



Análisis de islas de calor urbano usando imágenes Landsat: caso de estudio Armenia-Colombia 1996-2018

Analysis of urban heat islands using Landsat images: case study Armenia-Colombia 1996-2018

SOTO-SOTO, José E. [1](#); GARZON-BARRERO, Julián [2](#) y JIMENEZ-CLEVES, Gonzalo [3](#)

Recibido: 06/08/2019 • Aprobado: 27/02/2020 • Publicado 12/03/2020

Contenido

[1. Introducción](#)

[2. Metodología](#)

[3. Resultados](#)

[4. Conclusiones](#)

[Referencias bibliográficas](#)

RESUMEN:

El cambio en el uso del suelo y el crecimiento urbano han activado el fenómeno de Islas de Calor Urbano, que es la acumulación de calor debido a propiedades térmicas de los materiales de construcción causando aumento de la temperatura urbana. El objetivo de este estudio fue caracterizar este fenómeno, y detectar su relación con la pérdida de vegetación en una ciudad colombiana usando imágenes Landsat. Se usaron técnicas de discriminación de coberturas, y un algoritmo mono-canal que corrigió la temperatura de brillo. Finalmente, se utilizó la técnica de regresión para obtener la correlación entre temperatura y vegetación. Se concluyó que existe interdependencia lineal dado que su coeficiente fue negativo.

Palabras clave: Temperatura superficial terrestre, índice de vegetación, isla de calor urbano, emisividad.

ABSTRACT:

The change in land use and urban growth have activated the phenomenon of Urban Heat Islands, which is the accumulation of heat due to thermal properties of building materials causing an increase in urban temperature. The objective of this study was to characterize this phenomenon, and to detect its relationship with the loss of vegetation in a Colombian city using Landsat images. Coverage discrimination techniques were used, and a mono-channel algorithm that corrected the brightness temperature. Finally, the regression technique was used to obtain the correlation between temperature and vegetation. It was concluded that there is linear interdependence since its coefficient was negative.

Keywords: Land surface temperature, vegetation index, urban heat island, emissivity

1. Introducción

En la última década la trascendencia ambiental, cultural, social, política y económica del fenómeno urbano ha llamado fuertemente la atención de las ciencias geográficas. Los procesos migratorios hacia las capitales, la concentración de la población y su ocupación espacial sobre el territorio hacen que la condición natural se vea modificada drásticamente con obras de infraestructura y elementos que satisfacen las necesidades de la población, esta acción modificadora hace que las ciudades tengan la propiedad de generar sus propias condiciones medioambientales (Sepúlveda, 2006). Según (IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007), la evidencia científica atribuye al ser humano la existencia del fenómeno del *Cambio Climático*; siendo mayor este cambio en las ciudades, pues la cubierta natural está siendo modificada de manera drástica

creando nuevos usos del suelo para adaptarlos a la creciente sociedad ávida de espacio y recursos. Las Islas de calor Urbano (UHI) se definen como el aumento de la temperatura de la ciudad respecto a su entorno rural, este fenómeno tiene implicaciones directas en la calidad del aire, salud pública y planeación urbana (EPA. Environmental Protection Agency, 2008). La capacidad de absorción de calor que poseen las edificaciones y el concreto durante el día, y su lenta irradiación nocturna son las variables más fuertes que determinan la anomalía térmica de la ciudad, por ello las UHI se identifican como temas centrales cuando se habla de mitigación y adaptación ante el *Cambio Climático* desde la perspectiva urbana (Villanueva, Ranfla, & Quintanilla, 2013). Los satélites de observación terrestre han permitido a los científicos tener una visión global de este fenómeno a través de la captura de datos climáticos, recopilados durante muchos años a escala global, revelando las señales del *Cambio Climático*.

Según (IDEAM. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, 2010) en Colombia la temperatura promedio entre 1980 y 2011 ha tenido un incremento de 0,20°C por década. Los datos nacionales de la temperatura del aire en superficie revelan tendencias crecientes de 0,8°C cada 25 años en la temperatura media, y 1,0°C cada 25 años en temperatura mínima. Estas tendencias son consideradas mayores que las tendencias globales porque además incluyen los efectos locales de procesos de urbanización, industrialización, deforestación, y crecimiento poblacional.

Los cambios en la geometría de la superficie terrestre que se producen por los procesos de ocupación espacial del territorio, modifican la circulación de los vientos a nivel superficial (Chen & Wong, 2006). El fenómeno de urbanización produce obstáculos que canalizan los vientos, aumentan la pérdida de permeabilidad de los suelos debido a las moles de concreto que generan reducción e incluso supresión de la evotranspiración y así mismo, de la capacidad de enfriamiento del aire mediante calor latente (Yuan & Bauer, 2007). El crecimiento urbano altera las condiciones climáticas a través de los aumentos de temperaturas del aire y emisiones de superficie, lo cual favorece la generación de las UHI. De manera general la caracterización del fenómeno de UHI depende de una red de estaciones hidroclimáticas que permiten modelar los cambios atmosféricos sobre el medio urbano (EPA. Environmental Protection Agency, 2008). En muchas ciudades colombianas el uso de dichas estaciones es escaso, debido a la insuficiencia de las redes y el costo de los instrumentos necesarios para su detección. Sin embargo, la utilización de técnicas de sensores remotos brinda la posibilidad para el análisis de la temperatura superficial, la estimación de islas térmicas y la extensión espacial e intensidad del fenómeno (Voogt & Oke, 2003).

En el caso del Municipio de Armenia, para el año 2012 el porcentaje de población dentro del perímetro urbano es del 97,2%, lo que indica que solo el 2,8% de la población habitaba zonas rurales (**Departamento Administrativo de Planeación Municipal Armenia, 2012**). La expansión que muestra la ocupación del territorio urbano de la ciudad de Armenia ha sido particularmente intensa en la última década, de forma coincidente, es en este periodo durante el cual se ha detectado un incremento en la temperatura promedio; ésta es una evidente manifestación de las transformaciones ambientales que experimenta la ciudad.

Con el ánimo de contribuir al desarrollo de proyectos de planificación urbana sostenibles de la ciudad, se hace necesario identificar y cuantificar la pérdida de vegetación en los últimos 30 años, tanto en la zona urbana como en la perimetral, caracterizando los enlaces entre la respuesta térmica de la cobertura causada por el cambio de uso del suelo y las UHI.

La temperatura de la superficie terrestre es un importante indicador del balance energético en los climas urbanos y sus zonas circundantes, el fenómeno masivo de urbanización transformó el paisaje natural de la *piel de la tierra* de zonas con vegetación a superficies impermeables, esta pérdida de variables biofísicas como la vegetación, la permeabilidad de los suelos y el albedo provocan la aparición del fenómeno conocido como UHI.

