



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado

**Variabilidad espacio-temporal de la temperatura  
de la superficie del suelo en el Perú y su relación  
con los eventos extremos, mediante imágenes  
MODIS/Terra durante el periodo 2000-2012**

**TESIS**

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con  
mención en Geofísica

**AUTOR**

Jaime AGUILAR LOME

**ASESOR**

Joel ROJAS ACUÑA

Leo WILLEMS BRAM

Lima, Perú

2015

# Resumen

El objetivo del presente trabajo es determinar la variabilidad espacial y temporal de la temperatura de la superficie del suelo (TSS) sobre el territorio peruano, ubicado aproximadamente entre 0°S y 20°S. Los datos utilizados son los productos MODIS/Terra (MOD11A2) y MODIS/Aqua (MYD11A2), que proporcionan la TSS diurna (10:30 hora local) y nocturna (2:30 hora local), respectivamente, a una resolución espacial de 1 km con base cada 8 días. La calidad de los productos fueron evaluados antes de su procesamiento. Mientras los datos de temperatura del aire, fueron proporcionados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SE-NAMHI). Los resultados muestran que la TSS diurna promedio del área de estudio varía de -1°C a 47°C. Mientras la desviación estándar de la TSS diurna muestra que en la costa norte y en la sierra varía más en comparación con la selva. Las comparaciones entre el promedio mensual de la TSS diurna con la temperatura máxima media mensual del aire muestran correlaciones estadísticamente significativas ( $0.50 \leq r \leq 0.84$ ,  $p \leq 0.05$ ) y la TSS diurna varía fuertemente según la estacionalidad y los diferentes clases de cobertura. Del análisis de la TSS nocturna en el periodo 2003-2012 (mayo-agosto), se muestra que las regiones por debajo de los 0°C se encuentran por encima de 2600 msnm (en promedio). Además la TSS nocturna promedio mensual está fuertemente correlacionada con la temperatura mínima media mensual del aire ( $R=0.93$ ,  $N=675$ ).

**Palabra Clave:** TSS MODIS, temperatura del aire, helada radiativa, tendencia

# Abstract

The objective of this work is to determine the spatial and temporal variability of land surface temperature (LST) over the Peruvian territory, located between approximately 0°S and 10°S. The data used are the MODIS/Terra (MOD11A2) and MODIS/aqua (MYD11A2) products, which provide daytime (10:30 local time) and nighttime (2:30 local time) LST respectively, at a spatial resolution of 1 km with base every 8 days. The quality of the products were evaluated before processing. While the air temperature data, was provided by the Meteorology and Hydrology National Service (SENAMHI). The results show that the average daytime LST of study area varies from -1°C to 47°C. While the standard deviation of LST, shows that in the north coast and in the highlands it varies more in comparison with the Peruvian Amazon. The comparisons between monthly average daytime LST with average monthly maximum air temperature showed statistically significant correlations ( $0.50 \leq r \leq 0.84$ ,  $p \leq 0.05$ ) and LST strongly varies according to the seasonality and ecosystems. Of the analysis of nighttime LST during the period 2003-2012 (May-August), it shows that the regions below 0°C are above 2600 masl (in average). In addition, the mean monthly nighttime LST is strongly related with the average monthly minimum air temperature ( $R=0.96$ ,  $N = 763$ ).

**Key Words:** MODIS LST, air temperature, radiation frost, trend

# Acrónimos

ASTER	Advanced Sapaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
ENVI	Environment for Visualizing Images
EOS	Earth Observing System
ESE	Earth Science Enterprise
IDL	Interactive Data Languaje
LAD	Least Absolute Deviattion
LST	Land Surface Temperature
MISR	Multiangle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRTWeb	MODIS Reproyection Tool Web Interface
MOPITT	Measurments of Poluition in the Troposphere
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
OMM	Organizaci'on Meteorol'ogica Mundial
OLS	Least Squares Ordinary
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorolog'ia e Hidrolog'ia
SST	Sea Surface Temperature
TIR	Thermal Infrared
USGS	United States Geological Survey
WGS846	World Geodetic System 84

# Índice

<b>Resumen</b>	<b>I</b>
<b>Abstract</b>	<b>II</b>
<b>Acrónimo</b>	<b>III</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>VII</b>
<b>Lista de Tablas</b>	<b>XI</b>
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes . . . . .	2
1.2 Identificación de problema . . . . .	4
1.3 Objetivos . . . . .	5
1.4 Organización de tesis . . . . .	5
<b>Capítulo 2. Ecuación de Transferencia Radiativa con Énfases a la     Temperatura de la Superficie del Suelo</b>	<b>7</b>
2.1 Radiación Térmica . . . . .	7
2.2 Emisividad de un cuerpo . . . . .	9
2.3 Ecuación de transferencia radiativa en el infrarrojo térmico . . . . .	10
2.4 Componentes de la transferencia radiativa en la región del infrarrojo térmico . . . . .	12
2.4.1 Temperatura de la superficie del suelo . . . . .	12
2.4.2 Emisividad de la superficie del suelo . . . . .	13
2.4.3 Términos Atmosféricos . . . . .	14
2.5 Técnica de Split Window para estimar la temperatura de la superficie del suelo de las imágenes MODIS . . . . .	15
2.5.1 Algoritmo generalizado de Split Window . . . . .	16

<b>Capítulo 3. Área de Estudio, Datos y Metodología</b>	<b>20</b>
3.1 Área de estudio	20
3.1.1 Clima y fisiografía	22
3.1.2 Hidrografía	23
3.1.3 Demografía	23
3.1.4 Sector agrícola del Perú	24
3.1.5 Regímenes de temperatura del suelo del Perú	24
3.2 Datos satelitales y digitales de elevación	26
3.2.1 Temperatura de la superficie del suelo	26
3.2.2 Índice de vegetación de diferencia normalizado	32
3.2.3 Modelo de elevación digital	32
3.3 Datos in situ	34
3.3.1 Temperatura del aire en estaciones meteorológicas	34
3.4 Metodología	36
3.4.1 Control de calidad de datos de la temperatura de la superficie del suelo	37
3.4.2 Comparación de la temperatura de la superficie del suelo y la temperatura del aire	39
3.4.3 Análisis de tendencia	40
<b>Capítulo 4. Resultados y Discusión</b>	<b>45</b>
4.1 Variabilidad temporal de la temperatura de la superficie del suelo diurna de área de estudio (Perú)	46
4.1.1 Series de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo diurna	46
4.1.2 Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo diurna	46
4.1.3 Variabilidad anual de la temperatura de la superficie del suelo diurna	47
4.2 Comparación de la temperatura de la superficie del suelo diurna y la temperatura máxima del aire	51

4.3	Análisis de tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna	58
4.3.1	Tendencia obtenida mediante el método de mínimos cuadrados ordinarios (OLS)	59
4.3.2	Tendencia obtenida mediante el método de mínima desviación absoluta (LAD)	65
4.3.3	Tendencia obtenida mediante el método de Sen	66
4.4	Evolución temporal de temperatura de la superficie del suelo diurna en el Perú. Periodo enero-diciembre 2002	72
4.5	Temperatura de la superficie del suelo diurna promedio	76
4.6	Temperatura de la superficie del suelo diurna y el modelo de elevación digital	79
4.7	Regiones expuestas a bajas temperaturas	82
<b>Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones</b>		<b>90</b>
5.1	Conclusiones	90
5.2	Recomendaciones	92
<b>Referencias Bibliográficas</b>		<b>93</b>
<b>Anexo A. Balance de energía en la superficie</b>		<b>104</b>
<b>Anexo B. Helada</b>		<b>108</b>

# Lista de Figuras

Figura 2.1 Radiación espectral de un cuerpo negro a diferentes temperaturas en comparación con la longitud de onda (Dhiraj, 2013). . . . .	8
Figura 2.2 Esquema de los términos que contribuyen a la radiancia medida por un sensor en la región del infrarrojo térmico (Labor propio).	11
Figura 3.1 Mapa de ubicación del área de estudio . . . . .	21
Figura 3.2 Ocho regiones naturales del Perú (Pulgar, 1996) . . . . .	21
Figura 3.3 Regímenes de temperatura del suelo de América del Sur (Van Wambeke, 1981) . . . . .	26
Figura 3.4 Temperatura de la superficie del suelo (MOD11 de fecha 08/2000) y su respectivo histograma. . . . .	31
Figura 3.5 Termómetros de máxima y de mínima: El termómetro inferior es el de mínima y se instala siempre en forma horizontal. (SENAMHI, 2010). . . . .	34
Figura 3.6 Mosaico del Perú de las escenas DEM-GTOPO30. La paleta de color muestra la altura en metros con respecto al geode (WGS84). Los puntos en color rojo representan la ubicación de estaciones meteorológicas mencionadas en la tabla 4.8. . . . .	36
Figura 3.7 Esquema de 3x3 píxeles para extraer los datos de TSS-MODIS sobre la estación meteorológica. . . . .	40
Figura 3.8 Esquema de la metodología. . . . .	44
Figura 4.1 Distribución de frecuencias de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial del área de estudio. En línea punteada se presentan el ajuste correspondiente a la distribución bimodal. . . . .	48
Figura 4.2 Series de tiempo de los datos de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial de todo el Perú durante el periodo de estudio. . . . .	48



