

ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE EN EL NORTE DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN CON IMÁGENES SATELITALES

Marisa Gloria Cogliati

Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de marzo de 2013, en su versión final el 29 de julio de 2014)

RESUMEN

La zona noroeste de la provincia del Neuquén constituye una zona importante debido a su utilización con fines ganaderos, pero los sistemas áridos o semi áridos como el estudiado en el presente trabajo son vulnerables a procesos de uso del suelo y desertización. En este trabajo se presenta el análisis de la temperatura de superficie obtenida a partir de información del canal térmico del satélite Landsat 7 ETM+ para esa región durante un periodo fresco (otoño-invierno) y cálido (primavera-verano). El estudio es parte de un proyecto de análisis geoecológico utilizando imágenes Landsat. La zona no cuenta con estudios de la variabilidad espacial de la temperatura del aire y del suelo debido a la necesidad de contar con redes de información micro o meso meteorológicas que incorporen una mayor densidad espacial de observaciones siguiendo el gradiente altitudinal y la complejidad del terreno debido a que el área es de difícil acceso y no hay datos de superficie disponibles. Esto hace necesario utilizar métodos alternativos para el estudio de la distribución espacial de variables topo meteorológicas. La información satelital provee información en distintas escalas temporales y espaciales a un menor costo.

En el presente trabajo, se obtuvo la radiancia emitida en la superficie utilizando la radiancia medida por el satélite a partir de la ecuación de transferencia radiativa y el modelo MODTRAN con información de reanálisis disponibles en línea.

Se analizaron seis escenas libres de nubosidad. La temperatura de superficie presentó un comportamiento correlacionado con la topografía principalmente en el período frío, con una menor relación en verano. La isoterma de 273 K (0 °C) alcanzó alturas de 1900 m, restringiéndose a alturas mayores a 3700 m en verano. Las áreas con temperatura menor a 273 K fueron las que presentaron mayores diferencias entre el período cálido y el período frío analizados.

Palabras clave: topo climatología, temperatura de superficie, imágenes satelitales.

STUDY OF SEASONAL SPATIAL VARIABILITY OF SURFACE TEMPERATURE IN THE NORTH OF NEUQUEN USING SATELLITE IMAGES

ABSTRACT

This paper presents a study of the spatial distribution of surface temperature using Landsat 7 ETM+ thermal channel for a complex terrain area in the northern of Neuquen province during scenes in cool (autumn-winter) and warm (spring-summer) periods.

This region is used with farming purposes, but the arid or semi-arid systems are vulnerable to desertification and land overuse. This paper is part of a project to study the land geo-ecology characteristics using Landsat images. Studies of the spatial variability of surface temperature in areas with complex terrain are scarce due the need to count with data networks that incorporate a greater spatial density of observations following the altitudinal gradient. Sometimes the density of meteorological network is not adequate because of the high cost of installation and maintenance of weather stations. Remote sensing gives a great amount of information on different spatial resolutions with less cost.

The present paper presents calculation of surface temperature from Landsat images in an area where surface meteorological data are unavailable. The atmospheric correction involved forward calculations with the MODTRAN radiative transport model and reanalysis data. Six cloudless scenes were considered. Surface temperature patterns were correlated with topography mainly in the cool period, showing a poorer relationship in summer. The 273 K (0 °C) isotherm was located at heights greater than 1900 m and was restricted to elevations above 3700 m in summer scenes. The areas with temperature below 273 K presented greatest differences between warm and cool periods.

Keywords: topo climatology, surface temperature, satellite images.

1. INTRODUCCIÓN

Los departamentos Minas y Chos Malal en el noroeste de la provincia del Neuquén, comprenden una zona con terreno complejo donde la densidad poblacional es baja y el terreno se torna inaccesible en algunas áreas, por lo que los sensores remotos se constituyen en una importante herramienta para determinar el comportamiento de las variables meteorológicas en áreas de difícil acceso y con muy poca información en superficie. Estas áreas constituyen zonas importantes debido a su utilización con fines ganaderos, sin embargo los sistemas áridos o semi áridos como el estudiado en el presente trabajo, son vulnerables a procesos de desertización y uso del suelo, por lo que algunas áreas más afectadas presentan actualmente necesidad de remediación. Este trabajo es parte de un proyecto de estudio geocológico utilizando imágenes Landsat ETM+ para la clasificación y delimitación de áreas con características homogéneas, (unidades de paisaje). En ese marco resulta importante el análisis de las principales variables topo meteorológicas, en escala comparable al estudio del ambiente natural (en este trabajo temperatura de superficie).

Estudios intensivos de las condiciones meteorológicas y climáticas en zonas montañosas no comenzaron sino hasta la mitad del siglo XIX. El estudio de zonas montañosas está alejado de las áreas con mayor actividad humana y asociadas a zona de difícil acceso con dificultad para la instalación y el mantenimiento de estaciones meteorológicas (Barry, 1981).

La radiación solar es la mayor función forzante de procesos físicos y biológicos. La heterogeneidad en la incidencia de la radiación solar determina la dinámica de los procesos agrícolas, ecológicos o hidrológicos, por lo que el conocimiento de la variabilidad espacial de los componentes de la radiación es crucial para entender dichos procesos (Ruiz-Arias y otros, 2009).

La distribución espacial de la temperatura de superficie en áreas montañosas presenta una alta variabilidad. Los factores primarios que la afectan son, la elevación del terreno, la cobertura del suelo, las características del suelo y la orientación de la pendiente con respecto al sol (Lipton, 1992).

La combinación de varios sensores de satélites,

por ej. MODIS¹, NOAA-AVHRR² y Landsat ETM+³ puede utilizarse para derivar la marcha diurna de la radiación de onda larga saliente con buenos resultados en comparación con mediciones in situ (Rigo y otros, 2006).

La obtención de la temperatura de superficie a partir de los satélites Landsat presenta dificultad dado que poseen una sola banda térmica y requieren del uso de modelos de transferencia de radiación y emisividad para el cálculo (Sobrino y otros, 2004 ; Zhang y otros, 2006), sin embargo, los sensores TM y ETM+ a bordo de los satélites Landsat han sido ampliamente utilizados en estudios ambientales y en particular para el cálculo de la temperatura de superficie en distintas regiones con características diferentes (Qin y otros, 2001; Sobrino y otros, 2004; Jiménez Muñoz y otros, 2009, 2010; Lim y otros, 2012; Sundara Kumar y otros, 2012; Copetino y otros, 2012; Walawender y otros, 2014).