Los índices de vegetación son transformaciones matemáticas de bandas que combinan las propiedades de las reflectancias medidas en dos o más longitudes de onda maximizando la contribución en la respuesta espectral de la superficie mientras minimizan la incidencia de factores distorsionantes como el suelo, irradiancia solar y atmósfera. Estos índices han sido ampliamente usados por distintos investigadores para determinar características específicas de la vegetación y cambios en los patrones de las cubiertas vegetales Glenn et al.,(2018) Glenn et al., (2008) (Glenn, Huete, Nagler, & Nelson, 2008), (Viña, Gitelson, Nguy-Robertson, & Peng, 2011) (Ke, Im, Lee, Gong, & Ryu, 2015), debido a su facilidad de cálculo han sido ampliamente usados como una herramienta no destructiva para la estimación de variables biofísicas (Broge & Mortensen, 2002). La vegetación en áreas urbanas representa el más alto factor de amortiguamiento del fenómeno de calentamiento de las ciudades; en la caracterización de las UHI es usual calcular diferentes

índices de vegetación, entre los más difundidos se encuentran Índice de Vegetación Diferencial Normalizado (NDVI), Índice de Vegetación Mejorado (EVI), e Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI).

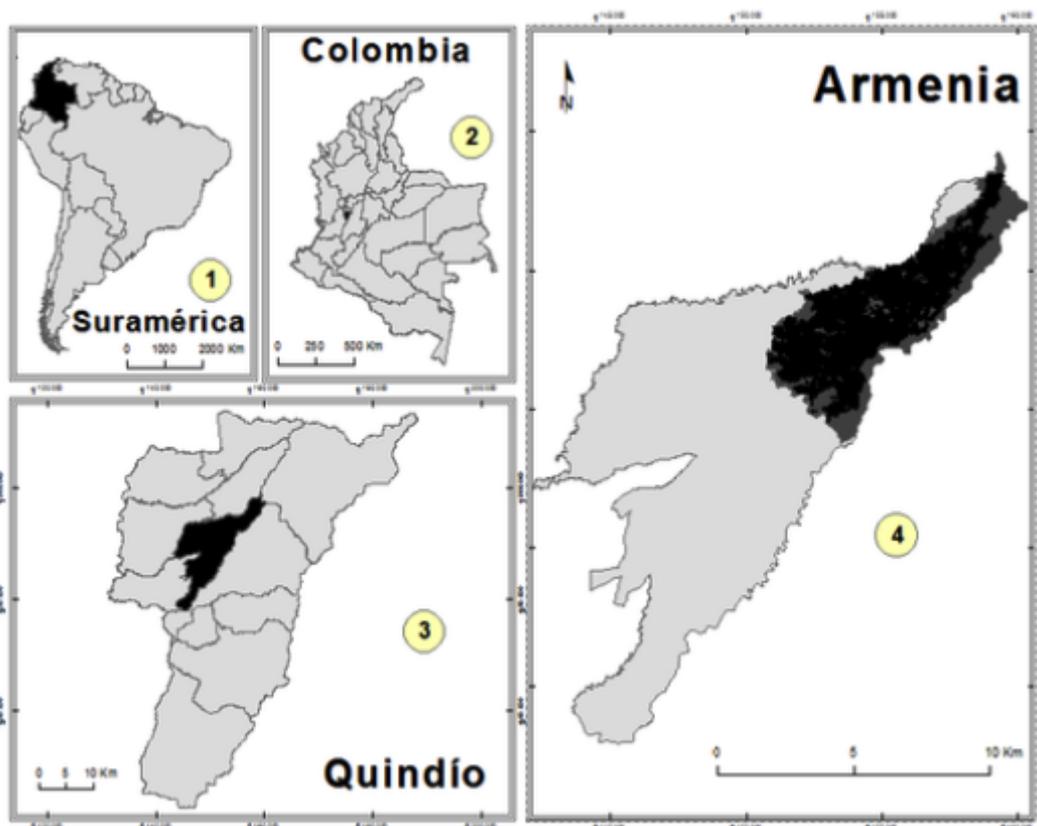
En el ámbito de la teledetección se han desarrollado diferentes algoritmos que permiten estimar la LST identificados en tres grandes grupos: *Single-Channel*, *Split-Window* y *Multi-Angle*. Los algoritmos *Single-Channel*, usan los valores de radiancia provenientes de un solo canal centrado en la región térmica del espectro para corregir la temperatura de brillo en la parte superior de la atmósfera (TOA) (Li, y otros, 2013), involucran correcciones atmosféricas que necesitan de información adicional como la temperatura superficial, el vapor de agua contenido en la atmósfera y la emisividad de la superficie. De acuerdo con (Schädlich, Göttsche, & Olesen, 2001) al asumir un valor constante de emisividad de 0,975 con el uso de estos algoritmos se producen errores en la estimación de LST de 2°K. Los algoritmos *Split-Window* usan absorción diferencial entre dos canales distintos dentro de la misma ventana para eliminar la influencia atmosférica, la atenuación de la radiancia (o temperatura de brillo) es proporcional a la diferencia entre las radiancias (o temperaturas) debido a la absorción atmosférica, la medición se hace de manera simultánea entre dos bandas distintas y por tanto cada una de ellas está sujeta a una absorción diferente (Jiménez-Muñoz & Sobrino, 2009). Estos modelos calculan la LST como una combinación lineal de dos temperaturas de brillo. Los métodos *Multi-Angle* son basados en el modelo *Split-Window*, usan la técnica de absorción atmosférica diferencial debido a los distintos gradientes angulares de los sensores, ya que el objeto es observado desde diferentes ángulos en un mismo canal (Sobrino, Li, Stoll, & Becker, 1996). Según (Sobrino & Jiménez-Muñoz, 2005) aunque este método produce mejores resultados que *Split-Window* presenta grandes dificultades en la práctica cuando se aplica a datos satelitales.

2. Metodología

2.1. Área de estudio

Armenia hace parte del Eje Cafetero y está situada al Occidente de la República de Colombia en el Departamento del Quindío a 290 Km hacia el sur occidente de la Capital nacional (Bogotá). Se encuentra cerca de la Cordillera Central, a 35 Km del Alto de La Línea, su posición geográfica es 4°31'55"N de Latitud y 75°40'21"W de Longitud, con una altura de 1.483 msnm y una población de 293.614 habitantes en una superficie de 122 Km², su clima es fresco con temperatura media del aire de 20° C. tradicionalmente se identifican dos temporadas de lluvias que van de marzo a mayo y de septiembre a noviembre, mientras que el resto de meses son más cálidos llegando la temperatura a valores medios de 24° C.