Figura 4.3 Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo diurna. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012 y su respectiva desviación estándar . . . . .	50
Figura 4.4 Temperatura de la superficie del suelo diurna máxima, mínima y promedio anual. . . . .	50
Figura 4.5 NDVI promedio de los compuestos máximos mensuales: periodo febrero 2000 a diciembre 2012, superpuestas están los puntos de ubicación de cuatro estaciones meteorológicas (San Ignacio, San Alejandro, Ayaviri y La Yarada). . . . .	54
Figura 4.6 Temperatura máxima media mensual de aire (TMAX.) y la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual para los cuatro estaciones (La Yarada (Costa), Ayaviri (Sierra), San Ignacio (Sierra) y San Alejandro (Selva) ubicados en el Perú de 2000 a 2012. . . . .	55
Figura 4.7 Ajuste lineal entre los valores de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y temperatura máxima media mensual del aire (TMAX.), (a) para cuatro estaciones (La Yarada, Ayaviri, San Ignacio y San Alejandro). (b) Para 18 estaciones ubicadas sobre 2000 msnm, durante el periodo 2000-2012. . . . .	56
Figura 4.8 Puntos de ubicación de las estaciones meteorológicas. Los puntos en colores muestran el coeficiente de correlación entre la temperatura máxima media mensual del aire y la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial de una ventana de 3x3 píxeles. . . . .	58
Figura 4.9 Distribución espacial de la tendencia (°C/año) de la TSS diurna promedio anual, en el periodo 2001-2012. Obtenida mediante el método OLS. . . . .	61
Figura 4.10 Imagen del Google Earth de ubicación del punto de coordenadas en proyección Geográfica (9/55'57.07", 77/02'31.11") de fecha 31 de octubre del 2013. . . . .	62

Figura 4.11 Imágenes del Google Earth de ubicación del punto de coordenadas en proyección Geográfica (13/48'42.12", 71/05'23.97") de fecha 6 de setiembre del 2013. . . . .	63
Figura 4.12 Tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS con intervalos de 200 m. Obtenidos mediante los métodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen. . . . .	69
Figura 4.13 Tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS con intervalos de 500 m. Obtenidos mediante los métodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen. . . . .	70
Figura 4.14 Ajuste lineal de tendencias (°C/año) de temperatura máxima media anual del aire para 20 estaciones y de la TSS diurna promedio anual extraídas de una ventana de 3x3 píxeles en la que se encuentra emplazada las estaciones meteorológicas. Obtenidos mediante los métodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen. . . . .	71
Figura 4.15 Evolución temporal de la temperatura de la superficie del suelo diurna del Perú para el periodo enero-diciembre 2002 . . . . .	74
Figura 4.16 Mapa de fecha 13 de Julio del 2002, de distritos afectados por las nevadas y granizo en el sur de Perú (INDECI, 24-07-2002). . . . .	75
Figura 4.17 Temperatura de la superficie del suelo diurna antes, durante y después de las nevadas y granizo en el sur del Perú, del mes de Julio del 2002. . . . .	75
Figura 4.18 Temperatura de la superficie del suelo diurna promedio. Periodo marzo 2000 a diciembre del 2012. . . . .	77
Figura 4.19 Desviación estándar de la serie histórica de temperatura de la superficie de suelo diurna: periodo marzo 2000 a diciembre del 2012. . . . .	78
Figura 4.20 Representación de modelo de elevación digital GTOPO30 en XZ (con exageración vertical de 35°). . . . .	79
Figura 4.21 Estadística de los datos DEM GTOPO30 del área de estudio. . . . .	79
Figura 4.22 Variación de la temperatura de la superficie del suelo diurna con la distancia desde la línea de la costa. . . . .	81

Figura 4.23 Temperatura de la superficie del suelo nocturna promedio: Periodo mayo-agosto del 2003 a 2012. . . . .	85
Figura 4.24 Frecuencia de heladas en el Perú. Periodo promedio anual 1964-2009 mes de julio (SENAMHI, 2010). . . . .	86
Figura 4.25 Puntos de ubicación de las estaciones meteorológicas. Los pun- tos en colores muestran el coeficiente de correlación entre la tempera- tura mínima media mensual del aire y la temperatura de la superficie del suelo nocturna promedio mensual y espacial de una ventana de 3x3 píxeles. . . . .	88
Figura 4.26 (a) Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna (2:30 hora local) y la temperatura mínima promedio mensual del aire durante el periodo mayo-agosto (2003-2012) de un total de 18 estaciones ubicadas por encima de 2000 msnm. (b) Re- gresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna (2:30 hora local) promedio durante el periodo mayo-agosto del 2003- 2012 en función de la elevación . . . . .	89
Figura A.1 Flujos de energía típicos durante el día (a) y la noche (b) (Adaptado de Arya, 2001) . . . . .	106
Figura B.1 Gradiente térmico diurno y nocturno en noche de helada, indi- cando inversión térmica, temperatura en caseta meteorológica ( $T_{caseta}$ ), temperatura en el césped ( $T_{césped}$ ) y diferencia de temperatura entre ambas ( $\Delta T$ ). (Adaptado: SENAMHI, 2010). . . . .	109

# Lista de Tablas

Tabla 3.1	Estadística de población y usos del suelo del Perú. . . . .	24
Tabla 3.2	Entrada de datos productos MODIS al algoritmo generalizado <i>split window</i> para obtener el producto MOD11 L2. . . . .	28
Tabla 3.3	Conjunto de datos científicos en el producto MOD11A2 (Wan, 2009). . . . .	29
Tabla 3.4	Valores definidos de control de calidad QC Diurna y QC-Nocturna para los productos MOD11 y MYD11. . . . .	30
Tabla 3.5	Base de datos DEM GTOPO30 ( <a href="https://lta.cr.usgs.gov/24-06-2014">https://lta.cr.usgs.gov/24-06-2014</a> ). . . . .	33
Tabla 3.6	Lista de 25 estaciones meteorológicas utilizadas (2000-2012). . .	35
Tabla 3.7	Frecuencia de calidad de datos observados durante el año 2000-2012. QC= Control de calidad, TSSd= temperatura de la superficie el suelo diurna. . . . .	38
Tabla 3.8	Frecuencia de calidad de datos observados durante el periodo mayo- agosto del 2003- 2012. QC= Control de calidad, TSSn = temperatura de la superficie el suelo nocturna. . . . .	39
Tabla 4.1	Valores mensuales de temperatura de la superficie del suelo (°C) diurna (marzo 2000 a diciembre 2012) para todo el Perú. . . . .	49
Tabla 4.2	Valores máximos, promedios y mínimos anuales de la temperatura de la superficie del suelo (°C) diurna del área de estudio. . . .	49
Tabla 4.3	Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo diurna y la temperatura máxima del aire para cada estación meteorológica. . . . .	57
Tabla 4.4	Tendencias (°C/año) de temperatura máxima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el método OLS. . . . .	64

Tabla 4.5 Tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{n}}\text{o}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el m´etodo LAD. . . . .	66
Tabla 4.6 Tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{n}}\text{o}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el m´etodo Sen. . . . .	68
Tabla 4.7 Coeficiente de correlaci´on entre la temperatura de la superficie del suelo diurna y elevaci´on, con variaci´on desde la l´inea de la costa. .	82
Tabla 4.8 Regresi´on lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna y la temperatura m´inima del aire para cada estaci´on me- teorol´ogica. . . . .	87

## Introducción

La temperatura de la superficie del suelo (TSS) es un parámetro esencial de los procesos físicos que ocurren en la superficie del suelo, tanto a nivel regional como global. Combinando el resultado de todas las interacciones superficie-atmósfera y flujos de energía entre la atmósfera y la superficie (Wan y Dozier, 1996). El conocimiento de la temperatura de la superficie del suelo proporciona información sobre las variaciones temporales y espaciales del estado de equilibrio de la superficie del suelo, y es de fundamental importancia para muchos estudios ambientales y para el manejo de recursos hídricos (Li et al., 2013). Su importancia en la agricultura radica en que la temperatura de la superficie del suelo y la temperatura del follaje es uno de los factores determinantes del crecimiento vegetal, y gobiernan el inicio y terminación de los procesos estacionales de los vegetales (Parkinson et al., 2000). Tradicionalmente los datos de temperatura de la superficie del suelo se obtienen de las observaciones en estaciones meteorológicas y luego interpoladas a datos cuadrículados. Sin embargo, la interpolación espacial no puede proporcionar resultados satisfactorios a partir de observaciones puntuales, debido a que las mediciones no están disponibles en densidad suficiente (Xu et al., 2013). La teledetección por satélite, al tener acceso a toda la cubierta terrestre (océanos y continentes), permite obtener datos homogéneos y realizar análisis multitemporales (Straschnoy et al., 2006), convirtiéndose hoy en día, en una de las más importantes fuentes de información climática en el mundo.