Sundara Kumar y otros (2012), utilizan los campos de temperatura de superficie obtenidos a partir de Landsat para la detección de cambios en los patrones de temperatura en zonas urbanas asociados a cambios en el uso de suelo. Una metodología similar es aplicada por Walawender y otros (2014) para estudiar patrones específicos de temperatura de superficie en Cracovia y sus alrededores relacionados con las distintos tipos de cobertura del suelo. Por su parte, Lim y otros (2012) utilizaron información Landsat para el cálculo de temperatura de superficie en áreas de Arabia Saudita mediante un algoritmo de mono ventana que incluye una corrección por emisividad y ángulo solar.

En la zona de Neuquén y Río Negro se han utilizado los sensores remotos para el estudio de zonas frías y cálidas: Cogliati y Suarez, (2009) utilizaron un algoritmo de mono ventana (Qin y otros, 2001) para el cálculo de temperatura de superficie con imágenes Landsat en el noroeste de

la provincia con una metodología más compleja y dependiente de la información de superficie, Palese y otros (2002) utilizaron NOAA-AVHRR para el cálculo de la temperatura de superficie en la zona del Alto Valle del río Negro, este satélite tiene gran resolución temporal y se puede acceder a datos nocturnos pero su resolución espacial es de 1 km.

En este trabajo se presenta la distribución espacial de la temperatura de superficie en el área noroeste de la provincia del Neuquén, para el análisis de su relación con el terreno para el estudio de las zonas más cálidas y frías en el área de montaña.

En el análisis, se asumieron los valores de validación disponibles en la literatura, debido a que no se dispuso de datos de superficie simultáneos al pasaje del satélite, para efectuar dicha validación en el área a partir de las estaciones meteorológicas disponibles.

En ese aspecto, Jimenez Muñoz y otros (2010) señalan que en los algoritmos para aproximar la temperatura de superficie en Landsat , los resultados de la validación muestran errores inferiores a 2K; Coll y otros (2009) evaluaron la calibración de la banda térmica del ETM+ mediante medidas de temperatura y emisividad en una zona de Valencia, utilizando radiosondeos alrededor de la hora de paso del satélite y el modelo MODTRAN⁴ 4. En los casos analizados, se estimó la temperatura de superficie a partir de datos ETM+ con un error de $\pm 1,0K$ Li y otros (2004) validaron los datos Landsat usando temperatura del suelo obtenida en superficie, datos de temperatura de vuelos de baja altura y estimaciones de emisividad obtenidas con el sensor ASTER. Los valores de temperatura presentaron diferencias promedio de 0.98 °C para el satélite Landsat 7, por lo que se asume en el presente trabajo dichas conclusiones.

Otro aspecto a considerar en el cálculo de la temperatura de superficie, es el cálculo de

¹Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

²National Oceanic and Atmospheric Administration
Advanced Very High Resolution Radiometer

³Enhanced Thematic Mapper plus

⁴Moderate Resolution Atmospheric Transmission
Model

la emisividad ya que es un factor importante que afecta el cambio de temperatura de superficie, ya que para conocer la variación de la temperatura cinética del suelo es necesario corregir la temperatura aparente con los valores de emisividad (Qin y otros, 2005) que se derivan a partir de la radiancia emitida medida desde el espacio. A la fecha se han propuesto varios métodos con resultados similares pero diferentes condiciones de aplicación, ventajas y limitaciones. Los procedimientos para medir la emisividad de la superficie desde satélites incluyen medidas en campo o laboratorio, relaciones empíricas o semiempíricas, técnicas de inversión y medidas espaciales. (Sobrino, 2001), el primer método no se aplica a teledetección, debido a que los otros métodos necesitan el conocimiento a priori de algunos datos o imágenes día y noche en el mismo lugar, imposible en este caso, nos centraremos en métodos semi empíricos (Valor y Caselles, 1996; Van de Griend y Owe, 1993; Sobrino y Raissouni, 2000, Sobrino y otros, 2004).

En este trabajo se presenta el análisis topometeorológico de la temperatura de superficie a partir del canal térmico del satélite Landsat 7 ETM+ para la detección de zonas cálidas y frías en zona con terreno complejo con escenas capturadas en períodos frescos (otoño –invierno) y cálidos (primavera-verano) entre los años 2000 y 2003 en el norte de la provincia del Neuquén.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra comprendida entre 37° S y 36° 45' S entre 69° 45' W y 70° 45' W (Figura 1). La zona incluyó la Cordillera del Viento en el noroeste de la provincia del Neuquén. La mayor altura del área es el Vn. Tromen (4114 m) ubicado al sur del área (Figura 1). La región, la ubicación relativa de la zona estudiada y las líneas de nivel obtenidas a partir de un modelo de elevación digital del terreno se presentan en la Figura 1.

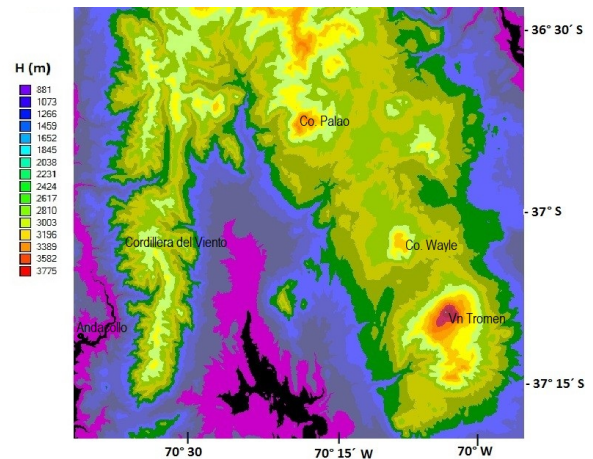


Figura 1: Ubicación y altura sobre el nivel del mar (snm) del área en estudio. Cortesía del USGS (United States Geological Survey).

Este trabajo es parte de un proyecto de estudio geoecológico del área utilizando imágenes Landsat ETM+ para la clasificación y delimitación de áreas con características homogéneas (unidades de paisaje). En ese marco resulta importante el análisis de las principales variables topo meteorológicas, en escala comparable al estudio del ambiente natural en una zona con procesos de degradación del paisaje debido a sobre pastoreo.

Se eligieron seis escenas entre las disponibles para el área con situaciones sin presencia de nubosidad y se analizaron casos de escenas en otoño – invierno y verano, denominándose período frío (PF) al primero y período cálido (PC) al segundo. La disponibilidad de imágenes utilizables capturadas en invierno es poca por lo que se amplió la selección al mes de mayo.

Las imágenes Landsat 7 ETM+ (path 232/row 086) utilizadas fueron adquiridas en las fechas que se presentan en la Tabla 1 (cortesía del USGS⁵).