Figura 1
Zona de estudio



2.2. Datos

En este estudio los datos primarios se obtuvieron de los sensores multi-espectrales TM de Landsat 5 y OLI/TIRS de Landsat 8; estas imágenes se encuentran georreferenciadas al sistema UTM, además poseen correcciones geométricas y radiométricas a nivel de procesamiento 1G; las escenas se encuentran codificadas como 009-057 (path y row) y se adquirieron del servidor del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), disponibles en: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

Tabla 1
Identificación de las imágenes disponibles para el estudio.

| Fecha | Sensor | ID |
|----------------|--------------------|-----------------------|
| 18-agosto-1996 | Landsat 5 TM | LT50090571996231XXX01 |
| 31-agosto-2018 | Landsat 8 OLI/TIRS | LC80090572018243LGN00 |

2.3. Calibración radiométrica

En las imágenes satelitales, cada celda se representa como un número digital (ND), y no permiten de manera directa calcular alguna variable biofísica, por tanto, estos valores crudos tendrán que transformarse a medidas físicas en términos de radiancia y posteriormente reflectancia. Según (Chander, Helder, & Markham, 2009) la radiancia y reflectancia aparente se calculan así:

$$L_{\lambda} = G_{\text{rescale}} \cdot Q_{\text{cal}} + B_{\text{rescale}} \quad (1)$$

donde, L_{λ} es la radiancia espectral, $G_{\text{rescale}} = (L_{\text{MAX}\lambda} - L_{\text{MIN}\lambda}) / (Q_{\text{cal max}} - Q_{\text{cal min}})$; $B_{\text{rescale}} = L_{\text{MIN}\lambda} - (L_{\text{MAX}\lambda} - L_{\text{MIN}\lambda}) / (Q_{\text{cal max}} - Q_{\text{cal min}}) \cdot Q_{\text{cal min}}$; Q_{cal} es el valor cuantificado del pixel calibrado; $Q_{\text{cal min}}$, $Q_{\text{cal max}}$ son los valores máximo y mínimo cuantificados del pixel calibrado, $L_{\text{MIN}\lambda}$ y $L_{\text{MAX}\lambda}$ son la radiancia espectral escalada a $[\text{W}/\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}]$.

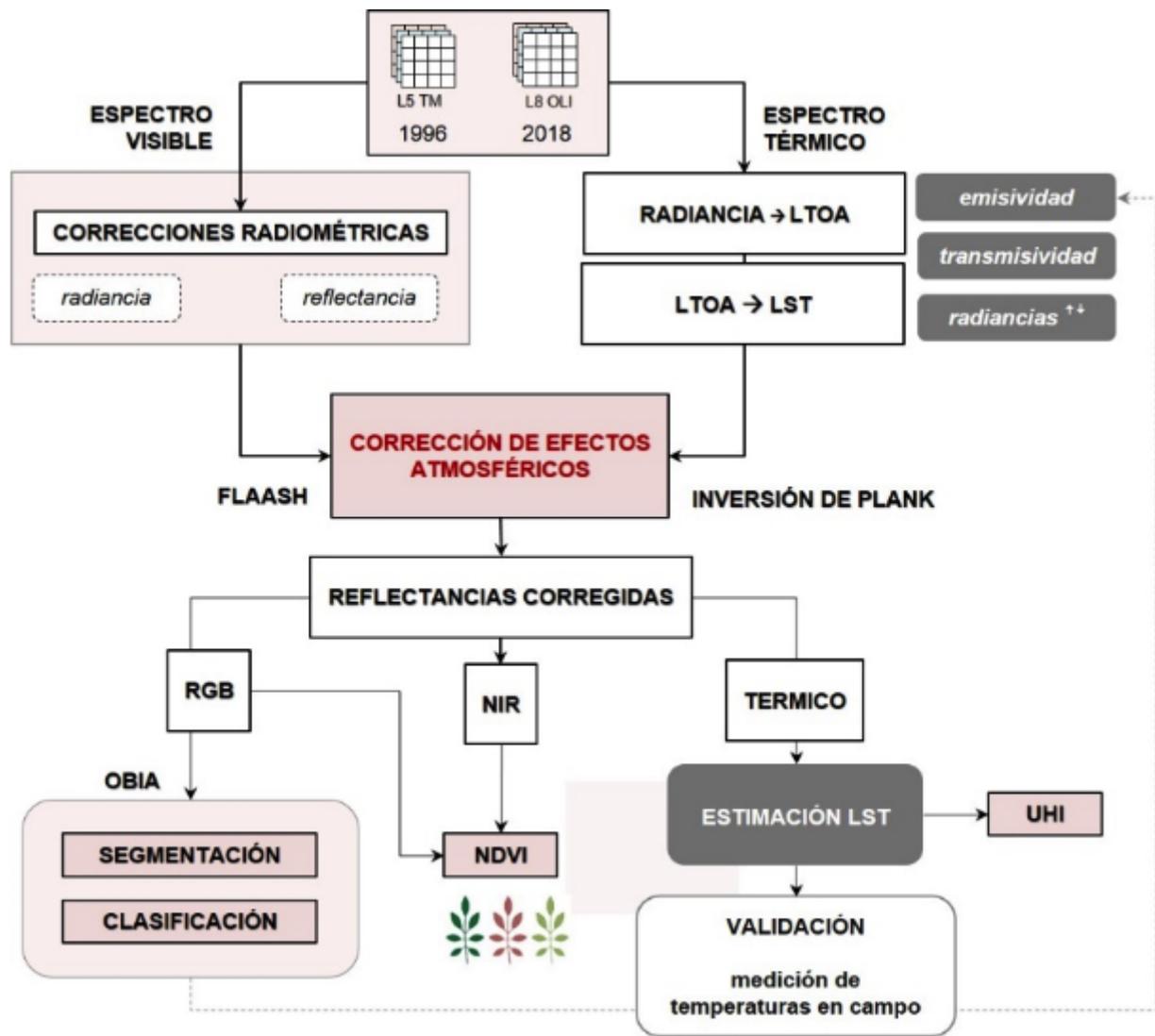
$$\rho_{\lambda} = (\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2) / (ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta_s) \quad (2)$$

donde, ρ_{λ} es la reflectancia espectral aparente; d es la distancia tierra-sol; $ESUN_{\lambda}$ es la irradiancia solar; θ_s es el ángulo cenital solar (90-ángulo elevación solar).

2.4. Reflectancias corregidas

Para corregir los efectos causados por la atmósfera se debe conocer la cantidad de vapor de agua, distribución de aerosoles y visibilidad de la escena, dado que las mediciones directas de estas variables pocas veces se tienen disponibles, existen algoritmos que las infieren a partir de los valores de radiancia (ENVI, 2009). Con el objetivo de eliminar el efecto de los aerosoles y la radiancia intrínseca producto de la interacción sensor-atmósfera, se utilizó el módulo Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH) de ENVI.

Figura 2
Flujo metodológico



Dado que el entorno térmico urbano está asociado con la reducción de evapotranspiración de la cobertura vegetal, el NDVI permite caracterizar la temperatura radiante de la superficie. Luego de tener las reflectancias corregidas se hizo la composición de bandas para obtener el NDVI calculado como la diferencia normalizada entre las reflectancias corregidas de las bandas roja e infrarroja a través del modelo:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad (3)$$

donde, ρ_{NIR} y ρ_{RED} son las reflectancias corregidas del infrarrojo cercano y el rojo respectivamente.

