6	19,9
30/06	30,0	22,7	17,0	18,5	24,0	20,0
01/08	30,0	21,7	16,4	18,7	23,3	18,6
17/08	32,0	20,3	17,4	19,2	25,3	20,0
18/09	38,0	26,4	26,3	24,9	32,3	28,3
04/10	27,0	28,5	24,3	23,2	31,9	27,9
21/11	38,0	29,7	26,1	27,1	32,8	29,9
07/12	31,0	28,7	24,2	23,9	30,8	26,7

Tabela 2 – Temperatura de Superfície (TS) registrada pelos geotermômetros das estações meteorológicas do IAG e LCB/USI	Рe
estimada pelos modelos 1 e 2.	

É possível verificar que as TS registradas pelo geotermômetro do IAG/USP foram menores que as estimadas pelos modelos 1 e 2 em todas as datas. As exceções ocorreram em 14/06 e 04/10/2019 onde o valor registrado pelo geotermômetro foi 0,4oC e 1,5 oC menor, respectivamente que os estimados pelo modelo 1.



Em relação aos dados do LCB/USP os resultados demonstram temperaturas de superfície menos elevadas registradas em todas as datas em comparação aos dados estimados. Somente em 26/03/2019 a TS registrada pelo geotermômetro foi exatamente a mesma que a estimada pelo modelo 2. As diferenças entre os valores medidos no LCB e estimados também foram menores quando comparadas aos registrados no IAG e determinados pelos modelos adotados.

Na tabela 3 é possível verificar os valores dos coeficientes de correlação obtidos entre os dados de temperatura de superfície registrados pelos geotermômetros (LCB e IAG/USP) e estimados por geotecnologias por meio dos modelos 1 e 2.

 Tabela 3 – Matriz com coeficientes de correlação de Pearson (r) determinados entre os valores registrados pelos geotermômetros do IAG e LCB/USP e estimados pelos modelos 1 e 2.

	Modelo (1)	Modelo (2)			
IAG/USP	r = 0,3	r = 0,8			
LCB/USP	r = 0,4	r = 0,9			

O coeficiente de correlação de Pearson entre a TS registrada pelo geotermômetro do LCB/USP e estimada pelo modelo 1 foi forte (r = 0,8) e com o modelo 2 foi muito forte (r = 0,9). Em relação aos valores de TS registrados pelo geotermômetro do IAG/USP e estimado via dados orbitais a correlação foi fraca (r = 0,3) com o modelo 1 e moderada com o modelo 2 (r = 0,4).

A variabilidade observada nos valores de TS estimados e medidos está relacionada, dentre outros fatores, pela diferença de escala espacial dos dois métodos. A medida determinada pelo canal termal do sistema sensor é relativa à sua resolução espacial, ou seja, a temperatura de superfície é referente a uma área enquanto que a registrada pelo geotermômetro é de um ponto.

Em termos práticos, o valor da temperatura de superfície estimada via dados orbitais nesse trabalho é de uma área de 900m2 devido à resolução espacial do pixel (30m reamostrados) da banda 10 do Landsat 8. Com isso, a temperatura estimada por esse canal termal sobre o local onde o geotermômetro está instalado terá um valor condizente com a ocupação majoritária do solo desse espaço. Essa diferenciação espacial (areal e local) e a predominância no uso do solo explicam os coeficientes de correlação obtidos entre os valores estimados e registrados nesse trabalho (tabelas 2 e 3). O geotermômetro do LCB está disposto em uma parcela do solo coberta por gramíneas e o dado estimado sobre essa área da estação meteorológica é de um espaço coberta por vegetação do campus da cidade universitária (USP), ou seja, tanto o geotermômetro quanto o sensor estão registrando temperatura de superfície sobre locais constituídos com a mesma propriedade térmica. Assim os valores de TS obtidos são menos discrepantes e a correlação entre os dados foi considerada forte (0,8) e muito forte (0,9).



No IAG a situação é a oposta. O geotermômetro está em uma parcela de solo exposto e a área majoritária de ocupação identificada pelo sensor sobre o local onde está o equipamento de medida da TS é de um espaço densamente vegetado. Com isso, os valores de TS registrados pelo geotermômetro foram mais elevados que os estimados pelos dados orbitais em oito das dez datas analisadas. Consequentemente, a correlação entre esses dados estimados e registrados foi fraca e moderada. Na figura 4 é possível observar esse contexto espacial do uso do solo, majoritariamente formado por vegetação de porte arbóreo, onde estão localizados os geotermômetros do IAG e LCB da USP.