Los datos Landsat están disponibles a través del Proyecto Landsat vía internet previamente procesadas (proceso L1T). La información fue

⁵United States Geological Survey (<http://glovis.usgs.gov/>).

adquirida en formato GeoTiff en proyección UTM con datos WGS84. El nivel de proceso L1T estándar incluye corrección radiométrica, corrección geométrica sistemática y corrección de precisión utilizando puntos de control en superficie y un modelo de elevación digital para corregir el paralaje debido a la topografía.

Fecha	Hora UTC	Análisis
21/02/2000	14:21	L1T
31/08/2000	14:19	L1T
06/01/2001	14:19	L1T
07/02/2001	14:18	L1T
30/05/2001	14:18	L1T
04/05/2003	14:17	L1T

Tabla I: Fecha y tipo de análisis de las imágenes Landsat7 ETM+ utilizadas en el análisis (Cortesía del USGS, Global visualization Viewer).

El error de geolocalización en L1T es similar al error del modelo de elevación digital (90 m) (Landsat Project, 2002). Los puntos de control incluyen el conjunto de datos GLS2005⁶ y la fuente de modelo de elevación digital, fue la misión de radar topográfico del Shuttle⁷.

Las imágenes fueron seleccionadas durante días donde no se detectaba nubosidad sobre el área en estudio (Tabla I), en períodos cálidos (verano) y fríos (otoño-invierno).

2.2. Temperatura de superficie

La función de Planck se utiliza para calcular la radiancia emitida a partir de objetos que radian como cuerpos negros, siendo:

$$L(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad (1)$$

Donde L (W m^{-2}) es la radiancia espectral, λ (m) es la longitud de onda, T (K) es la temperatura del objeto, h es la constante de

Planck ($h = 6,62606896 \times 10^{-34}$ Js), c es velocidad de la luz ($29979245,8 \text{ m s}^{-1}$), e es la base del logaritmo natural y k es la constante de Boltzmann ($1,3806504 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$) (Liang y otros, 2012).

Por otro lado la radiancia se calcula a partir de los niveles digitales según ecuación (1):

$$L_s = L_{\min} + \left(\frac{D_n}{D_{n \max}} * (L_{\max} - L_{\min}) \right) \quad (2)$$

donde L_s es la radiancia espectral en la banda térmica ($\text{Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) (Landsat Project 2002), $L_{\max} = 17,040$, $L_{\min} = 0,00$ (obtenidos del archivo de cabecera de las imágenes; banda 6.1) y D_n y $D_{n\max}$ son los niveles digitales y nivel digital máximo de cada escena.

Aplicando la inversa de la función de Planck, la temperatura de brillo de un objeto cuya radiancia ha sido medida por el sensor (Ec. (1) y (2)) puede expresarse para los satélites Landsat como (Li y otros, 2004):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln(K_1/L_s + 1)} \quad (3)$$

donde T_s es la temperatura efectiva del satélite (temperatura de brillo) ($^{\circ}\text{K}$) y K_1 y K_2 son constantes (para Landsat 7 ETM+, $K_1 = 666,09 \text{ W/(m}^2 \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1})$ y $K_2 = 1282,71 \text{ K}$ (Landsat Project, 2002) y L_s es la radiancia integrada en la longitud de onda.

Los satélites Landsat no proporcionan la temperatura de superficie en forma operativa debido a las limitaciones que surgen al tener una sola banda en el espectro térmico para realizar las correcciones por efectos atmosféricos y de emisividad. Para obtener la temperatura de superficie a partir de la radiancia de satélite se necesitan los perfiles atmosféricos de temperatura y vapor de agua en el momento del pasaje del satélite, si bien en la zona se cuenta con estaciones meteorológicas de instituciones gubernamentales que obtienen temperatura del aire a 2 m sobre el suelo, no se cuenta con perfiles verticales y su información no presenta simultaneidad con el pasaje del satélite, por esto fue necesario utilizar

⁶2005 Global Land Survey

⁷SRTM Shuttle Radar Topographic Mission Digital Elevation Model

un modelo radiativo para efectuar las correcciones atmosféricas.

La radiancia emitida por un objeto en el suelo es igualmente atenuada y aumentada por la atmósfera por lo que este efecto debe considerarse en la estimación de la transmitancia y de la radiancia atmosférica ascendente y descendente. En este trabajo se utilizó una herramienta operativa de corrección atmosférica disponible en línea, (ACP⁸) que permite calcular la transmitancia atmosférica y la radiancia entrante y saliente a partir de los perfiles atmosféricos globales modelados por el NCEP⁹, el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 y una serie de algoritmos de integración (Barsi y otros, 2003). La transmisividad atmosférica y las radiancias para las escenas analizadas son detalladas en la Tabla 2.

Fecha	T	L_u	L_d
21/02/2000	0.93	0.51	0.87
31/08/2000	0.97	0.13	0.23
06/01/2001	0.88	0.85	1.42
07/02/2001	0.91	0.63	1.06
30/05/2001	0.95	0.30	0.51
04/05/2003	0.88	0.79	1.31

Tabla II: Transmisividad atmosférica (τ), L_u y L_d ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), calculadas utilizando MODTRAN (Barsi y otros, 2003) para las escenas seleccionadas.

Utilizando los valores presentados en la Tabla 2 se puede convertir la radiancia medida por el satélite en el espacio, a la radiancia que es emitida en la superficie según la inversión directa de la ecuación de transferencia radiativa (Barsi y otros, 2003) según:

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

Donde τ es la transmisividad atmosférica; ε es la emisividad de la superficie; L_T ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia de cuerpo negro del emisor a

una temperatura T (K), L_u ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia atmosférica ascendente, L_d ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia atmosférica descendente y L_{TOA} ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia que llega al espacio y es medida por el instrumento.

Barsi y otros (2005) estimaron que los valores de temperatura de superficie pueden ser obtenidos con un error de $\pm 2\text{K}$ en lugares donde se conoce la emisividad y la atmósfera es relativamente clara.

Para convertir los valores de temperatura de brillo a temperatura cinética de superficie se debe obtener además la emisividad (ε). En el caso de los satélites en los que se cuenta con más de una banda térmica existen varios métodos para la estimación de emisividad, En el caso de los satélites Landsat con una sola banda en térmica esto no es posible (Li y otros, 2004), por lo que se proponen varias metodologías para la estimación de la emisividad (Sobrino and Raissouni, 2000, Valor and Caselles, 1996, Van de Griend and Owe, 1993) estimándola a partir del índice de vegetación normalizado (NDVI¹⁰) (Sobrino y otros, 2004, 2008).