## 1.1. Antecedentes

Basado en los datos de la TSS derivados de la teledetección por satélite, varios estudios fueron conducidos para evaluar la variabilidad espacial y temporal. Stropiana et al. (2014) analizaron datos de 10 años de la TSS diurna y nocturna del sur de Italia proporcionados por el sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). En los resultados obtenidos muestran que la topografía y la cobertura del suelo influyen significativamente en las variaciones espacio-temporales de la TSS. La variabilidad espacio-temporal de la TSS nocturna en el Altiplano de Tíbet son estudiados por Xu et al. (2013). Sin embargo la falta de datos en los productos de la TSS proporcionado por el sensor MODIS causados por la contaminación de nubes, dificulta el análisis. Xu et al. (2013) emplearon el algoritmo de análisis armónico de series de tiempo (HANTS) para eliminar la influencia de cobertura nubosa y describir las señales periódicas de la TSS. El Algoritmo HANTS demostró ser eficaz para la comprensión de las variaciones espacio-temporales de la TSS obtenidas por teledetección por satélite, especialmente para las regiones con mayor cobertura de nube que causan grandes lagunas en los datos de la TSS. Van De Kerchove et al. (2011) evaluaron la variabilidad espacio-temporal de la TSS diurna y nocturna de la montaña Altai de Rusia, y su relación con las variables fisiográficas (elevación, el potencial de radiación solar, la cobertura vegetal, convergencia topográfico y la duración de nieve). En el resultado ilustran la fuerte relación inversa entre la TSS diurna promedio y la duración de cobertura de nieve con un coeficiente de determinación de 0.85. De otro lado la TSS nocturna estaba fuertemente correlacionada con la elevación y la cantidad de cubierta vegetal. Manzo-Delgado et al. (2004) analizaron los cambios de la TSS en el centro de México durante la época seca (noviembre-abril) de 1996-2000, usando los datos de AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) y la relación entre la TSS, y los incendios forestales. Concluyendo que la TSS durante los primeros cuatro meses de la estación seca se puede utilizar como variable para modelar la probabilidad de ocurrencia de incendios forestales, en combinación con variables ambientales. García et al. (2007) comprobaron que durante condiciones de sequedad (menor disponibilidad de hume-

dad del suelo) el incremento de la TSS, se comporta como un indicador de estrés de vegetación que precede al inicio de sequía. Concluyendo que la TSS en combinación con variables como el NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), se pueden derivar indicadores como: TVDI (*Temperature Vegetation Dryness Index*) y VTCI (*Vegetation Temperature Condition Index*), dada la robusta base teórica en que se sustentan, permite detectar la escasez hídrica.

Las regiones altoandinas frecuentemente son afectadas por bajas temperaturas, por ello la TSS nocturna procedente del sensor MODIS-Aqua (2:30 hora local) fueron utilizados para generar mapas regionales de riesgo de heladas en el Altiplano-Bolivia (Pouteau et al., 2011). Por tanto la TSS derivados de imágenes que contienen datos térmicos es un insumo muy importante para el monitoreo y alerta temprana a la ocurrencia de heladas. La temperatura del aire es generalmente medido en estaciones meteorológicas de 1 a 2 m sobre el suelo. La estación meteorológica no puede proveer de manera eficiente la variabilidad espacial de la temperatura del aire, debido a que si distribuyen escasamente. Por esta razón, la TSS proporcionado por el sensor MODIS, se viene utilizando para calcular la temperatura máxima y mínima del aire, con modelos estadísticos que permiten obtener una correlación muy alta (coeficiente de determinación igual a 0.92) entre el estimado y datos in situ (Benali et al., 2012).

En la conferencia Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) (Houghton et al., 2001) señalaron, la necesidad de contar con los datos de la TSS de largo plazo basados en la teledetección, para mejorar las limitaciones de la convencional temperatura de aire (1 a 2 m sobre el suelo) en estudios del calentamiento global. En este sentido Quin et al. (2009) analizaron la tendencia de calentamiento con respecto a las elevaciones en la meseta de Tíbet (China), utilizando los datos productos de TSS-MODIS/Terra nocturna entre los años 2000-2006. Este trabajo encontraron que la razón de calentamiento aumenta a partir de 3 000 a 4 800 msnm. Salama et al. (2012) analizaron las anomalías estandarizadas de la TSS recuperado del sensor SSM/I (*Special Microwave Imager*) sobre la meseta de Tíbet, para el periodo 1987 a 2008. El análisis de tendencia mostró que las anomalías mensuales y anuales estandarizadas están aumentando a una razón de 0.5°C por década.



En el Perú hasta el momento no se tiene información sobre variabilidad espacial y temporal de la TSS, sin embargo existen trabajos a nivel de cuencas sobre la variabilidad de la temperatura observada en las estaciones meteorológicas (1 a 2 m sobre el suelo), como es el caso de la cuenca del río Mantaro. Donde la temperatura mínima del aire presenta valores más bajos entre junio y agosto (invierno), con valores promedios a nivel de cuenca del orden de 1.0°C, mientras que los valores más altos se registran entre diciembre y febrero (verano), siendo del orden de 5.0°C. Y la temperatura máxima del aire presenta los valores más bajos en verano (temporada lluviosa) del orden de 17.0°C en promedio, mientras que los valores más altos se dan en primavera y son del orden de 18.0°C. También se observó en la última década 2001-2010, un cambio de las temperaturas extremas (máxima y mínima) del aire del orden de 0.2°C respecto al periodo de referencia 1971-2000 (Avalos et al., 2011).

## **1.2. Identificación de problema**

El Perú es uno de los países más vulnerables ante el impacto de cambio climático debido a lo complejo y diverso de su ecosistema, y las economías regionales dependen en gran medida de actividades económicas sensibles a los cambios climáticos, como son la agricultura, la ganadería, la pesca, la explotación forestal y todas las cadenas productivas de la industria, servicios y comercio, que dependen del procesamiento de estos recursos naturales (Fundación Bustamante, 2010). Por ello, es indispensable desarrollar metodologías que permitan obtener información como por ejemplo, sobre la variabilidad espacial y temporal de la temperatura de la superficie del suelo. Tal conocimiento puede ser trascendente en la implementación de políticas locales y regionales en la reducción de los efectos negativos de la variabilidad climática tales como, salvaguardar las cabeceras de las cuencas hidrográficas, el seguro agrario, entre otros. En consecuencia, la información obtenida en esta investigación pueda complementar estas políticas con aportes claves de acción en los aspectos económicos sociales, ambientales y eventos meteorológicos extremos.

### **1.3. Objetivos**

El objetivo principal del presente trabajo es determinar la variabilidad espacial y temporal de la temperatura de la superficie del suelo sobre el territorio peruano, en la medida que esté relacionado con eventos climáticos.

Los objetivos específicos son:

- Validar datos productos de la temperatura de la superficie del suelo proporcionado por el sensor MODIS para identificar eventos climáticos.
- Identificar las áreas que experimentan mayor tendencia en la temperatura de la superficie del suelo.
- Generar mapas temáticos relevantes a eventos climáticos extremos.

### **1.4. Organización de tesis**

A continuación comentaremos el contenido de cada uno de los capítulos en los que se encuentran dividida el presente trabajo. En el capítulo 2, se hará una descripción de fundamentos físicos que permiten estimar la temperatura de la superficie del suelo mediante la técnica de teledetección por satélite. Así mismo se describe el algoritmo con la que fue obtenido los productos de temperatura de la superficie del suelo del sensor MODIS. Analizaremos el efecto de los componentes atmosféricos y la atenuación que producen en la radiación que alcanza al sensor, centrándonos en el vapor de agua como principal absorbente en la región del infrarrojo térmico del espectro electromagnético. A partir de este desarrollo teórico, deduciremos las ecuaciones típicas de monocanal y el algoritmo generalizado de Split-Window propuesto por Wan (1996). Que son utilizados para estimar la temperatura de la superficie del suelo del sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua. En el capítulo 3, presentaremos el área de estudio, las fuentes de datos y la metodología utilizada en el presente trabajo de tesis. Se hace una descripción del área de estudio (Perú). Asimismo, se describen los datos productos de la temperatura de la superficie del

suelo procedente del sensor MODIS y los datos de validación de temperatura máxima y mínima media mensual del aire. Finalmente se describe la metodología. En el capítulo 4, se presentan los resultados obtenidos y su respectiva discusión. Para concluir, en el quinto capítulo se presenta las conclusiones a las que se ha llegado en este trabajo de tesis. En anexo A, se describe el balance de energía en la superficie del suelo. En anexo B, se define que son las heladas y su proceso de formación.