Wanderley et al. (2015) em estudo comparativo no interior do Estado de SP entre a TS estimada por dados orbitais e registrada por termômetros instalados em torres micrometeorológicas acima do dossel de vegetação do Cerrado, cultivo de eucalipto e cana de açúcar encontraram esse mesmo conflito de escalas espaciais. Para os autores a resolução espacial do sensor remoto sofre influência de áreas vizinhas e superestimam os subestimam os valores registrados pontualmente.

CONCLUSÃO

Por meio de dados meteorológicos, de sensoriamento remoto, técnicas de geoprocessamento, modelos matemáticos e análise estatística foi possível estimar a temperatura de superfície de parte da região metropolitana de São Paulo em dez meses do ano de 2019 e comparar alguns desses valores com os dados obtidos diretamente em geotermômetros de duas estações meteorológicas da capital paulista.

Os dois modelos matemáticos adotados para o estudo indicaram um padrão de distribuição espacial da temperatura de superfície semelhante, a saber: valores menores e intermediários no oeste, noroeste e em partes do sul e mais elevados dispostos no leste, sudeste e nordeste da área de estudo. Mesmo com a relativa igualdade na distribuição espacial dos dados, o modelo 1 (modelo de algoritmo desenvolvido para dados orbitais do Landsat 8) apresentou na maioria dos meses, temperatura de superfície máxima, mínima e amplitude térmica maior que o as estimadas pelo modelo 2 (modelo de correção atmosférica da radiância térmica).

Os dados registrados pelo geotermômetro do LCB/USP apresentaram coeficiente de correlação muito forte (r = 0,9) com o modelo de correção atmosférica da radiância térmica (modelo 2) e forte (r = 0,8) com o modelo de algoritmo desenvolvido para dados orbitais do Landsat 8 (modelo 1). Isso ocorreu, dentre outros fatores, devido ao fato do equipamento do LCB (geotermômetro) e da banda termal do sistema sensor determinarem a temperatura de uma superfície com a mesma propriedade térmica (áreas vegetadas). Situação diferente foi observada em relação aos valores registrados pelo geotermômetro do IAG/USP e estimados via dados orbitais. O termômetro de superfície está disposto sobre uma parcela descoberta de solo



e a área identificada pelo canal espectral do sistema sensor sobre a local onde o geotermômetro está instalado é de um espaço com vegetação de porte arbóreo, ou seja, as propriedades térmicas e consequentemente a TS são distintas. Com isso, o coeficiente de correlação entre os dados registrados pelo termômetro de superfície foi fraco com o modelo 1 (r = 0,3) e moderado com o modelo 2 (r = 0,4).

O modelo de correção atmosférica da radiância térmica, por apresentar forte correlação com os valores registrados pelos geotermômetros, pode ser uma alternativa interessante para predizer temperaturas de superfícies na região metropolitana de São Paulo, desde que respeitadas as citadas limitações de escala espacial entre os dados estimados e medidos. Em contrapartida, o modelo de algoritmo desenvolvido para dados orbitais do Landsat 8, por usar valores específicos de emissividade de acordo com o índice de vegetação (NDVI), fornece maior detalhamento dos resultados de TS e de forma qualitativa pode ser útil para estudos em maior escala, sobretudo sobre o clima urbano.

Por fim, recomenda se uma atenção em relação ao uso do resultado quantitativo de TS obtidos por meio dos dados orbitais, independente do modelo de estimativa adotado na Região Metropolitana de São Paulo. Os valores de temperatura de superfície tendem a reproduzir as características térmicas majoritárias dos materiais que compõem o uso do solo no pixel correspondente à resolução espacial do canal do sensor. Com isso, esses valores podem ser superestimados os subestimados em relação aos dados pontuais registrados por geotermômetros. Uma análise sobre um possível conflito de escala espacial deve ser realizada previamente ao desenvolvimento de estudos dessa natureza, uma vez que os resultados estimados e registrados podem ser conflitantes e não representar a realidade da área de estudo.

REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G.; BASTIAANSSEN, W.; WATERS, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Surface energy balance algorithms for land (SEBAL), Idaho implementation Advanced training and user's manual, version 1.0, 2002.

ANANDABADU, D.; PURUSHOTHAMAN, B. M.; SURESH, B. S. Estimation of land surface temperature using Landsat 8 data. International Journal of Advance Research, Ideas and Innovations in Technology, 2018. 4(2), 177-186.