La emisividad se obtuvo según el método de los umbrales (Sobrino y Raissouni, 2000, Sobrino y otros, 2004, 2008). El método distingue tres clases diferentes de píxeles, píxeles con suelo desnudo, píxeles cubiertos de vegetación y píxeles mezcla. Para píxeles mezcla en el rango de $0,2 \leq NDVI \leq 0,5$ la emisividad se calculó como:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s(1 - P_v) + d\varepsilon \quad (5)$$

donde ε_v es la emisividad de la vegetación, ε_s es la emisividad del suelo y P_v es la proporción de vegetación obtenida según (Carlson y Ripley (1997):

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right]^2 \quad (6)$$

donde $NDVI_{\max=0,5}$ y $NDVI_{\min=0,2}$; $d\varepsilon$ incluye distribución geométrica y reflexiones internas de

⁸Atmospheric Correction parameter calculator. <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>

⁹National Center for environmental prediction

¹⁰Normalized difference vegetation index

las superficies:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (7)$$

F es el factor de forma. Asumiendo un valor medio para distintas distribuciones geométricas $F=0.55$; (Sobrino y otros, 2004).

A partir de valores medios de emisividad de suelo, la expresión final para la emisividad en Landsat resulta:

$$\varepsilon = 0,004P_v + 0,986 \quad (8)$$

Los valores para todos los umbrales de NDVI se presentan en la Tabla 3.

$NDVI$	E
$< 0,2$	$0,979 - 0,035\rho_3$, Sobrino y otros (2008). Suelo desnudo
$> 0,5$	$\varepsilon = 0,99$, 100 % vegetación
$0,2 \leq NDVI \leq 0,5$	$0,986 + 0,04P_v$ píxeles mezcla

Tabla III: Emisividad para distintos casos de NDVI obtenida según el método de los umbrales Sobrino y otros (2008).

El NDVI se calculó a partir de la reflectividad de las bandas 3 (0,63 a 0,69 μm) y 4 (0,7 – 0,9 μm) de los satélites LANDSAT 7 ETM+ según (9)

$$NDVI = \frac{(\rho_4 - \rho_3)}{(\rho_4 + \rho_3)} \quad (9)$$

Donde ρ_λ es la reflectancia para cada banda (λ) calculada según ecuación (10) (Landsat Project, 2002):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi \cdot L_\lambda \cdot d^2}{ESUN_\lambda \cdot \cos(\theta)} \quad (10)$$

L_λ es la radiancia espectral en el satélite, es la distancia al sol¹¹, $ESUN_\lambda$ es la irradiancia exoatmosférica para cada banda λ , (para Landsat 7, Banda 1: 1969 $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$, banda 2: 1840 $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$; Landsat, 2002) y el $\cos \theta$ es el coseno del ángulo solar incidente.

¹¹<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/>

Como una primera aproximación, es posible obtener los valores de NDVI a partir de las reflectividades obtenidas en el sensor o en el tope de la atmósfera (NDVITOA), sin embargo es más preciso corregir los valores para obtener la reflectividad en superficie y estimar valores representativos de las superficies naturales (NDVIS), debido a que el NDVI surge de una diferencia normalizada, se esperan pequeñas diferencias entre NDVITOA y NDVIS. (Sobrino y otros, 2004)

Las reflectancias de las bandas 3 y 4 utilizadas en el cálculo fueron corregidas utilizando el módulo FLAASH integrado en el sistema de información geográfico ENVI. FLAASH incorpora para el cálculo el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Liang y otros, 2012).

3. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Para cada escena se calculó la temperatura de superficie, obteniendo los patrones espaciales que se presentan en la Figura 2. Puede apreciarse que se presenta una asociación importante de los patrones de temperatura de superficie con la topografía del terreno complejo presente en el área analizada (Figura 1). Se aprecia además un mayor rango de temperaturas cercanas a 273.0 K (0.0 °C) en los meses en los que la zona se encuentra cubierta de nieve.

La zona del Vn Tromen, con alturas cercanas a 4000 m, al sudeste del área analizada, presenta temperaturas de superficie cercanas a 0.0 °C en todas las escenas analizadas.

Los valores medios y extremos de la temperatura de superficie, presentaron un rango aproximadamente similar en todas las escenas y con una desviación estándar que varió entre 6.1 K y 9.0 K (Figura 3). La Figura 3 presenta las temperaturas de superficie media, máxima y mínima para las distintas escenas, ubicadas cronológicamente, los menores valores mínimos se presentaron en las situaciones correspondientes al período frío, con menor incidencia de los rayos solares y