# Ecuación de Transferencia Radiativa con Énfases a la Temperatura de la Superficie del Suelo

En este capítulo se describe los principios físicos que permiten estimar la temperatura de la superficie del suelo a partir de la radiancia emitida por la superficie terrestre. Se discute la formación de la ecuación de transferencia radiativa (ETR), que describe la propagación de la radiancia terrestre en todo el camino a través de la atmósfera hasta llegar al sensor a bordo del satélite. También se describe el algoritmo generalizado *split window* para estimar la temperatura de la superficie del suelo de las imágenes MODIS.

## 2.1. Radiación Térmica

La superficie de todo cuerpo que se encuentra a una temperatura mayor que el cero absoluto emite energía, en forma de energía térmica, generada por el movimiento de las cargas eléctricas que se encuentran cerca de la superficie. Esta radiación consiste de ondas electromagnéticas (llamadas frecuentemente ondas infrarrojas), cuya naturaleza es igual a la luz visible, aunque de una longitud de onda mayor (Mulders, 1987; Eisberg, 2011). Un cuerpo negro es un radiador ideal de energía que además absorbe toda la energía que recibe. Si un cuerpo negro está en equilibrio térmico, entonces se emite la misma cantidad de radiación a medida que absorbe en cada longitud de onda. Esta característica es válida para la radiación que corresponde a todas las longitudes de onda y para todos los ángulos de incidencia. La cantidad de

radiación emitida por un cuerpo negro a la temperatura y la longitud de onda dada, está dada por la ley de radiación de Planck de cuerpo negro como:

$$B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 e^{\frac{C_2}{\lambda T} + 1}}, \quad (2.1)$$

donde  $B(\lambda, T)$  es la radiancia espectral ( $Wm^{-3}sr^{-1}$  o  $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) de un cuerpo negro a temperatura  $T$  (K) y longitud de onda  $\lambda$  ( $\mu m$ ), mientras  $C_1$  y  $C_2$  son constantes físicas de valor  $1.191 \times 10^8 W \mu m^4 sr^{-1} m^{-2}$  y  $1.439 \times 10^{-2} \mu m K$ , respectivamente.

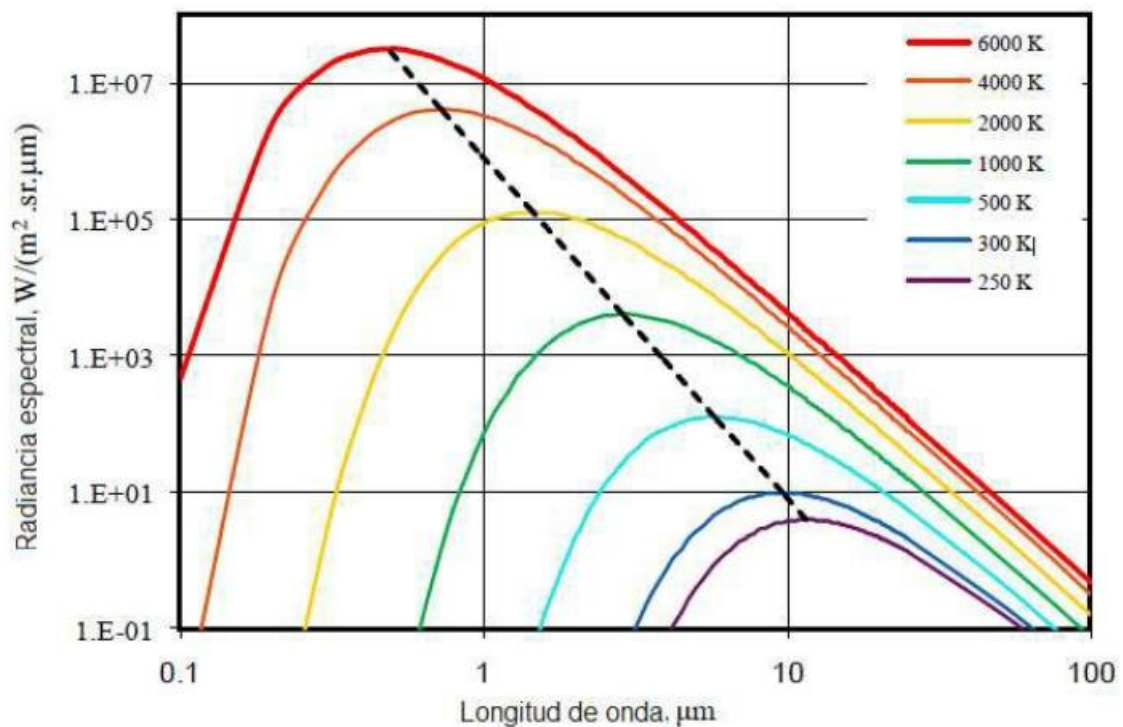


Figura 2.1: Radiación espectral de un cuerpo negro a diferentes temperaturas en comparación con la longitud de onda (Dhiraj, 2013).

## Ley Stefan-Boltzmann

En 1879 Josef Stefan encontró una relación empírica entre la energía emitida por unidad de área por un cuerpo negro y su temperatura. La Ley de Stefan-Boltzmann establece que la radiancia total de un cuerpo negro depende únicamente de la cuarta potencia del valor absoluto de la temperatura.

$$B(T) = \frac{C_1 \pi^4 T^4}{15 C_2^4} = \sigma T^4, \quad (2.2)$$

donde  $B$  es la energía emitida por unidad de área por un cuerpo ( $Wm^{-2}$ ),  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$  es el constante de Stefan-Boltzman, y  $T$  (K) es la temperatura.

## Ley de desplazamiento de Wien

Figura 2.1 muestra que el aumento en la energía de la radiación corresponde a todas las longitudes de onda, con el aumento de la temperatura. La Ley de desplazamiento de Wien establece que a medida que aumenta la temperatura, disminuye la longitud de onda (aumenta la frecuencia,  $\nu$ ) a la cual alcanza la máxima radiación.

$$\lambda_{max} = \frac{C_0}{T} \quad (2.3)$$

donde  $\lambda_{max}(um)$  es la longitud de onda máxima emitida a una temperatura determinada,  $C_0 = 2.8977685 \times 10^{-3} mK$  es la constante de desplazamiento de Wien, y  $T$  (K) es la temperatura.

## 2.2. Emisividad de un cuerpo

Los cuerpos reales no se comportan como emisores perfectos, por lo que la radiación emitida por un cuerpo real es menor que la obtenida mediante la ecuación (2.1). Por lo tanto, es necesario cuantificar la capacidad de emisión de una superficie, tomando la del cuerpo negro como referencia. La emisividad se define como la razón entre la radiancia de un objeto y la radiancia ideal de un cuerpo negro a la misma temperatura. La radiancia espectral de un cuerpo real (cuerpo no ideal) se puede relacionarse con la ley de Planck multiplicado por la emisividad espectral, así

$$L(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda)B(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda)C_1 \frac{1}{\lambda^5 e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1} \quad (2.4)$$

Un cuerpo negro ideal presenta una emisividad igual a la unidad, mientras que para un cuerpo que no sea radiador perfecto  $0 \leq \varepsilon(\lambda) \leq 1$ , siendo  $\varepsilon = 0$  en el caso de un reflector perfecto.

Si no hay atenuación en el proceso de la transferencia de la radiancia espectral emitida por la superficie del suelo a través de la atmósfera hacia el sensor a bordo de

la plataforma satelital, la temperatura de la superficie del suelo se puede determinar teóricamente, invirtiendo la ecuación de radiación de Planck como sigue:

$$T = \frac{C_2}{\lambda \ln \left[ \frac{\varepsilon(\lambda) C_2}{\lambda^5 B(\lambda, T)} \right]} \quad (2.5)$$

### 2.3. Ecuación de transferencia radiativa en el infrarrojo térmico

La ecuación de transferencia radiativa es la expresión matemática de la conservación de energía radiante (Peraiah, 2004).

La temperatura de la superficie del suelo estimada de datos imágenes de teledetección por satélite se basa en la observación de la radiación, que depende principalmente de la radiancia emitida por la superficie del suelo, aunque la atmósfera también tiene principales efectos. Los algoritmos como *split window* para estimar la temperatura de la superficie del suelo se derivan de la ecuación de transferencia radiativa en la región del infrarrojo térmico. Usualmente, la formación de la ecuación se basa en las siguientes suposiciones. Considerando una atmósfera dividida en capas plano-paralelas, es decir, en capas homogéneas tal que la transmisividad y radiancias atmosféricas dentro de cada una de ellas sean independientes de la posición horizontal, o lo que es lo mismo, del ángulo acimutal. Como segunda hipótesis se considera una atmósfera libre de nubes de manera que sólo se consideran procesos de absorción y emisión, considerando despreciable el proceso de dispersión. Finalmente, se considera una atmósfera en equilibrio termodinámico local, es decir, la temperatura no cambia cuando la radiación se transmite a través de la atmósfera. La transferencia de la radiancia térmica de la superficie del suelo a través de la atmósfera al sensor a bordo del satélite, y su interacción con los elementos activos de la atmósfera, se puede escribir como:

$$B_i(T_i) = \varepsilon_i(\theta) B_i(T_s) \tau_i(\theta) + (1 - \varepsilon_i(\theta)) L_{\square i}(\theta) + L_{\square i}(\theta), \quad (2.6)$$

donde  $B_i$  es la radiancia medida por el sensor a bordo del satélite ( $Wm^{-2}sr^{-1}um^{-1}$ ),  $T_i(K)$  es la temperatura de brillo en el sensor,  $\varepsilon_i$  es la emisividad de la superficie del

suelo,  $B_i(T_s)$  es la radiancia de un cuerpo negro a la temperatura de la superficie  $T_s$ ,  $\tau_i$  es la transmitancia atmosférica,  $L_{\square}$  es la radiancia descendente atmosférica,  $L_{\square}$  es la radiancia ascendente atmosférica, y  $\theta$  es el ángulo de observación.