ATMOSPHERIC CORRECTION PARAMETER CALCULATOR - ACPC/NASA Disponível em: <u>https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/</u>. Acessado em 15 fev. 2020.

AVDAN, U.; JOVANOVSKA, G. Algorithm for automated mapping of land surface temperature using LANDSAT 8 satellite data. Journal of Sensors, v. 2016, 2016.

BARROS, H. R.; LOMBARDO, M. A. A ilha de calor urbana e o uso e cobertura do solo em São Paulo-SP. Geousp – Espaço e Tempo (Online), v. 20, n. 1, p. 160-177, 2016.

BARSI, J.A.; BARKER, J.L.; SCHOTT J.R. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. IGARSS03, 21-25 July 2003, Centre de Congres Pierre Baudis, Toulouse, France.

BARSI, J.A.; SCHOTT, J. R.; HOOK, S. J.; RAQUENO, N. G. MARKHAM, B. L. RADOCINSKI, R. G. Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration. **Remote Sensing**, vol. 6, no. 11, p. 11607–11626, 2014.



CHAVEZ JUNIOR, P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote sensing of environment**, 1988. 24(3), 459-479.

CORRÊA, P. B. SOUZA, R. A. F. D.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Estudo do fenômeno da ilha de calor na cidade de Manaus/AM: Um estudo a partir de dados de sensoriamento remoto, modelagem e estações meteorológicas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 2, p. 167-176, 2016.

BURROUGH, P.A. Principles of geographical information systems for land resources assessment. Oxford, England, Claredon Press, 1987. 193p.

CAMARA, G.; DAVIS, C. Por que Geoprocessamento? In: CAMARA, G. DAVIS, C.; MONTEIRO, A.M.V. (org.) Geoprocessamento: teoria e aplicação. São José dos Campos: INPE, 2000. p.1-5. Disponível em: < <u>http://mtc-m12.sid.inpe.br/sergio/2004/04.19.13.48/doc/cap1-introducao.pdf</u> >. Acesso em: 13 mar. 2020.

CHAKRABORTY, S. D.; KANT, Y.; MITRA, D. Assessment of land surface temperature and heat fluxes over Delhi using remote sensing data. Journal of environmental management, 2015.v. 148, p. 143-152.

DI PACE, F. T. SILVA, B. B. D.; SILVA, V. D. P.; SILVA, S. T. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 4, p. 385-392, 2008.

DUBREUIL V.; FANTE, K. P.; PLANCHON, O.; NETO, J. L. S. A. Os tipos de climas anuais no Brasil: uma aplicação da classificação de Köppen de 1961 a 2015. Confins. Revue franco-brésilienne de géographie/Revista franco-brasilera de geografia, n. 37, 2018.

EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S.A. - EMPLASA (2020). Disponível em <u>https://emplasa.sp.gov.br/RMSP</u>. Acesso em: 12 abr.

FLORENZANO, T. G. Iniciação em sensoriamento remoto. São Paulo: Oficina de Textos 2ª ed, 2007, 101p.

FUCKNER, M.A. Aplicação de Imagens ASTER no Estudo do Ambiente Urbano de São Paulo e Rio de Janeiro. 2007. 230 p. (INPE-15203-TDI/1303). **Dissertação** (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

HOUTE, T.; PIGEON, G. Mapping urban climate zones and quantifying climate behaviors—an application on Toulouse urban area (France). Environmental pollution, 2011. 159(8-9), 2180-2192.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE (2002). Mapa de Clima do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE. Disponível em: <u>https://mapas.ibge.gov.br/tematicos.html</u>. Acessado em: 03 abr. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE (2020). Pesquisa Nacional por Amostra de Domicílios Contínua Trimestral. Disponível em: <u>https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/pnadct/tabelas</u>. Acessado em: 25 mai. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Manual Técnico da Vegetação Brasileira. Rio de Janeiro: IBGE, 1992. 92p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. Normais Climatológicas do Brasil. Disponível em: <u>http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas</u>. Acessado em 28 fev. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. Banco de dados Meteorológicos. Disponível em: <u>https://bdmep.inmet.gov.br/</u>. Acessado em 14 fev. 2020.

LOGINOV, S. V.; IPPOLITOV, I. I.; KHARYTKINA, E. V. The relationship of surface air temperature, heat balance at the surface, and radiative balance at the top of atmosphere over the Asian territory of Russia using reanalysis and remote-sensing data. International Journal of Remote Sensing, 2014. 35(15), 5878-5898.