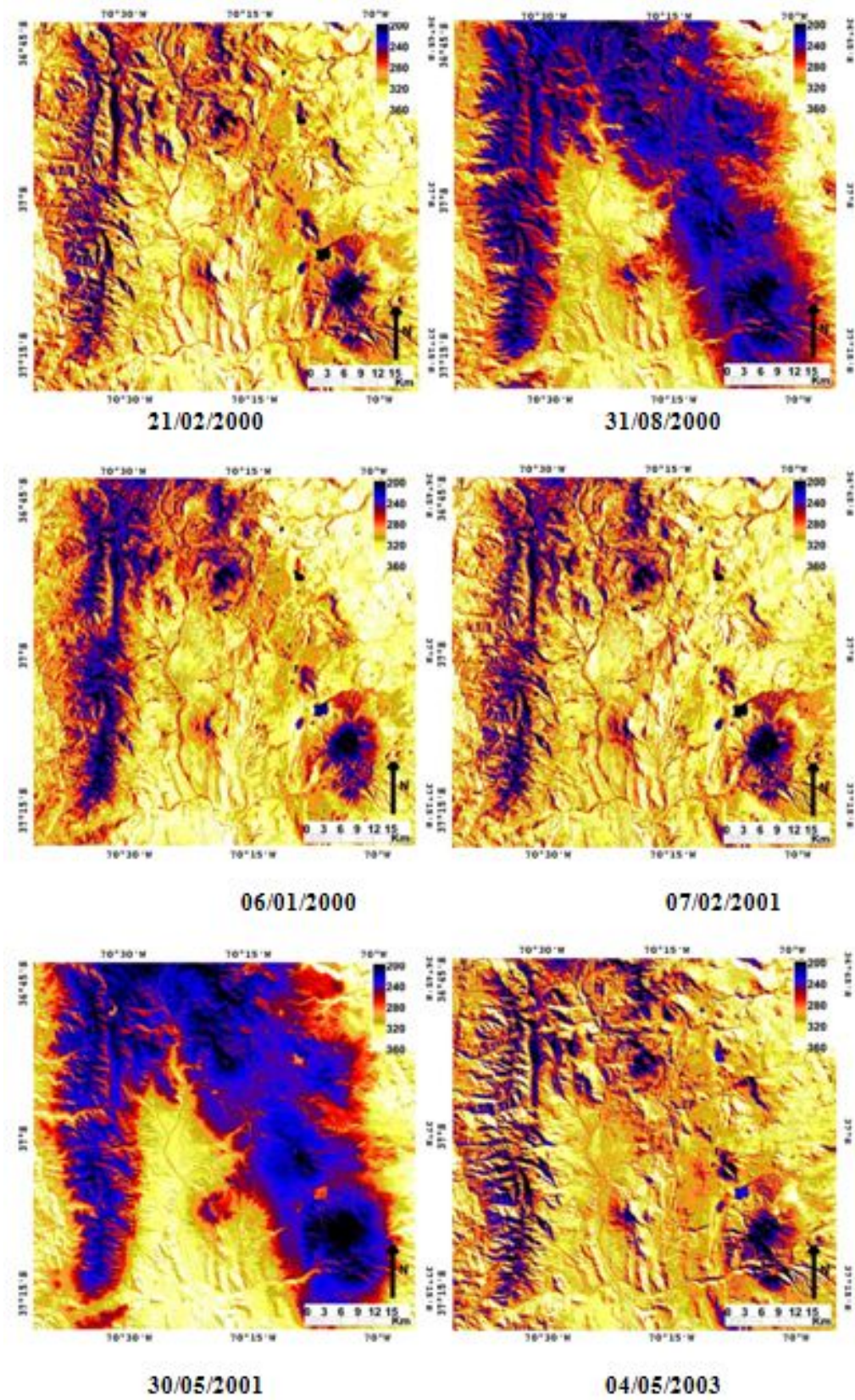


Figura 2: Temperatura de superficie de las escenas Landsat ETM+ 1 a 6 (1: 21/02/2000, 2: 31/08/2000, 3: 06/01/2001, 4: 07/02/2001, 5: 30/05/2001, 6: 04/05/2003).

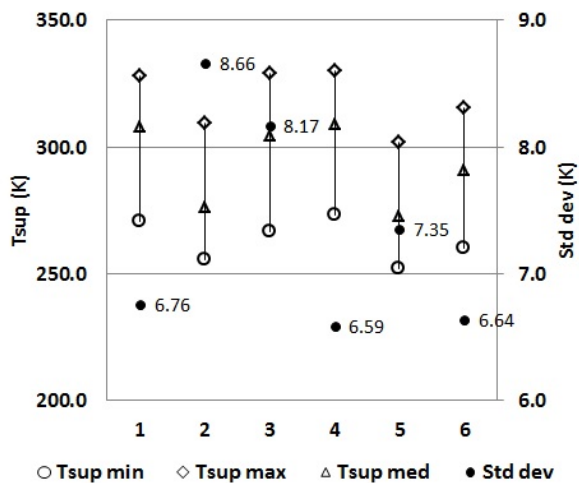


Figura 3: Temperatura de superficie mínima media y máxima (K), desviación estándar de la temperatura de superficie (std dev, (K)) de las escenas Landsat ETM+ 1 a 6 (1: 21/02/2000, 2: 31/08/2000, 3: 06/01/2001, 4: 07/02/2001, 5: 30/05/2001, 6: 04/05/2003).

las mayores temperaturas máximas y mínimas en las del período cálido, alcanzando valores de 329.0 K (56.0 °C) en zonas muy puntuales orientadas hacia el este, en concordancia con la mayor exposición a los rayos solares. En zonas desérticas o rocosas la temperatura de las superficies puede alcanzar temperatura mayor a 70.0°C coincidiendo con la hora de mayor incidencia solar.

Se analizó además la distribución de frecuencias de la temperatura de superficie en horario diurno (~14:00UTC, horario de visita del Landsat 7 ETM+), separando los eventos según la característica del calentamiento diferencial y fecha de adquisición. Se obtuvieron los histogramas medios para las escenas correspondientes al período cálido y frío (Figura 4, inferior). Se puede observar que las escenas obtenidas en meses del período cálido, presentaron un solo máximo de frecuencias en la distribución de temperatura de superficie alrededor de 310.0 K (37.0°C) mientras que en las escenas con presencia de nieve (mayo y agosto) las distribuciones de frecuencia presentan dos

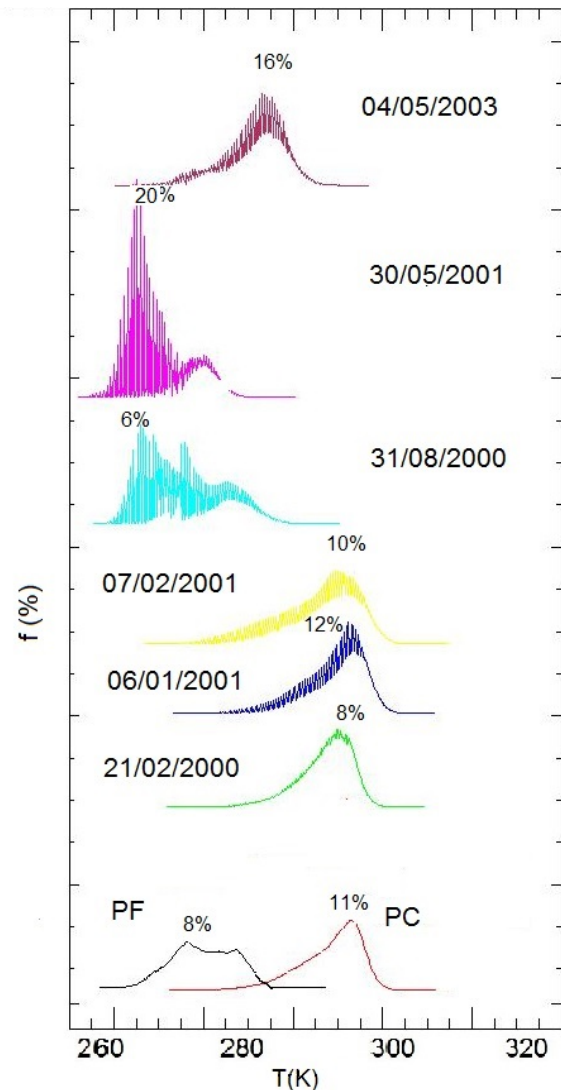


Figura 4: Distribución de frecuencias de temperatura de superficie (todas las escenas, arriba; promedio periodo frío (PF) y período cálido (PC); abajo).

máximos, el máximo más marcado alrededor de 265.0 K (-8.0°C) y el máximo relativo en 280.0 K - 285.0 K, (7.0°C -12.0°C) según la escena (Figura 4, inferior). En la imagen del 04/05/2003 el segundo máximo es apenas visible y presenta los máximos de frecuencia en 279.0 K (5.8°C) y en 292.0 K (18.8°C), esto se debería a que en esta escena no se presenta la misma cobertura nívica que en los otros casos.