2.5. Cálculo temperatura superficial terrestre

Para corregir efectos atmosféricos en el espectro térmico se aplicó el algoritmo desarrollado por (Barsi, Schott, Palluconi, & Hook, 2005) basado en el modelo de transferencia radiativa que calcula la radiancia espectral en el tope de la atmósfera L_{TOA} .

$$L_{TOA} = \tau \cdot \varepsilon \cdot L_T + L_u + \tau \cdot (1 - \varepsilon) \cdot L_d \quad (4)$$

donde τ es la transmitancia, ε es la emisividad que depende de la cobertura, L_T es la radiancia en el espectro térmico, L_u y L_d son las radiancias ascendente y descendente. Los valores τ , L_u y L_d se obtuvieron a través del corrector de efectos atmosféricos online de (Barsi, Barker, & Schott, 2003) recuperados desde <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>

Los valores de emisividad fueron tomados de librerías usadas por distintos autores que realizaron mediciones de campo para obtenerlas:

Tabla 2
Emisividades de
diferentes coberturas.

| Cobertura | | Fuente |
|-----------------------------------|-------|---|
| agua | 0,991 | Librerías espectrales ASTER |
| construcción | 0,962 | Librerías espectrales ASTER |
| bosque | 0,986 | Librerías espectrales ASTER |
| Cultivos y parcelas | 0,971 | (Gong, y otros, 2019) |
| vegetación escasa | 0,957 | (Tathopoulou, Cartalis, & Petrakis, 2007) |
| Suelo desnudo | 0,971 | (Skoković, y otros, 2014) |
| Suburbano medianamente construido | 0,957 | (Tathopoulou, Cartalis, & Petrakis, 2007) |

Para asociar los valores de emisividad a las diferentes coberturas, se hizo un análisis de imágenes basado en objetos (OBIA) que opera bajo dos principios básicos: segmentación y clasificación, el primero es el más complejo, segrega la imagen en función de su escala, forma y compacidad, agrupando píxeles para formar objetos, el segundo utiliza áreas de entrenamiento claramente definidas aplicando estadísticas para agrupar por área, color, textura y forma. En términos generales el mejor consejo es ensayo y error, experimentando con la escala, forma y compacidad para obtener objetos que se logren discriminar a la mayor escala posible.

Finalmente, para transformar la radiancia a temperatura superficial terrestre LST se utilizó inversión de la ecuación de Planck.

$$LST = \left(\frac{K_2}{\ln \left(\frac{K_1}{L_{TOA}} + 1 \right)} \right) - 273,15 \quad (5)$$

donde, L_{TOA} es la radiancia espectral en el tope de la atmósfera, K_1 , y K_2 son las constantes de calibración del sensor $K_{1L5} = 607,76$, $K_{2L5} = 1260,56$, $K_{1L8} = 774,89$, $K_{2L8} = 1321,08$

La intensidad de la isla de calor urbano se calculó con el modelo propuesto por (Hardy & Nel, 2015), restando la temperatura media de la cobertura no urbanizada de cada una de las otras coberturas del suelo.

$$\Delta T_{u-r} = T_u - T_r \quad (6)$$

2.6. Validación

Se ensamblaron 30 termómetros con el sensor digital de temperatura DS18B20 cuya desviación estándar es $\pm 0,5^\circ C$, equipado con una sonda sensible que permite contacto directo con la superficie radiante. Estos dispositivos se calibraron con un termómetro patrón a través de cinco observaciones a temperaturas de 20, 30 y 40° C, y se dispusieron en distintas coberturas del área de estudio, registrando su valor promedio 5 minutos antes y después del paso del sensor registrado en los metadatos de la imagen.

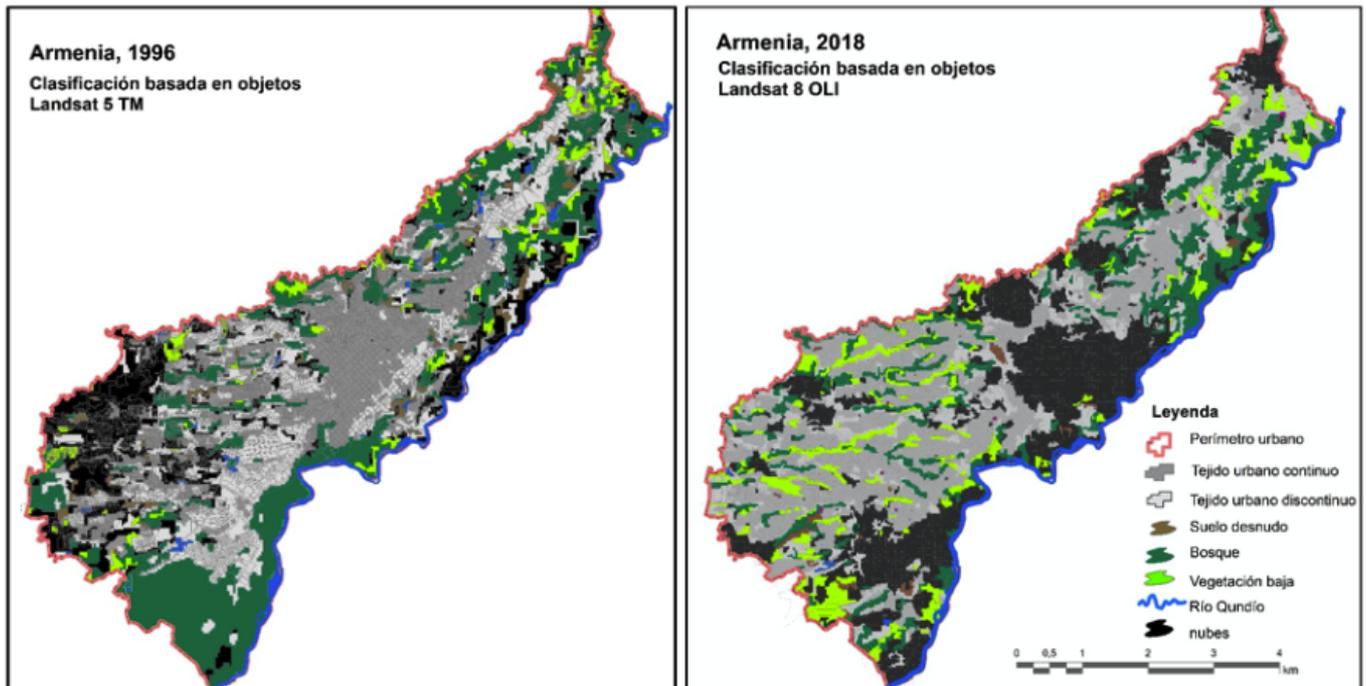
Figura 3
Distribución de termómetros

| | | | | | | | general | productor |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------------|------------------|
| 1 | 5535 | 0 | 230 | 30 | 0 | 0 | 5795 | 95,51% |
| 2 | 874 | 2323 | 15 | 39 | 0 | 0 | 3251 | 71,45% |
| 3 | 0 | 0 | 3566 | 364 | 230 | 231 | 4391 | 81,21% |
| 4 | 721 | 0 | 451 | 4726 | 0 | 350 | 6248 | 75,64% |
| 5 | 0 | 965 | 0 | 0 | 3754 | 0 | 4719 | 79,55% |
| 6 | 0 | 270 | 143 | 154 | 0 | 4588 | 5155 | 89,00% |
| total | 7130 | 3558 | 4405 | 5313 | 3984 | 5169 | 29559 | |
| exactitud usuario | 77,63% | 65,29% | 80,95% | 88,95% | 94,23% | 88,76% | | |

1: agua, 2: vegetación baja, 3: bosques, 4: tierras eriales,
5: tejido urbano continuo, 6: tejido urbano discontinuo

Se obtuvieron precisiones generales del 71,7% y el 82,9% en las clasificaciones de 1996 y 2018 respectivamente, e índices Kappa de 0,66 y 0,79 lo que sugiere un nivel de concordancia considerable.