La interpretación física en la ecuación (2.6), el primer término de la derecha hace referencia a la atenuación que sufre la radiación térmica de la superficie del suelo que atraviesa la atmósfera como consecuencia de la absorción que se produce por parte de los diferentes compuestos atmosféricos contenidos en ella. La atmósfera también emite energía hacia el sensor, también lo hace hacia la superficie terrestre. Esta radiación se refleja en la superficie y es devuelta hacia el sensor, la cual representa el segundo término. El último sumando es la contribución de la propia atmósfera a la radiancia final en forma de radiación térmica emitida por las diferentes capas de la misma.

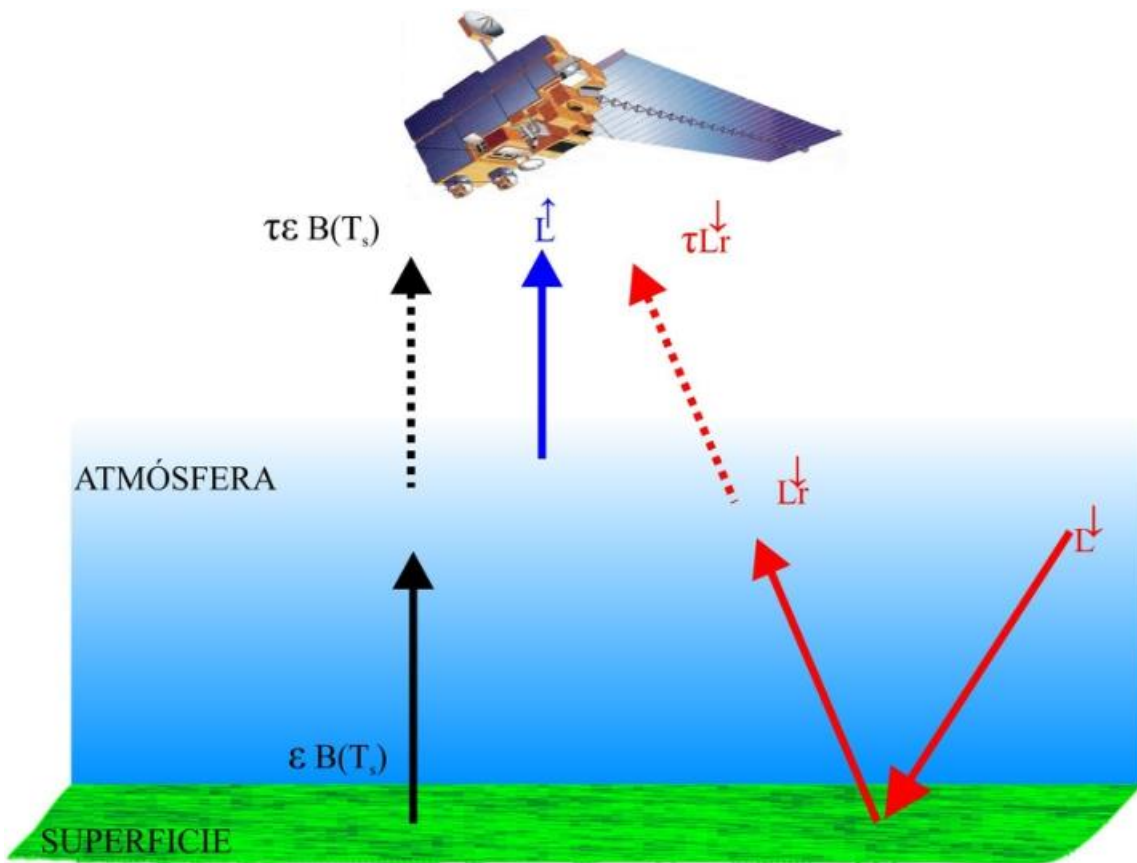


Figura 2.2: Esquema de los términos que contribuyen a la radiancia medida por un sensor en la región del infrarrojo térmico (Labor propio).



Debemos tener en cuenta, que los canales asociados a un sensor; realizan mediciones radiométricas en bandas espectrales de cierta anchura caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro  $g_i(\lambda)$ , específica de cada uno de ellos. Esta función da idea de la sensibilidad de los detectores del sensor para cada una de las longitudes de onda comprendidas en el intervalo definido. Por ello la solución que suele adoptar es considerar parámetros efectivos de la siguiente forma (Li et al., 2013):

$$X_i = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) X d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) d\lambda}, \quad (2.7)$$

donde  $g_i(\lambda)$  es la función de respuesta espectral en canal  $i$ ,  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  son las longitudes de onda inicial y final respectivamente en canal  $i$ , finalmente  $X$  represente cualquier parámetro como la emisividad, la transmisividad, las radiancias atmosféricas ascendentes y descendentes.

## 2.4. Componentes de la transferencia radiativa en la región del infrarrojo térmico

### 2.4.1. Temperatura de la superficie del suelo

En el caso de la temperatura termodinámica de una sola molécula puede ser definido fácilmente a través de su energía cinética que se basa en la “ley cero de la termodinámica”. Que afirma, “que si dos sistemas están en equilibrio térmico con tercer sistema, también están en equilibrio térmico entre sí. Sin embargo, para una superficie heterogénea vista por un sensor a bordo de satélite, la energía cinética no es una medida apropiada de la temperatura. La mejor estimación se realiza mediante la medición radiométrica (Dirhaj, 2013). La radiancia media medido por el sensor satelital en una sola banda, cuando se convierte en la temperatura invirtiendo la ley de Planck, se llama temperatura de brillo (TB). En otras palabras, TB es la temperatura medida por el sensor a nivel de satélite. Si la superficie observada por el sensor a bordo de satélite es homogénea e isotérmica, entonces, la temperatura de la superficie del suelo se estima después de corregir la TB, que puede ser definida como la *Directional Radiometric Surface Temperature* (DRST) (Norman y Becker, 1995).

Sin embargo la superficie del suelo está cubierta por diferentes tipos de vegetación, rocas y suelos que tienen diferente capacidad de emitir la energía térmica. Siendo la estimación de temperatura de la superficie del suelo sea mucho más compleja que la superficie del mar homogéneo. Una definición concisa dio Norman et al. (1995) a la temperatura de la superficie del suelo, como la *Ensemble Directional Radiometric Surface Temperature* (EDRST). Donde el término *Ensemble* representa la mayor contribución de pixel no homogéneo.

#### **2.4.2. Emisividad de la superficie del suelo**

Un preciso conocimiento de la emisividad de la superficie del suelo (ESS) es fundamental a la hora de estimar la temperatura de la superficie del suelo, especialmente en la llamada ventana atmosférica situada entre los  $8 \text{ } \square \text{ } 14 \text{ } \mu\text{m}$ . En este intervalo espectral la contribución atmosférica es débil, permitiendo el paso de la radiación superficial de forma casi transparente. Por tanto el efecto de la emisividad es mucho más importante en la medida de la temperatura realizada por aquellos sensores que operen en dicha ventana. El conocimiento preciso de la ESS no es sencillo, este parámetro varía en su magnitud con la longitud de onda o con el tipo de composición del suelo, pero también han aparecido estudios que demostraron que la ESS varía con la humedad del suelo o con la geometría de observación de la superficie (Salisbury y D' Area, 1992). La ESS es una cantidad fundamental requerida para medición radiométrica de la temperatura de la superficie del suelo. Dado que, ESS y la temperatura de la superficie del suelo están vinculados de una manera tal que, la información sobre ESS, se requiere para resolver la ETR, para estimar la temperatura de la superficie del suelo. Muchas mediciones se han hecho de ESS, debido a su importancia para estimar la temperatura de la superficie del suelo mediante la técnica de teledetección por satélite (Becker, 1997).