LOMBARDO, M.A. Ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo. São Paulo: Hucitec, 1985. 244p.



MALLICK, J.; SINGH, C. K.; SHASHTRI, S.; RAHMAN, A.; MUKHERJEE, S. Land surface emissivity retrieval based on moisture index from LANDSAT TM satellite data over heterogeneous surfaces of Delhi city. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2012. 19, 348-358.

MELESSE, A. M.; NANGIA, V. Estimation of spatially distributed surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields. **Hydrological Processes: An International Journal**, 2005.19(14), 2653-2670.

MENDONÇA, F; DUBREUIL, V. Termografia de superfície e temperatura do ar na RMC (região metropolitana de Curitiba/PR). **Raega - O** Espaço Geográfico em Análise. n. 9, p. 25-35, 2005.

MOREIRA, E. B. M.; & GALVINCIO, J. D. Espacialização das temperaturas à superfície na cidade do Recife, utilizando imagens TM– LANNDSAT 7. **Revista de Geografia** (Recife), 24 (3), 101-115, 2010.

MONTEIRO, C.A. de F. A dinâmica climática e as chuvas do estado de São Paulo: estudo em forma de atlas. São Paulo: USP/Igeo. 130p. 1993.

NASCIMENTO, A.C.L.; GALVANI, E.; GOBO, J. P. A.; WOLLMANN, C.A. Comparison between Air Temperature and Land Surface Temperature for the City of São Paulo, Brazil. **Atmosphere**, v. 13, n. 3, p. 491, 2022.

NICHOL, J.E. A GIS-based approach to microclimate monitoring in Singapore's high-rise housing estates. **Photogrammetric Engineering** & Remote Sensing, v.60, n. 10, p. 1225-1232, 1994.

OLIVEIRA, J.B. Solos do Estado de São Paulo: descrição das classes registradas no mapa pedológico. Boletim científico, v. 45, 1999.

PAVÃO, V. M.; QUERINO, C. A. S.; BENEDITTI, C. A.; PAVÃO, L. L.; SILVA, J. K. A. Q.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Variação espacial e temporal do saldo de radiação superficial em uma área do sul do Amazonas, Brasil. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, 2016. 37, 333-352.

PERROTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C; D'AGOSTINO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOEMS, S.D.; SACHS, L.L.B; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, G.V. **Mapa Geológico do estado de São Paulo, escala 1:750000**. Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM, São Paulo, 2005.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n.10, p.41-56, 1996.

ROUSE, J. W.; HAAS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. In: Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, 3, Washington, 1973. **Proceedings...**Whashington: NASA, 1974, v.1, p.309-317, 1973.

SILVA, J. P.; CANEPARO, S. C.; DE PAULA, E. V. Análise comparativa de dois métodos para obtenção da temperatura de superfície do aglomerado urbano da Região Metropolitana de Curitiba a partir do sensor TM/Landsat-5. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 14, n. 1, 2014.

SOUSA, S. B.; JÚNIOR, L. G. F. Relação entre temperatura de superfície terrestre, índices espectrais e classes de cobertura da terra no município de Goiânia (GO). **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 26, 2012.

STATHOPOULOU, M. CARTALIS, C. Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: an application to major cities in Greece. **Solar Energy**, vol. 81, n. 3, p. 358–368, 2007.

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. As unidades climáticas urbanas da cidade de São Paulo. Atlas Ambiental do Município de São Paulo. São Paulo, v. 400, 2000.

UNITED STATE GEOLOGICAL SERVEY – USGS - Earth Explorer. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 28 jan. 2020.

WANDERLEY, R.L.N.; ROCHA, H. R. R.; SILVA, J. M. S. FREITAS, H. C. F.; BRASÍLIO, E. M. S. B. Estimativa de temperatura de superfície e comparação com dados observados. **Anais** XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE. 5570 – 5577.



WANG, F.; QIN, Z.; SONG, C.; TU, L.; KARNIELI, A.; ZHAO, S. An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data. **Remote Sensing**, vol. 7, n. 4, p. 4268–4289, 2015.

ZHOU, D.; BONAFONI, S.; ZHANG, L.; WANG, R. Remote sensing of the urban heat island effect in a highly populated urban agglomeration area in East China. Science of the Total Environment, 2018. 628, 415-429.

AGRADECIMENTOS

O segundo autor agradece ao CNPq pela concessão da bolsa de Pesquisa e Produtividade nível 1D do

CNPq.