Figura 4
Mapas coberturas terrestres 1996 - 2018



(a)

(b)

Para corregir efectos atmosféricos en el espectro térmico se aplicó el algoritmo desarrollado por (Barsi, Schott, Palluconi, & Hook, 2005) basado en el modelo de transferencia radiativa que calcula la radiancia espectral en el tope de la atmósfera L_{TOA} .

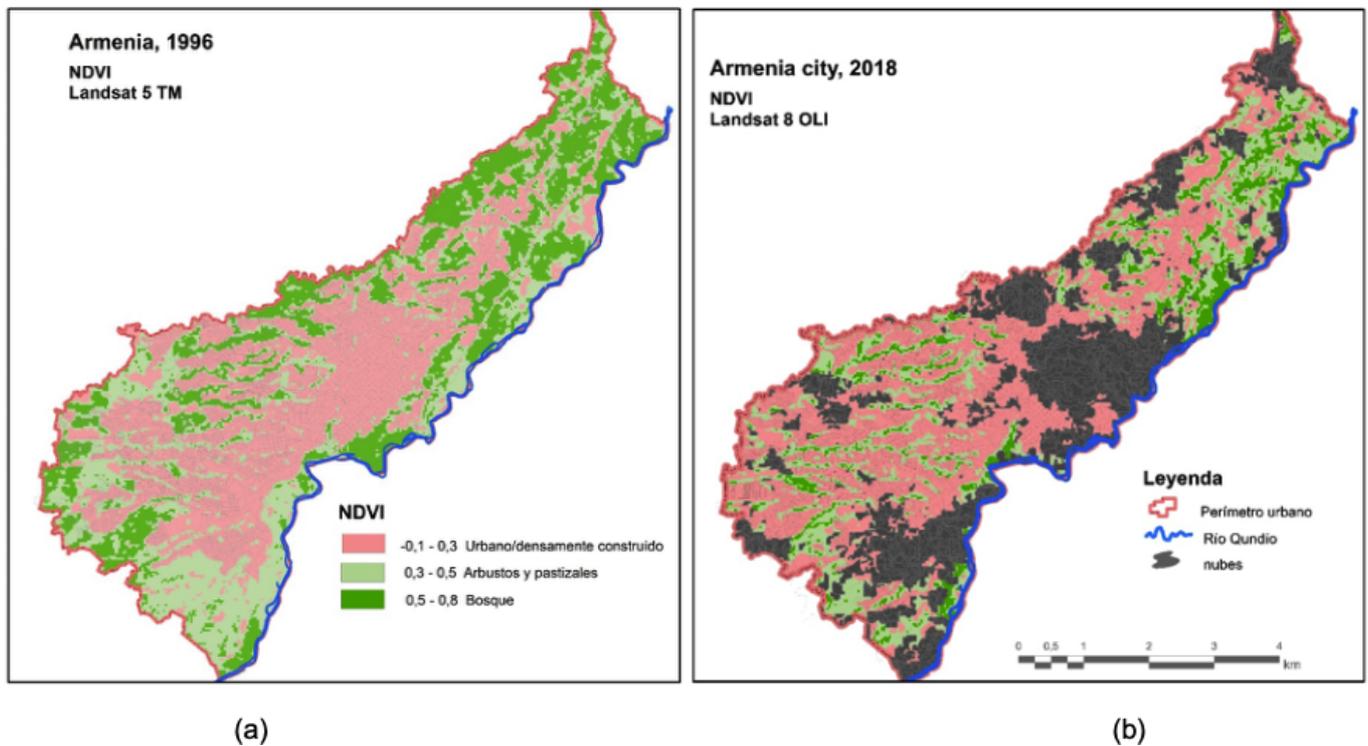
$$L_{TOA} = \tau \cdot \varepsilon \cdot L_T + L_u + \tau \cdot (1 - \varepsilon) \cdot L_d \quad (4)$$

donde τ es la transmitancia, ε es la emisividad que depende de la cobertura, L_T es la radiancia en el espectro térmico, L_u y L_d son las radiancias ascendente y descendente. Los valores τ , L_u y L_d se obtuvieron a través del corrector de efectos atmosféricos online de (Barsi, Barker, & Schott, 2003) recuperados desde <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>

Los valores de emisividad fueron tomados de librerías usadas por distintos autores que realizaron mediciones de campo para obtenerlas:

Luego de hacer la calibración radiométrica a través de las ecuaciones 1 y 2 a las bandas visibles e infrarrojo cercano, se aplicó el modelo de corrección de efectos atmosféricos FLAASH y la ecuación 3 para obtener los mapas de NDVI en las dos escenas.

Figura 5
Mapas NDVI 1996 - 2018



También se hizo el cálculo de LST a través de las ecuaciones 4 y 5. Debido al alto porcentaje de nubosidad no se contó con el registro en campo de todos los termómetros dispuestos para la validación de temperaturas, se obtuvieron datos de 16 termómetros mostrados en la Tabla 5. Luego de hacer regresión lineal entre los valores se obtuvo un R^2 de 0,55 y la ecuación de ajuste $y=0,393x+17,527$ que se aplicó a la imagen L8 obteniendo el modelo ajustado de temperaturas de la Figura 6.