Como se dijo en la sección anterior (2.3), el sensor mide la radiación electromagnética en bandas fijas con longitud de onda en un intervalo discreto. Debido a que la ESS varía con la longitud de onda, el valor efectivo de ESS para una superficie uniforme en el canal "i" para el rango de longitud de onda finita dada de  $\lambda_1$  a  $\lambda_2$ , se calcula

utilizando la ecuación siguiente (Wan y Dozier, 1996).

$$\varepsilon_i = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) \varepsilon_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) d\lambda} \quad (2.8)$$

La ESS espectral de diferentes superficies terrestres se proporciona en MODTRAN en términos de albedo. En la práctica, el albedo es utilizado para describir cuantitativamente la reflectancia debido a la radiación solar dispersada a todas las direcciones por la superficie de la Tierra, y la ley de Kirchhoff se aplica para derivar la ESS de la medición de la reflectancia superficial (Salisbury et al., 1994).

$$\varepsilon_i(\theta_j, \varphi_j) = 1 - \int \rho(\theta_i, \varphi_i, \theta_j, \varphi_j) d\Omega, \quad (2.9)$$

donde  $\varepsilon_i(\theta_j, \varphi_j)$  es la emisividad de la superficie del suelo direccional,  $\rho(\theta_i, \varphi_i, \theta_j, \varphi_j)$  es la reflectancia direccional hemisférica de la superficie del suelo,  $d\Omega$  es el ángulo sólido de la hemisfera,  $\theta_i, \varphi_i$  y  $\theta_j, \varphi_j$  son las direcciones de flujos radiativos.

### 2.4.3. Términos Atmosféricos

En teledetección por satélite; la región 10.5 - 12.5  $\mu m$  del espectro electromagnético son utilizados para estimar la temperatura de la superficie del suelo, debido a su característica de alta transmisividad pero no total, ya que existen algunos compuestos, tales como el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono principalmente, que producen una absorción.

Prabhakara et al. (1974) definen la transmisividad atmosférica terrestre, medido en un ancho de banda de canal "i" por la siguiente expresión:

$$\tau_i = e^{-\int k_i u \sec(\theta)}, \quad (2.10)$$

donde  $\tau_i$  es la transmisividad atmosférica,  $k_i$  es el coeficiente de absorción de la atmósfera que incluye toda la actividad molecular dentro del ancho de banda del canal "i",  $u$  es la densidad de la atmósfera.

Saunders y Edwards (1989) determinaron, que el principal constituyente de la atmósfera que afecta a la radiación detectada por el sensor a bordo de satélite es el vapor de agua en la columna atmosférica (W). La medida de la señal es atenuada y modificada dependiendo de la cantidad, distribución, temperatura y la longitud de onda

de la radiación. Sin embargo, el ozono ( $O_3$ ) y el dióxido de carbono ( $CO_2$ ) están uniformemente distribuidos en el espacio y que también influyen en la transmitancia atmosférica, pero en menor medida que causada por la columna de vapor de agua atmosférica.

## 2.5. Técnica de Split Window para estimar la temperatura de la superficie del suelo de las imágenes MODIS

Asumiendo que las temperaturas de la superficie del suelo y de la atmósfera no son muy diferentes y que la absorción es débil, entonces es posible linealizar la ecuación (2.6). En modelo de Becker (1987), la temperatura de la superficie del suelo, se expresa en términos de la temperatura de brillo observado en canal "i".

$$T_s = T_i + (1 - \frac{\epsilon_i}{\epsilon_i}) L_i(T_i) - \frac{A_i W (T_i - \cos\theta T_a)}{\epsilon_i \cos\theta (1 - A_i)} + 2 A_i W (1 - \epsilon_i) [T_a + L_i(T_i) - T_i] \quad (2.11)$$

donde  $A_i$  es el factor de absorción efectiva en canal  $i$ , dado por  $A_i = \frac{g_i(\lambda) a(\lambda) dB/dT d\lambda}{g_i(\lambda) dB/dT d\lambda}$ ,  $W$  es el contenido de vapor de agua efectiva en una columna vertical atmosférica dado por  $W = \int F \{p(z), T(z)\} e(z) dz$ ,  $e(z)$  es la concentración de vapor de agua a una altura  $z$  y  $T_a$  viene a ser la temperatura radiativa efectiva dada por  $T_a = \frac{\int T(z) F \{p(z), T(z)\} e(z) dz}{W}$ , y  $L_i(T_i)$  es un parámetro con unidades de temperatura definido por  $L_i(T_i) = \frac{B_i(T_i)}{(\frac{\partial B_i}{\partial T}(T_i)) T_i}$ .

En la ecuación (2.10) se asume que

$$\tau_i = 1 - \frac{A_i W}{\epsilon_i \cos\theta} \quad (2.12)$$

Es importante señalar que en la ecuación (2.11) interviene, además de la emisividad de la superficie del suelo,  $\epsilon_i$ , una serie de parámetros atmosféricos como el vapor de agua y la temperatura radiativa efectiva de la atmósfera o simplemente temperatura atmosférica,  $T_a$ . Para calcular estos factores se necesita del conocimiento preciso de los perfiles verticales de temperatura y humedad de la zona a estudiar, lo que implica utilizar sondeos meteorológicos simultáneos con el paso del satélite lo que

no siempre es posible.

Desde principios de los años 1970 se ha desarrollado una serie de técnicas de corrección atmosférica específicamente para calcular la temperatura de la superficie del mar, que evitan la utilización de datos de radiosondeos o cualquier otro tipo de información ajena a la proveniente de los satélites. Estas técnicas fueron propuestas por Anding y Kauth (1970), McMillin (1971) y Prabhakara et al. (1972). La esencia de sus metodologías radica en la proporcionalidad existente entre la atenuación que sufre la radiancia como consecuencia de la absorción atmosférica y la diferencia entre radiancias medidas simultáneamente a dos longitudes de onda diferentes, cada una de ellas sujetas a cantidades distintas de absorción atmosférica, pero ambas dentro de una misma ventana, lo que se conoce normalmente con el nombre de principio de absorción diferencial (McMillin, 1975). Esta diferente absorción puede ser también obtenida mediante medidas a una misma longitud de onda pero con dos ángulos de observación distinto (Saunders, 1967).

El principio de absorción diferencial establece que la atenuación sufrida por la radiancia emitida por la superficie del mar,  $R$ , al atravesar la atmósfera es proporcional a la diferencia de radiancias medidas para un mismo punto de la superficie, a dos longitudes de onda o dos ángulos de visión diferente,  $R_i$  y  $R_j$ :

$$R - R_i = \gamma[R_i - R_j], \quad (2.13)$$

donde  $\gamma$  es el coeficiente de proporcionalidad que depende de las transmisividades atmosféricas en las condiciones  $i$  y  $j$  (McMillin, 1975; McMillin y Crosby, 1984).

### **2.5.1. Algoritmo generalizado de Split Window**

Como se ha discutido en la sección 2.5, el algoritmo de Split window utiliza la absorción diferencial en dos canales adyacentes en la región del infrarrojo térmico, para resolver con eficacia la ecuación de transferencia radiativa y estimar la temperatura de la superficie del suelo, para los valores conocidos a priori de emisividad de la superficie del suelo. Este algoritmo expresa la temperatura de la superficie del suelo como una combinación lineal de dos temperaturas de brillo  $T_i$  y  $T_j$ , en dos

bandas térmicas (McMillin, 1975).

$$T_s = A_0 + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j), \quad (2.14)$$

donde,  $A_k$  ( $k = 0, 1$  y  $2$ ) son coeficientes que dependen primeramente de la función de respuesta espectral  $g_i(\lambda)$  y  $g_j(\lambda)$ , de las emisividades en los dos canales  $\varepsilon_i$  y  $\varepsilon_j$ , del vapor de agua en la columna atmosférica ( $W$ ), y del ángulo de observación cenital ( $\theta$ ).

Becker y Li (1990) basándose en la absorción diferencial, desarrollaron un algoritmo de split window para estimar la temperatura de la superficie del suelo, este algoritmo fue aplicado específicamente a las imágenes suministradas por el sensor NOAA-11/AVHRR, en la banda del infrarrojo térmico .

$$T_s = A_0 + \frac{P T_4 + T_5}{2} + \frac{M T_4 - T_5}{2}, \quad (2.15)$$

donde  $A_0 = 1,274$ ,  $P = 1 + 0,15616 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - 0,842 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}$ , y  $M = 6,26 + 3,98 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + 38,33 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}$ .

A partir del algoritmo propuesto por Becker y Li (1990), un algoritmo generalizado de split-window fue desarrollado por Wan y Dozier (1996). La forma de este algoritmo es la misma ecuación (2.15). La diferencia es que Wan y Dozier (1996) definen  $B_1$  en su modelo como una variable, mientras Becker y Li (1990) definen una constante igual a 1. Este algoritmo es usado actualmente para estimar la temperatura de la superficie del suelo de las imágenes MODIS, obtenidas en la banda del infrarrojo térmico.

$$T_s = C_0 + (B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + (A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_{31} - T_{32}}{2}, \quad (2.16)$$

donde  $T_{31}$  y  $T_{32}$ , son las temperaturas de brillo en las bandas 31 y 32,  $\varepsilon = 0,5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$  es la emisividad efectiva media en las bandas 31 y 32,  $\Delta \varepsilon = (\varepsilon_{31} - \varepsilon_{32})$  es la diferencia de emisividad espectral en las bandas 31 y 32, mientras los coeficientes  $A_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ),  $B_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) y  $C$  son propias de ecuación de split window (Wan y Dozier, 1996).