La temperatura de superficie fue mayor en las escenas de enero y febrero, notándose además

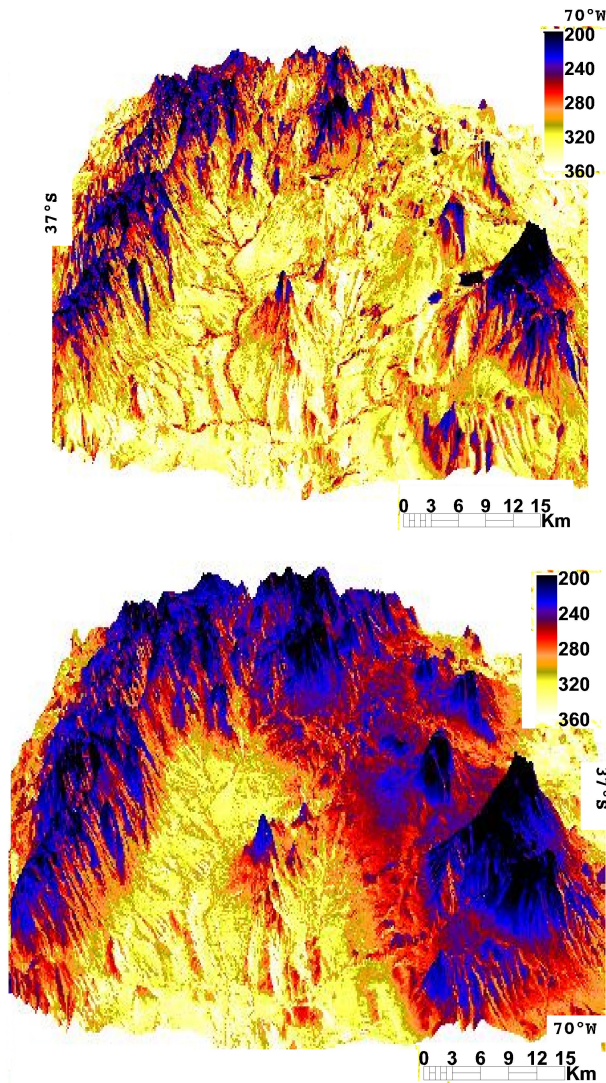


Figura 5: Gráfico 3D de la temperatura de superficie media en el norte de la provincia de Neuquén a partir de imágenes Landsat7 ETM+ y modelo de elevación digital (tabla1) para a) período cálido PC (izq), y b) período frío PF (der)(imágenes Landsat cortesía del USGS).

un comportamiento similar de la distribución de frecuencias en todos los casos analizados, con máximos entre 310.3K (37.1°C) y 313.5 K (40.4°C) ubicados en zonas expuestas al sol y sin contenido de humedad (Figura 4). La variación de la temperatura del suelo presentó una correlación negativa con la altura, tanto en el período cálido ($r = -0.48$) como en el frío ($r = -0.81$) sin embargo la asociación fue mayor en el

período frío.

A partir de las escenas Landsat enumeradas en la tabla 1, se calculó el promedio espacial de temperatura para los períodos frío y cálido. Las Figuras 5 a) y b) muestran la distribución espacial de la temperatura de superficie en las escenas que incluyen casos de otoño-invierno y verano. En ambos casos se observó discriminación de zonas asociadas a los patrones de topografía (Figura 1).

Las zonas donde las pendientes ubicadas al este, reciben mayor radiación solar presentan asociación con zonas con temperatura de superficie mayor que en resto de la imagen, mientras que las ubicadas al oeste presentan en todos los casos temperaturas menores (Figura 5 a) y b)). Las mayores alturas del terreno aparecen claramente distinguibles en los patrones de temperatura media como áreas asociadas a menor temperatura de superficie tanto en el período cálido como en el período frío. Las zonas con valles o aledaños a cauces de ríos o lagos la temperatura media es menor, lo que se asociaría a presencia de vegetación más abundante y mayor humedad.

La Figura 6 presenta la frecuencia bivariada entre la temperatura de superficie media en período frío (b) y cálido (a) con la altura del terreno sobre el nivel del mar. La temperatura media de la superficie y la altura fueron inversamente proporcionales en períodos fríos y cálidos, con un aumento de la dispersión en períodos cálidos para todos los niveles altitudinales. Se pueden notar dos zonas características al analizar la temperatura de superficie y su relación con la altura, en el período frío la un máximo de frecuencia se asoció a 276.0 K (3.0 °C) en alturas entre 2100 m y 2500 m (zona de altura) y un máximo de frecuencias para temperaturas de 287.0 K (14.0 °C) a 1200 m. En verano la mayor frecuencia de casos se presentó en dos niveles, a 1300 m y a 2100 m, con temperatura de superficie entre 310.0 K y 312.0 K (37.0 °C y 39.0°C) que se asociaría a condiciones similares de suelo y cobertura vegetal. La menor variación de

temperatura de superficie se observó en las zonas con cuerpos de agua o en zonas aledañas a cauces con presencia de vegetación más abundante y agua.

Analizando la relación entre temperatura de verano e invierno en un mismo lugar, se puede observar que en la mayor cantidad de casos la temperatura aumenta aproximadamente 46.0° ($276.0\text{ K PF} - 312.0\text{ K PC}$) y en un porcentaje menor de casos la temperatura aumenta 26.0° ($286.0\text{ K PF} - 312.0\text{ K PC}$), lo que se asociaría con sectores con incidencia directa de la radiación solar y difusa respectivamente (Figura 4, PF-PC).

En período fríos, las zonas ubicadas a mayor altura presentaron menor dispersión alrededor de una temperatura de 266.0 K (-7.0°C), mientras que en verano el valor medio en las cumbres fue de 284.0 K (11.0°C). Esta diferencia (18.0°C) se vería influenciada por la presencia de nieve. En el sector analizado no se incluye el volcán Domuyo donde se observa la presencia de glaciares, por lo que en el período cálido no habría presencia de hielo en altura en el área en estudio.

Durante los períodos fríos, la isoterma media de 273.0 K (0.0°C) se observa a alturas mayores a 1900 m , restringiéndose a alturas mayores a 3700 m en verano, solo alcanzada en el Vn Tromen (Figura 1).

La diferencia de las temperaturas mínimas medias entre período frío y cálido fue de 13.9 grados, entre las temperaturas máximas de 24.2 grados y los valores medios difirieron en 27.3 grados.

La menor variación de temperatura de superficie entre invierno y verano se presenta en las zonas con cuerpos de agua o en zonas asociadas a cauces, mientras que las mayores diferencias se encuentran en terreno cercano a 1900 m de altura.