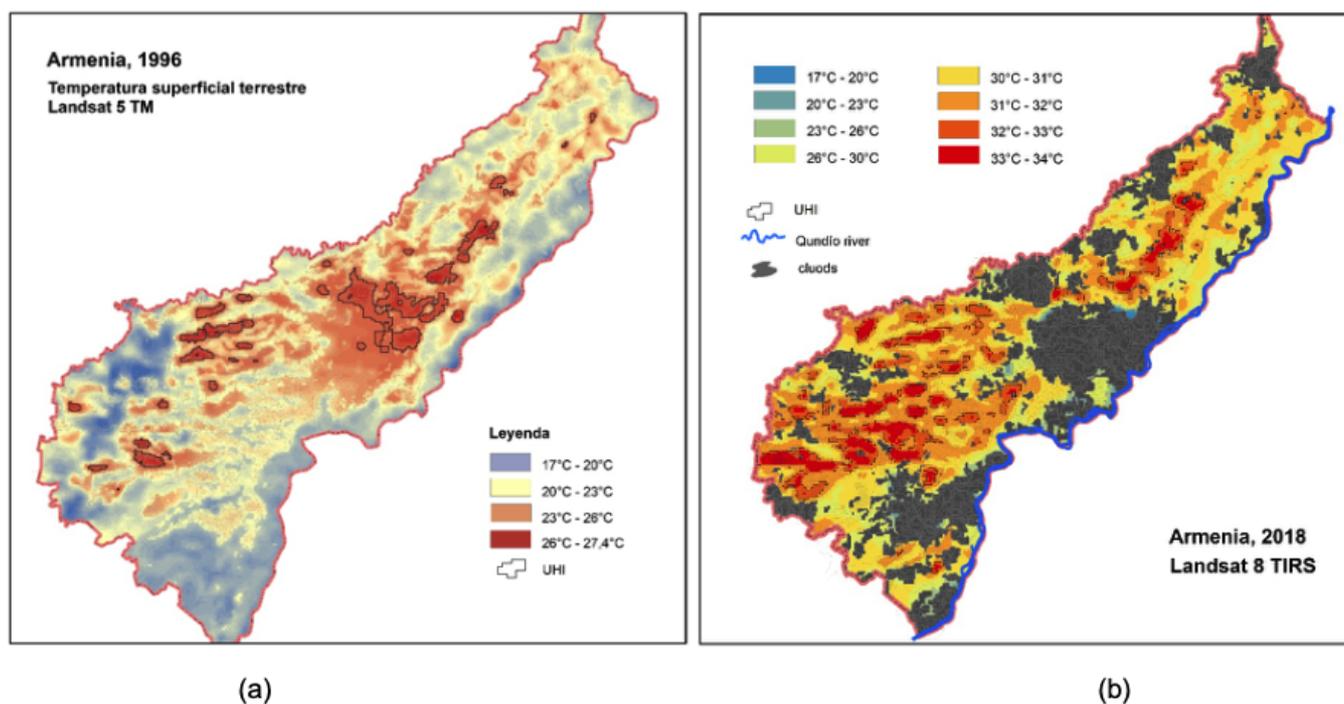
Tabla 5
Diferencias entre temperaturas calculadas y medidas en campo

| LST imagen ° C | LST terreno ° C | Diferencia ° C |
|----------------|-----------------|----------------|
| 24,38 | 26,53 | -2,15 |
| 30,81 | 28,49 | 2,32 |
| 26,00 | 28,40 | -2,39 |

| | | |
|-------|-------|-------|
| 27,43 | 28,96 | -1,53 |
| 26,54 | 27,90 | -1,36 |
| 34,24 | 31,13 | 3,10 |
| 24,76 | 26,61 | -1,84 |
| 27,93 | 27,17 | 0,75 |
| 24,37 | 27,43 | -3,06 |
| 32,77 | 29,12 | 3,64 |
| 24,31 | 26,66 | -2,35 |
| 30,59 | 28,20 | 2,39 |
| 33,73 | 30,52 | 3,20 |
| 33,76 | 31,07 | 2,68 |
| 26,93 | 29,52 | -2,58 |

Se obtuvo la detección de las UHI aplicando la ecuación 6 en las imágenes L5 y L8 y se delimitó en polígonos como se evidencia en la Figura 6.

Figura 6
Mapas LST 1996 - 2018

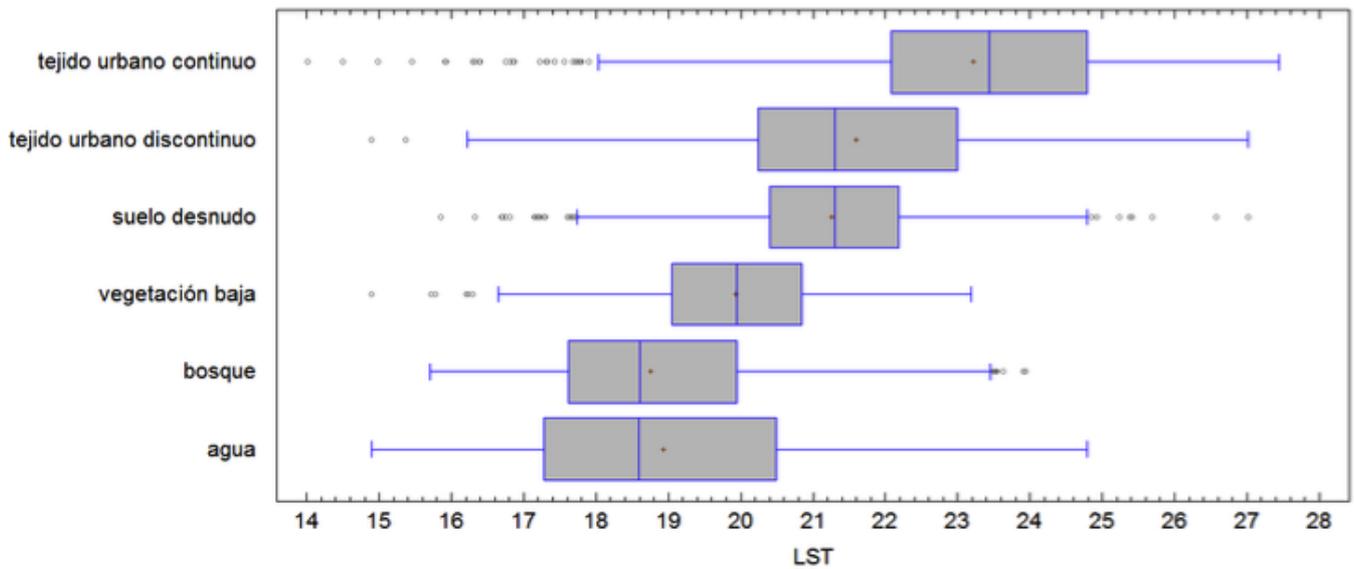


Se calculó el coeficiente de correlación entre LST y NDVI para las dos imágenes, se obtuvo correlación lineal inversa en ambas, para 1996 de -0,67, y para 2018 de -0,60.

Para comprender mejor la relación entre LST y cobertura del suelo para la escena de 1996 se utilizaron herramientas SIG en la obtención de valores de temperatura para cada cobertura y se representaron a través del modelo de Caja y Bigotes señalados en la Figura 7, donde los límites de

la caja almacenan el 50% central de los valores de LST, la línea al interior señala la mediana de la temperatura y el signo + corresponde a su valor medio.