Para obtener los coeficientes óptimos de la ecuación, se detallan a continuación.

1) Los perfiles de temperatura atmosférica son separados en 2 grupos de acuerdo

a la temperatura del aire cerca a la superficie ( $T_{aire} \delta 280, T_{aire} > 280$ ), así en el primer grupo se incluyen atmósferas de invierno y en el segundo grupo, atmósferas de verano.

2) Las columnas de vapor de agua atmosférico son separadas en intervalos de 0,5 *cm*.

3) La condición de la temperatura de superficie es separada en 2 grupos según  $T_{aire} \square 16K \delta T_s \delta T_{aire} + 4K$  ó  $T_{aire} \square 4K \delta T_s \delta T_{aire} + 16K$ , así el primer grupo representa la condición de noche y el segundo, la condición del día.

4) Las emisividades son especificadas por  $0,89 \delta \varepsilon \delta 1$  en pasos de ,01 y  $\square 0,025 \delta \Delta \varepsilon \delta 0,015$  en pasos de 0,005.

5) 9 ángulos de visión son seleccionados para cubrir todo el rango de visión desde el nadir a 65,5°. Los coeficientes en los algoritmos serán determinados por análisis de regresión separada de los datos simulados en cada grupo de temperatura de superficie, en cada intervalo de vapor de agua de cada columna a esos 9 ángulos de visión. Las columnas de vapor de agua y de temperatura del aire se obtienen de los productos MODIS de perfiles atmosféricos. En análisis del error integral se ha hecho en amplio rango de condiciones atmosféricas y de superficie. La precisión del algoritmo generalizado split window es mejor que 1 K para los tipos de cobertura del suelo, de emisividad conocida (Wan, 1999).

El proceso simplificado de obtención del producto comprende los siguientes pasos:

- Utilización del producto de máscaras de nubes como dato de entrada, para eliminar las áreas con nubosidad.
- Uso de los productos de radiancia, tipos de coberturas terrestres, de geolocalización, de perfiles atmosféricos y de vapor de agua y cobertura de nieve como datos de entrada.
- Cálculo de las emisividades en las bandas 31 y 32 a partir del producto de tipos de coberturas y de cobertura de nieve. En esta etapa se suma el conocimiento previo de las emisividades de superficie obtenido de experiencias de laboratorio y de mediciones a campo.

- Obtención de los coeficientes de la ecuación split window  $A_i, B_i (i = 1, 2, 3)$  y  $C$ .
- A partir del conocimiento de las emisividades de la superficie y de la ecuación split window, se realiza el cálculo de la  $T_s$ .
- Construcción del grillado de los resultados de la  $T_s$ . Repetición del paso 2) en el caso de que el grillado no se encuentre completo. Obtención de las imágenes de  $T_s$  de 1 km. Composición de los estadísticos de índice de calidad de los datos.



### **Área de Estudio, Datos y Metodología**

#### **3.1. Área de estudio**

El área de estudio es el Perú, con coordenadas geográficas 0°S – 20°S, 90°W-70°W. El Perú ocupa el tercer lugar en extensión en Sudamérica después de Brasil y Argentina. La superficie total del territorio peruano es de 1 285 215.60 km<sup>2</sup>, de la cual las islas ocupan 133.4 km<sup>2</sup> (INEI, 2013).

El Perú está ubicado en la región tropical del globo; pero, debido a los vientos alisios, a la surgencia de las aguas profundas del océano, a las corrientes marinas, a la Cordillera de los Andes, a la Hileta Amazónica, a la altitud y a la latitud, se engendran peculiaridades geográficas que han dado a las regiones naturales, algunas de las cuales se extienden en fajas sucesivas continuas o discontinuas, de sur a norte, de oeste a este y desde el nivel del mar hasta las cumbres nevadas de la Cadena de los Andes (Pulgar, 1996).

Tomando en consideración el factor relieve, el doctor Enrique Silgado (Pulgar, 1996) sostiene que el territorio peruano al encontrarse atravesado de NO a SE por varias cadenas de montañas que constituyen los Andes peruanos, comprende tres unidades de caracteres geomorfológicos y climáticos disímiles:

La costa es la zona limitada al oeste por el mar y hacia al este por una línea altimétrica que varía desde los 800 a los 1000 m. La sierra es el relieve montañoso cuyo límite inferior se ha establecido entre los 800 y los 1000 metros de altitud, siendo su máxima altura de 6768 msnm (Huascarán). La selva alta: de 600 a 1000 msnm y la selva baja de 100 a 600 msnm.



Figura 3.1: Mapa de ubicación del área de estudio



Figura 3.2: Ocho regiones naturales del Perú (Pulgar, 1996)

### 3.1.1. Clima y fisiografía

El Perú posee una gran diversidad de climas (28 de 32 existentes en el mundo), debido a la presencia de la Cordillera de los Andes, la Corriente de Humboldt (aguas frías presentes de sur a norte hasta la latitud 5°) y la Corriente del Niño (aguas calientes presentes de norte a sur hasta la latitud 3.2°), que choca en las costas de Piura y Tumbes; a estos accidentes se suma el Anticiclón del Pacífico Sur. El clima del Perú se divide en sus tres regiones naturales. La costa norte posee clima cálido promedio de 25°C. El invierno es cálido y muy seco (25°C de día y 16°C de noche), los veranos son muy calientes con noches lluviosas rodeando 40°C y una humedad incrementada por la Corriente de El Niño (Diciembre a Abril), la primavera y el otoño mantienen temperaturas cálidas (28°C de día y 19°C de noche).

Cuando la temperatura del mar sobrepasa los 27°C en el verano, se presenta el fenómeno climático “El Niño”, variando sustancialmente el clima de la costa, presentando inundaciones y tropicalización del clima. Los Andes atraviesan el Perú de norte a sur, condicionando el clima y la orografía del país. Tiene un clima variado y a contraestación de la costa; es decir, mientras en la costa es verano en la sierra es “invierno”. Por la variación altitudinal, el clima de la sierra es también variable, en especial la temperatura, que es inversamente proporcional a la altitud variando desde templado (18°C) en los valles interandinos a frígido (por debajo de 0°C) en las mayores elevaciones. Las precipitaciones varían en diferentes escalas y tienen una marcada estacionalidad, con un máximo entre enero y marzo, mientras que de mayo a agosto la precipitación es baja y la insolación fuerte.

Otro factor importante que influye en las condiciones microclimáticas es la presencia de grandes lagos, que estabilizan la temperatura e incrementan las precipitaciones. Las diferentes condiciones topográficas y climáticas permiten el establecimiento de diferentes tipos de comunidades biológicas, dominando los matorrales con hierbas estacionales en las vertientes occidentales del sur y centro, y los bosques secos y relictos húmedos hacia el norte; mientras que en las áreas de mayor elevación dominan extensos pajonales de diferentes densidades y biomasa, así como humedales alto andinos o bofedales en suelos de mal drenaje.

La selva Amazónica, se encuentra al este de la cordillera andina. Se puede dividir en selva alta y selva baja. La primera posee un clima subtropical templado, con abundantes lluvias (3 000 mm/año) entre noviembre y marzo, y días soleados entre abril y octubre. La selva baja posee dos estaciones climáticas marcadas, la estación de estío, entre abril y octubre, con temperaturas superiores a 35°C y la estación de lluvias, entre noviembre y marzo. La humedad en la selva es muy alta a lo largo del año.

En la región sur se producen ocasionales “frijajes”, frentes fríos provenientes del extremo sur del continente que se presentan entre mayo y agosto donde la temperatura mínima suele descender por debajo de 0°C.

La principal unidad de relieve en el Perú es la Cordillera de los Andes, cuya pendiente se inicia a escasos metros del mar desde la costa, siendo su altitud máxima la del nevado Huascarán (6768 msnm). Al sur de Perú se forma entre el altiplano, la meseta alto andina.

### **3.1.2. Hidrografía**

En los Andes nacen 53 vertientes hidrográficas no endorréicas, que constan de ríos de régimen estacional, 52 discurren hacia el oeste y desembocan en el Océano Pacífico. La restante en la cuenca del Amazonas. La mayor cuenca endorréica del país es el lago Titicaca. Las otras cuencas endorréicas son numerosas pequeñas lagunas alto andinas, alimentadas por deshielos de nevados.