4. CONCLUSIONES

La temperatura de superficie juega un rol importante en los procesos físicos y biológicos

cerca del suelo. Temperatura y humedad del suelo son dos factores que influyen la distribución y las especies de las comunidades vegetales presentes en un área. La determinación de la temperatura de superficie utilizando datos térmicos de los satélites Landsat ETM+, reviste dificultad debido a que poseen una sola banda térmica. Sin embargo, la alta resolución espacial hace el estudio térmico infrarrojo de estos satélites, muy atractivo desde el punto de vista de la escala local y regional especialmente en estudios del ambiente. En este trabajo se presenta la distribución topo meteorológica de la temperatura de superficie en una escala que permite integrarla a los análisis geoecológicos del área en estudio, donde no se cuenta con datos de superficie con una densidad adecuada y en zonas montañosas de difícil acceso.

Para obtener la temperatura de superficie a partir de la radiancia de satélite se debe contar con información de los perfiles atmosféricos de temperatura y vapor de agua en el momento del pasaje del satélite. En el área analizada no se cuenta con radiosondeos en ningún momento del día, y la información de superficie disponible no coincidió con el horario del pasaje del satélite, por lo que el análisis consideró la validación del método disponible en la literatura. Para imágenes Landsat ETM+ posteriores a diciembre de 2000 es $\pm 0,6\text{ K}$. Si se asume que el error de los algoritmos de MODTRAN es pequeño (si la información de entrada es precisa), el error de la corrección atmosférica provendría de la precisión de las mediciones de vapor de agua. Nominalmente, Schmugge y otros, (1998) estimaron que dicho error se acerca al 10% , por lo que si la temperatura medida es de 300.0 K , esto llevaría a un error en la temperatura de brillo de 0.5 K .

La temperatura de superficie en el período frío, presentó un máximo relativo de frecuencias en 265.0 K (-8.0°C) asociado a alturas del terreno mayores a 1900 m e índices de vegetación cercanos a 0.0 , un análisis de las bandas en el visible confirma en esas áreas la presencia de nieve, y un máximo entre 280.0 K (7.0°C)

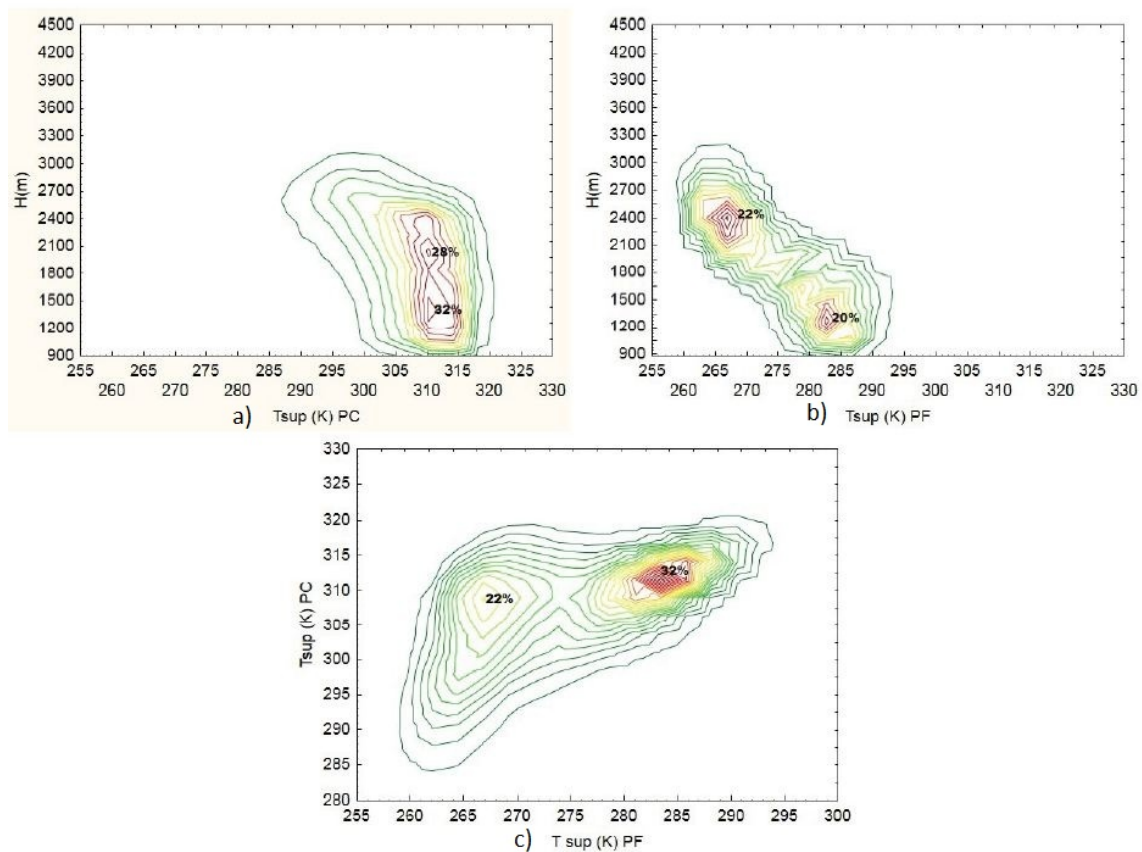


Figura 6: Gráfico de superficie de frecuencia bivariada de la temperatura de superficie en función de la altura del terreno para a) período cálido, PC b) período frío, PF (colores naranja y rojo indican mayor frecuencia de casos).

y 285.0 K (12.0 °C), en alturas menores a 1700 m, mientras que en el período cálido fue alrededor de 310.0 K (37.0 °C). La temperatura de la superficie presentó en todos los casos una correlación negativa con la altura del terreno y la distribución espacial presentó acuerdo con las formas predominantes de la topografía.

La menor variación de temperatura de superficie se observó en las zonas con cuerpos de agua y zonas húmedas, las mayores diferencias se encontraron en terreno sobre 1900 m de altura que se asociaría a terreno rocoso y a la variación estacional atribuible a la presencia de nieve en invierno. En las zonas más húmedas o de umbría se presentaron los menores valores de temperatura de superficie.

Las mayores temperaturas máximas y mínimas

se presentaron en las escenas del período cálido alcanzando 335.0 K (62.0 °C) consistente con valores hallados en otras zonas desérticas o rocosas donde la temperatura de la superficie puede alcanzar valores muy altos coincidiendo con la hora de mayor incidencia de los rayos solares. En este entorno, las plantas pequeñas o brotes pueden verse afectadas por altas temperaturas de la superficie terrestre debido a su cercanía con el suelo, por ello el estudio de la temperatura de superficie puede brindar información importante en las planificación de medidas tendientes a mejoramiento de ambientes degradados en los Departamentos de Minas y Chos Malal.