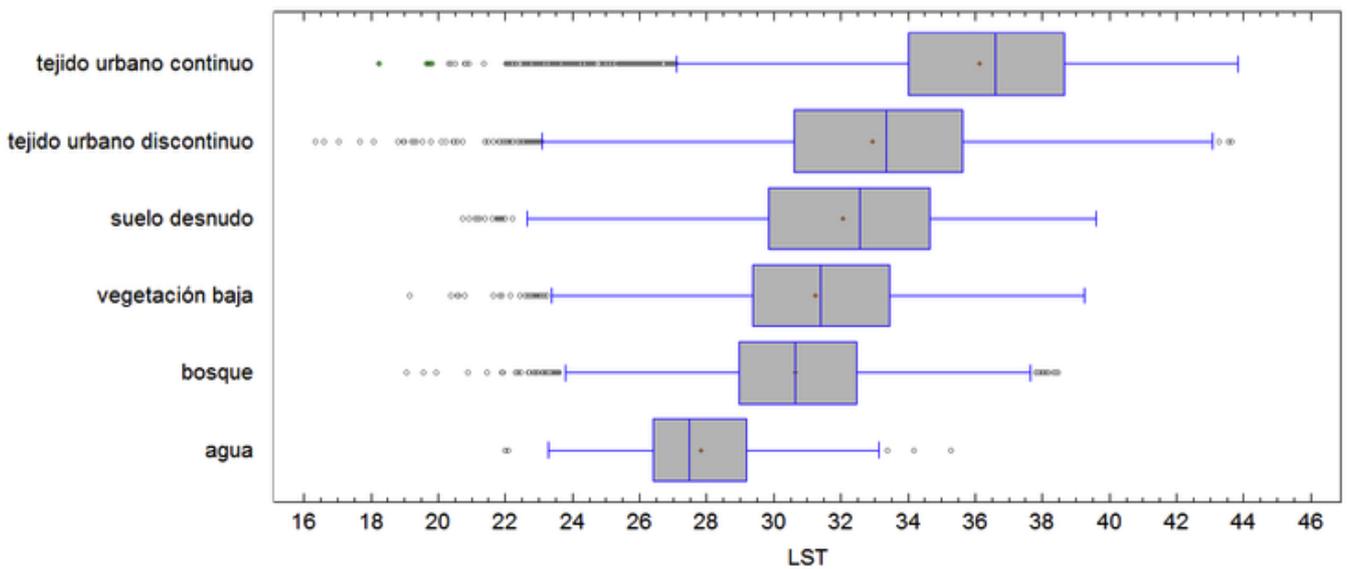
Figura 7
Relación LST/cobertura 1996



Las coberturas de *tejido urbano continuo* y *discontinuo* presentaron los mayores valores de LST, el primero con valor medio de 23,2°C y el segundo 21,6°C indicando diferencia de 1,6°C. La temperatura en el *tejido urbano continuo* presentó una tendencia de sesgo hacia la izquierda y una cantidad importante de datos atípicos entre los 14 y 18°C. El *suelo desnudo* señaló temperatura media de 21,3°C coincidente con su mediana, lo cual sugiere normalidad en los datos, no obstante, existe presencia de datos atípicos entre 16 y 18°C al igual que entre 25 y 27°C. La *vegetación baja* indicó temperatura media de 20°C y marcó diferencia de 1,2°C respecto de la *vegetación boscosa* que señaló 18,8°C siendo la menor temperatura promedio con tendencia de sesgo a la derecha. Los *cuerpos de agua* mostraron temperatura media de 19°C.

Los valores de LST en la escena 2018 mostrados en la Figura 8 revelaron que la temperatura media de *tejido urbano continuo* fue de 36°C y en el *tejido urbano discontinuo* 33°C, la *vegetación baja* y la *boscosa* tuvieron diferencia de 0,5°C siendo más fresca la boscosa con 30,7°C. El *suelo desnudo* tuvo media de 32°C, y la menor temperatura la registraron los *cuerpos de agua* con 27,8°C. Todas las coberturas, a excepción del agua, presentaron gran cantidad de datos atípicos hacia la izquierda.

Figura 8
Relación LST/cobertura 2018



4. Conclusiones

Se calculó la correlación entre LST y NDVI, los resultados señalaron que el efecto UHI se propagó hacia el suroeste de la ciudad, la correlación negativa entre temperatura y vegetación sugiere que las áreas verdes logran amortiguar el efecto de UHI. En la Figura 5 se notó una disminución de la vegetación de la escena 2018 frente a la de 1996 y un aumento significativo de la cobertura urbana, esto es claramente asociado a la aparición de nuevas islas de calor con temperaturas entre 33 y 34°C.

Los cambios térmicos entre las dos escenas son considerables, pero, dada la baja disponibilidad de imágenes sobre la ciudad —asociada a altos índices de nubosidad— sería prematuro asegurar un aumento de temperatura, lo que sí se puede discutir, es que, la diferencia entre las temperaturas de las dos escenas conservó valores muy regulares. El *tejido urbano continuo* señaló diferencias de 13°C, el *bosque* marcó diferencia de 12°C, el *tejido urbano discontinuo* mostró diferencias de 11°C al igual que el *suelo desnudo* y la *vegetación baja*. Los valores atípicos más predominantes se hallaron en el *tejido urbano continuo*, lo que se puede relacionar en la imagen L5 con la calidad de la clasificación de la cobertura que fue 66,97%, dado que se tiende a confundir con el *tejido urbano discontinuo*.

El procedimiento de validación LST empleado señaló desviaciones en las temperaturas de hasta -3,6° C, a pesar de usar algoritmos de corrección de efectos atmosféricos rigurosos, los resultados no fueron precisos, esto se puede vincular a la sensibilidad que tienen los valores de emisividad y su efecto directo sobre los resultados de LST, lo cual sugiere utilizar valores de emisividad de otras fuentes, pues es posible que las condiciones locales exijan mediciones de emisividades propias. Así mismo, se pueden explorar otras alternativas como el modelo global de emisividades de ASTER, su cálculo a partir de NDVI, o el modelo desarrollado por (Valor & Caselles, 1996) dado en función de la cubierta vegetal (Fcover).

El coeficiente de determinación $R^2=0,55$ de los valores contrastados de LST señala baja coherencia, esto se puede vincular a la heterogeneidad de coberturas del espacio muestral y resolución espacial de las bandas térmicas L5 y L8 (120 m y 100 m respectivamente), pues es muy dado en el medio local tener áreas de 10.000 m² con diversidad de coberturas, además, de los 30 termómetros que se instalaron solo se logró registrar con 16 de ellos por las condiciones de nubosidad, y esto disminuyó significativamente la calidad de la muestra estadística.

A través de la metodología empleada se logró obtener LST en las escenas seleccionadas. El modelo utilizó el cálculo de la radiancia espectral para hacer la corrección de efectos atmosféricos en el espectro térmico, se usó la técnica OBIA para lograr discriminación de coberturas y vincularlas a distintos valores de emisividad. Los datos recuperados de LST se verificaron usando termómetros distribuidos en la ciudad, de la comparación se obtuvo la ecuación de regresión que permitió calibrar los valores de temperatura. La técnica presentada obtuvo desviaciones de hasta -3,6°C lo cual sugiere refinar las fuentes de obtención de emisividades, así mismo, los termómetros de control deberán estar dispuestos en coberturas de mayor homogeneidad.