La ventaja principal de las imágenes Landsat es su gran resolución espacial que permite llevar a cabo estudios detallados de tipo

topometeorológicos. En contrapartida, la pobre resolución temporal que solo permite tener una escena cada 16 días y en horario diurno, es un factor limitante a la hora de encarar estudios relacionados con la determinación del ciclo diurno de la temperatura de superficie a partir de esta fuente de información. Actualmente se está trabajando en el análisis de imágenes MODIS y ASTER para completar el análisis del área.

El método utilizado para el cálculo de emisividad presentó resultados consistentes con los valores de NDVI y los mencionados en la literatura para el tipo de vegetación y suelo presentes en el área analizada. Se propone realizar una verificación de los valores de emisividad por medio de una comparación con los valores obtenidos del sensor ASTER.

Las zonas más bajas son zonas semi áridas que presentan estepa arbustiva y herbácea y son utilizadas por los arreos de ganado, principalmente para la veranada, siendo zonas con alto potencial de erosión por lo que el estudio de sus características topometeorológicas constituye una herramienta útil en la determinación de medidas para su manejo.

Agradecimientos: Se agradece las contribuciones de los revisores anónimos por los comentarios útiles y discusiones sobre el manuscrito.

REFERENCIAS

- Barry R.G. 1981. Mountain weather and climate. Methuen. London & New York. 309 pp.
- Barsi, J.A, 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 vol 5882.
- Barsi, J.A. Barker, J.L. Schott, J.R. 2003. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. IGARSS03, págs.21-25, France.
- Carlson, T.N. y Ripley, D.A, 1997. On the relation between NDVI fractional vegetation cover and leaf área index, Remote Sens Environ. Vol 62, No 3, págs. 241 – 252.
- Cogliati, M.G., Suarez, M.E. 2009. Variabilidad de la temperatura de superficie en el NW de la provincia del Neuquén a partir de información satelital. Boletín geográfico. N°31, págs. 13 - 25. Depto Geografía. Universidad Nacional del Comahue. Neuquén.
- Coll, C.; Galve, J.M.; Sánchez, J.M.; Caselles, V.; Valor, E. y Mira, M. 2009. Validación de la calibración y la corrección atmosférica de la banda térmica del Landsat 7/ETM+ con medidas de campo. XIII Congreso de la Asociación Española de Teledetección. págs. 489-492. Montesinos Aranda, S y Fernandez Fornos, L. Eds.
- Jiménez Muñoz, J.C., Cristóbal, J.A., Sobrino, J.A., Sòria, G., Ninyerola, M.; Pons, X., 2009. Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval From Landsat Thermal-Infrared Data IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 47, No. 1, págs.339-346
- Jiménez Muñoz, J.C.; Sobrino, J.A.; Cristóbal, J.A.; Sòria, G.; Ninyerola, M.; Pons, X.; Hidalgo, V.; Franch, B.; Romaguera, B. Oltra-Carrió, R.; Julien, Y.; Mattar, C. 2010. Obtención de la temperatura de la superficie terrestre a partir de la serie histórica LANDSAT. Revista de Teledetección Asociación Española de Teledetección. Vol. 33, págs. 53-63.
- Landsat Project Science Office, 2002. Landsat 7 Science Data User's Handbook. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- Li, F.; Jackson, T.; Kustas, W.; Schmugge, T.; French, A.; Cosh, M. and Bindlish, R. 2004 Deriving land surface temp. from Landsat 5 and 7 during SMEX02 /SMACEX. Remote Sensing of Environment, vol. 92, No. 4, págs.521 – 534.
- Liang, S., Li, X., Wang, J., 2012. Advanced Remote Sensing. Terrestrial Information Extraction and Applications. Academic Press. Amsterdam. 799pp.
- Lim, H.S., Mat Jafri, M.Z.; Abdullah, K. & Alsultan. S. 2012. Application of a Simple Mono Window Land Surface Temperature

- Algorithm from Landsat ETM+ Over Al Qassim, Saudi Arabia. *Sains Malaysiana* vol. 41, No.7, págs. 841–846.
- Lipton, A.E., 1992. Effects of slope and aspect variations on satellite surface temperature retrievals and mesoscale analysis in mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology* vol.31, No.3, págs. 255–264.
- Palese, C., Cogliati, M., Flores, A., Bastanski, M. y Lässig, J.L., 2002. Cold and warm areas detection from NOAA AVHRR thermal imagery in Alto Valle of Río Negro (ARGENTINA). 29th International Symposium on Remote Sensing of Environment. Buenos Aires.
- Qin Z., Berliner, P., Karnieli, A. 2005. Ground temperature measurement and emissivity determination to understand the thermal anomaly and its significance on the development of an arid environ. ecosystem in the sand dunes across the Israel-Egypt border. *Journal of Arid Environments*, vol. 60. págs. 27–52. Ed. Elsevier.
- Qin Z., Karnieli, A. and Berliner, P. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, No. 18, Taylor and Francis. págs. 3719– 3746.
- Rigo, G., Parlow, E., & Oesch, D. 2006. Validation of satellite observed thermal emission with in-situ measurements over an urban surface. *Remote Sensing of Environment*, vol.104, págs. 201–210.
- Sobrino, J.A. 2001. *Teledetección*. Universitat de Valencia. 468 pp.
- Sobrino J. A. and Raissouni, N. 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco, *International Journal of Remote Sensing*, Taylor and Francis. vol. 21, No. 2, págs. 353–366,
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. and Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5, *Remote Sensing of Environment*. Elsevier, vol. 90, No. 4, págs. 434–440
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A. and Martínez, P. 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors,” *IEEE Transactions Geosciences and Remote Sensing*, vol. 46, No. 2, págs. 316–327,
- Sundara Kumar, K. Udaya Bhaskar,P., Padmakumari, P. 2012. Estimation of land surface Temperature to study urban Heat island effect using Landsat ETM+ image. *International Journal of Engineering Science and Technology (IJEST)* Vol. 4 No.2 Eng Journals Publications.
- Valor, E., Caselles, V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment*. Elsevier. Vol. 57, págs. 167–184.
- Van de Griend, A. A. and Owe, M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the NDVI for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, Taylor and Francis. vol.14, No.6, págs.1119–1131.
- Walawender, J.P., Szymanowski, M., Hajto, M.J., Bokwa, A. 2014. Land Surface temperature patterns in the urban agglomeration of Krakow (Poland) derived from Landsat 7/ETM+ Data. *Pure and Applied. Geophysics*. Vol. 171. Springer. págs 913–940.
- Zhang, J., Wang,Y., and Lib, Y. 2006. A C++ program for retrieving land surface temperature from the data of LANDSAT TM/ETM+ band 6, *Computers and Geosciences*, Elsevier. Vol. 32, 1796–1805,

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.