Se demostró la correlación entre LST y NDVI asociada una fuerte aparición de UHI en la zona suroccidental de la ciudad, las LST de menor intensidad se hallaron en áreas con alto NDVI, esta correlación negativa entre LST y NDVI indicó que a medida que una aumenta la otra disminuye. La cobertura del suelo tiene relación directa con la LST, lo cual puede ayudar a la planificación de su uso. Para reducir los efectos de UHI el gobierno local debe incrementar la cantidad de áreas verdes en las zonas de mayor concentración poblacional.

Referencias bibliográficas

Barsi, J. A., Barker, J. L., & Schott, J. R. (2003). An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. *IGARSS03*. Toulouse, France: Centre de Congres Pierre Baudis. doi:10.1109/IGARSS.2003.1294665

Barsi, J., Schott, J. R., Palluconi, F. D., & Hook, S. J. (2005). Validation of a Web-Based Atmospheric Correction Tool for Single Thermal Band Instruments. *Proc. SPIE 5882, Earth Observing Systems X, 58820E*. doi: 10.1117/12.619990

Broge, N. H., & Mortensen, J. V. (2002). Deriving green crop area index and canopy chlorophyll density of winter wheat from spectral reflectance data. *Remote Sensing of Environment, 81*, 45 – 57. doi:10.1016/S0034-4257(01)00332-7

Chander, G., Helder, D. L., & Markham, B. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment, 13*(5), 893–903. doi:10.1016/j.rse.2009.01.007

- Chen, Y., & Wong, N. H. (2006). Thermal benefits of city parks. *Energy and Buildings*, 38, 105-120. doi:10.1016/j.enbuild.2005.04.003
- Departamento Administrativo de Planeación Municipal Armenia. (2012). *Ficha básica municipal*. Armenia: Alcaldía de Armenia.
- ENVI. (2009). *Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide*. ITT Visual Information Solutions.
- EPA. Environmental Protection Agency. (2008). *Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies Urban Heat Island Basics*. Recuperado el 15 de Agosto de 2018, de <http://www.epa.gov/hiri/resources/compendium.htm>
- Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., & Nelson, S. G. (2008). Relationship Between Remotely-sensed Vegetation Indices, Canopy Attributes and Plant Physiological Processes: What Vegetation Indices Can and Cannot Tell Us About the Landscape. *Sensors*, 8, 2136-2160. doi:10.3390/s8042136
- Gong, P., Wang, J., Yu, L., Zhao, Y., Zhao, Y., Liang, L., . . . Chen, J. (19 de 01 de 2019). *Finer resolution observation and monitoring global land cover*. Obtenido de <http://data.ess.tsinghua.edu.cn/>
- Hardy, C. H., & Nel, A. L. (2015). Data and techniques for studying the urban heat island effect in Johannesburg. *36th International Symposium on Remote Sensing of Environment*. XL-7/W3, págs. 203-206. Berlin, Germany: The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. doi:10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-203-2015
- IDEAM. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales. (2010). *Segunda Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático*. (ideam, Ed.) Bogotá D.C: Scripto Ltda.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2007). *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (first ed.). (S. D. Solomon, M. Qin, Z. Manning, K. B. Marquis, M. Averyt, Tignor, & H. L. Miller, Edits.) United Kingdom and New York: Cambridge University Press.
- Jiménez-Muñoz, J. C., & Sobrino, J. A. (2009). Estimación de la temperatura terrestre a partir de datos METOP-AVHRR3 mediante un algoritmo Split-Window. *Revista de Teledetección*, 32, 40-49.
- Ke, Y., Im, J., Lee, J., Gong, H., & Ryu, Y. (2015). Characteristics of Landsat 8 OLI-derived NDVI by comparison with multiple satellite sensors and in-situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 164, 298-313. doi:10.1016/j.rse.2015.04.004
- Li, Z.-L., Tang, B.-H., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Wan, Z., . . . Sobrino, J. A. (2013). Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, 131(1), 14-37. doi:10.1016/j.rse.2012.12.008
- Schädlich, S., Göttsche, F. M., & Olesen, F. S. (2001). Influence of Land Surface Parameters and Atmosphere on METEOSAT Brightness Temperatures and Generation of Land Surface Temperature Maps by Temporally and Spatially Interpolating Atmospheric Correction. *Remote Sensing of Environment*, 75, 39-46. doi:10.1016/S0034-4257(00)00154-1
- Sepúlveda, O. (2006). Problemas ambientales de Santiago: Islas de calor y edificios de vidrio. *Boletín de Geografía*(24-25), 45-55.
- Skoković, D., Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Julien, Y., Mattar, C., & Cristóbal, J. (2014). Calibration and Validation of land surface temperature for Landsat8-TIRS sensor. *Land product validation and evolution*. Frascati (Italy): ESA/ESRIN.
- Sobrino, J. A., & Jiménez-Muñoz, J. C. (2005). Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission. *Journal of Geophysical Research*, 110, D16103. doi:10.1029/2004JD005588
- Sobrino, J. C., Li, Z. -L., Stoll, M. P., & Becker, F. (1996). Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, 17(11), 2089-2114. doi:10.1080/01431169608948760
- Tathopoulou, M., Cartalis, C., & Petrakis, M. (2007). Integrating Corine Land Cover data and Landsat TM for surface emissivity definition: application to the urban area of Athens, Greece. *International Journal of Remote Sensing*, 28(15), 291-3304. doi:10.1080/01431160600993421

Valor, E., & Caselles, V. (1996). Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. *Remote Sens. Environ.*, 57, 167-184. doi:10.1016/0034-4257(96)00039-9

Villanueva, J., Ranfla, A., & Quintanilla, A. (2013). Isla de Calor Urbana: Modelación Dinámica y Evaluación de medidas de Mitigación en Ciudades de Clima árido Extremo. *Información Tecnológica*, 24(1), 15-24. doi:10.4067/S0718-07642013000100003

Viña, A., Gitelson, A. A., Nguy-Robertson, A. L., & Peng, Y. (2011). Comparison of different vegetation indices for the remote assessment of green leaf area index of crops. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3468-3478. doi:10.1016/j.rse.2011.08.010

Voogt, J. A., & Oke, T. R. (2003). Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, 86(2003), 370-384. doi:10.1016/S0034-4257(03)00079-8

Yuan, F., & Bauer, M. E. (2007). Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 106(2007), 375-386. doi:10.1016/j.rse.2006.09.003

1. Ingeniero Civil. Universidad del Quindío. Candidato a Magister en ingeniería / énfasis ingeniería geomática. jesotos@uqvirtual.edu.co

2. Ingeniero de sistemas. Profesor Universidad del Quindío. Estudiante Doctorado Ingeniería Geomática (Universidad Politécnica de Madrid). juliangarzonb@uniquindio.edu.co

3. Topógrafo. Magíster en ingeniería de sistemas. Profesor Universidad del Quindío. Facultad de Ingeniería. gjcleves@uniquindio.edu.co

Revista ESPACIOS. ISSN 0798 1015
Vol. 41 (Nº 08) Año 2020

[\[Índice\]](#)

[En caso de encontrar algún error en este website favor enviar email a [webmaster](#)]

revistaESPACIOS.com



This work is under a Creative Commons Attribution-
NonCommercial 4.0 International License