### **3.1.3. Demografía**

El Perú tiene una población de 28 220 764 habitantes, una densidad poblacional media de 22.0 habitantes por km<sup>2</sup> y una tasa de crecimiento de 1.6% anual. El 54.6% de la población vive en la costa, el 32.0% en la sierra y el 13.4% en la amazonia. El año 2007, la población urbana y rural fue del 75.9% y el 24.1%, respectivamente (INEI, 2008). La población rural disminuyó considerablemente desde 1981 que fue del 34.8%, por causa del terrorismo en las décadas del 80 y 90, el poco apoyo a la actividad agropecuaria, su baja rentabilidad, entre otras. El idioma más exten-

dido entre los peruanos (80%) es el castellano, seguido de lenguas nativas, como el quechua y el aymar´a.

### 3.1.4. Sector agr´icola del Per´u

El sector agropecuario desempe˜na un importante papel en la actividad econ´omica del pa´is, su participaci´on en el PBI es de 9%, ocupa cerca del 35% de la Poblaci´on Econ´omicamente Activa (PEA) nacional y produce el 70% de alimentos que se consume en el pa´is (<http://www1.inei.gob.pe/inicio.htm/> 11-08-14).

Tabla 3.1: Estad´istica de poblaci´on y usos del suelo del Per´u.

	Per´u	Costa	Sierra	Selva
´Area total ( <i>km</i> <sup>2</sup> ) <sup>1</sup>	1 285 215.60	-	-	
POBLACI´ON				
Poblaci´on (Octubre 2007) <sup>2</sup>	28 220 764	14 973 264	8 770 738 /a	3 675 292
Densidad poblaci´on ( <i>hab/km</i> <sup>2</sup> ) <sup>2</sup>	22	-	-	-
Pr. anual de crecimiento de pobl. (%) <sup>2</sup>	1.6	-	-	-
AGRICULTURA				
Superficie agr´icola (ha, 2012) <sup>1</sup>	—	1 686 778	3 296 008	2 142 222
Superficie agr´icola bajo riego (ha, 2012) <sup>1</sup>	—	1 469 422.55	989 481.65	120 995.68
Superficie agr´icola secano (ha, 2012) <sup>1</sup>	—	217 355.03	2 306 526.45	2 21 226.40
Terrenos cultivados (ha, 2007) <sup>1</sup>	4 155 678	-	-	-
Cultivos de mayor extensi´on (% , 2007) <sup>1</sup>	Caf´e 10.2, papa 8.8	-	-	-

<sup>1</sup> INEI- IV Censo Nacional Agropecuario 2012. <sup>2</sup> INEI-Censos Nacionales de Poblaci´on y Vivienda, 2007, /a No incluye la poblaci´on del distrito de Carmen Alto de la provincia de Huamanga.

### 3.1.5. Reg´imenes de temperatura del suelo del Per´u

El suelo se define como el material mineral y org´anico, no consolidado, de la capa superior de la tierra, el cual sirve como medio natural para el crecimiento de plantas terrestres. Este material ha sido expuesto a factores ambientales como el clima, los macro y micro organismos, que han actuado sobre la roca madre por cierto

periodo de tiempo, para producir un suelo con características propias en su composición física, química, biológica y morfológica (*Soil Science Society of America*). Los regímenes de temperatura del suelo están estrechamente relacionados con el clima y aunque profundamente dictan muchos usos del suelo no se consideraron directamente criterios de clasificación del suelo hasta el desarrollo de la Taxonomía de Suelo en 1960 (Soil Survey Staff, 1999). Nomenclatura de la Taxonomía de Suelo y el Mapa de Suelo del Mundo se utiliza para la clasificación de regímenes de temperatura del suelo por debajo de 50 cm de la superficie del suelo.

Regímenes de temperatura del suelo (RTS) se definen por dos criterios, la temperatura media anual del suelo y la diferencia estacional de la temperatura determinada como la temperatura media del suelo de junio, julio y agosto en comparación con la temperatura media del suelo de diciembre, enero, y febrero (Soil Survey Staff, 1999). Si la temperatura media del suelo diferencial difiere estacionalmente menor a 6°C, el prefijo "iso" se coloca antes de la identificación de la temperatura media anual del suelo. En América del Sur, casi todos los suelos al norte del Trópico de Capricornio, y a lo largo de toda la extensión de la costa del Pacífico, donde el océano apacigua las diferencias estacionales de temperatura, RTS tienen el prefijo "iso".

En la Figura 3.3 se describe la ubicación de los RTS en América del Sur. Los complejos de los regímenes isomésico, isotérmico y cryico se delimitan en la escala de la figura, que indica las temperaturas más cálidas en bajas elevaciones y temperaturas más frías en las elevaciones altas de los Andes. Los suelos con temperaturas media anual del suelo de 22°C o más se clasifican como RTS hipertérmico e isohipertérmico. RTS térmico e isotérmico tienen temperaturas medias anuales de suelo de 15°C o más, pero menos de 22°C. RTS mésico e isomésico tienen temperaturas media anual del suelo de 8°C o más, pero menos de 15°C. Condiciones de friaje ocurren estacionalmente en el RTS mésico pero los veranos son libre de heladas y lo suficientemente caliente para la mayoría de los cultivos de cereales. En el RTS isomésico, la temperatura del suelo son frescas durante todo el año y el crecimiento del cultivo es lento. A elevaciones altas, la disminución de la temperatura del suelo durante la noche es común y los cultivos incluso tolerantes al frío, como la papa rara vez sobreviven en esa parte de la RTS isomésico con una temperatura media anual del

suelo por debajo de 10°C. Los RTS cryico tienen temperaturas medias anuales de suelo inferior a 8°C, y sólo el forraje limitada está disponible para el pastoreo.



Figura 3.3: Regímenes de temperatura del suelo de América del Sur (Van Wambeke, 1981)

## 3.2. Datos satelitales y digitales de elevación

### 3.2.1. Temperatura de la superficie del suelo

Para el área de estudio, se adquirieron el producto de temperatura de la superficie del suelo (en inglés *Land Surface Temperature*) diurna y nocturna procedente del sensor MODIS a bordo de los satélites Terra (10 : 30 hora local) y Aqua (2 : 30 hora local) para el periodo 2000-2012 y 2003-2012, respectivamente. Los cuales se descargaron de la base de datos de USGS-NASA.

La elaboración de los productos de la TSS MODIS, sigue una cadena de procesamiento claramente definida y ampliamente documentada. La secuencia inicia con una escena de datos MODIS con pixel 1 km de resolución espacial en el nadir y la escena contiene aproximadamente 2330 x 2340 líneas sin proyectar, tomados durante el paso del sensor durante cinco minutos. El primer producto, es MOD11-L2,

determinado con el algoritmo generalizado split window (Wan and Dozier, 1996). El segundo producto es MOD11A1, es un producto TSS diario distribuidos en mosaicos (tiles), a una resolución espacial de 1 km (el tamaño exacto del pixel es 0.928 km, ó 30 segundos de arco en el ecuador). Se genera mediante el mapeo de los pixeles de los productos MOD11 L2 para un día, en proyección sinusoidal de la Tierra. El tercer producto es el MOD11B1, es en mosaico diario del producto de TSS y emisividad, a una resolución espacial de 6 km, que es determinado con el algoritmo de TSS día/noche (Wan y Li, 1997). El cuarto producto es el MOD11A2, es el TSS con base cada 8 días, generado de la composición del producto MOD11A1 en un periodo de 8 días. Existen también productos con resolución espacial de 0,05° (MOD11C1, MOD11C2 y MOD11C3).

El producto TSS de nivel 2, MOD11-L2, es generado usando el producto radiancia (MOD021KM) del sensor MODIS. Las nubes se enmascaran con el producto de MODIS máscara de nubes (MOD35-L2), por lo tanto la TSS se obtienen en condiciones de cielo despejado a una confianza de 95% para una superficie terrestre de altitud  $\leq 2000$  msnm y a una confianza de 66% para una superficie terrestre de altitud  $> 2000$  msnm, y a una confianza de 66% para los lagos. El enmascaramiento de los océanos se hace con la máscara de suelo/agua a una resolución espacial de 1 km, contenido en el producto MODIS de geolocalización (MOD03). Otro de los insumos importantes para estimar la TSS son las emisividades, en las bandas de 31 y 32 que se estiman por el método basado en la clasificación de emisividad (Snyder y Wan, 1998), de acuerdo a los tipos de cobertura del suelo en el píxel, determinado por los productos de cobertura del suelo trimestral (MOD12Q1). Una gran incertidumbre puede existir en tales emisividades estimados en zonas semiáridas y áridas. Así la calidad del producto MOD11-L2 puede no ser muy buena en estas áreas. Los productos de cobertura de nieve diario (MOD10-L2), los productos de temperatura atmosférico y vapor de agua (MOD07 L2), también son utilizados en la estimación de la TSS (Wan, 2009).



Tabla 3.2: Entrada de datos productos MODIS al algoritmo generalizado *split window* para obtener el producto MOD11-L2.

ESDT	Nombre	Datos Usados
MOD021KM	Nivel 1B Radiancia Calibrada y Geolocalizada	EV-1KM-Emisividad de MODIS bandas: 31(11,03 $\mu$ m)y 32(12,02 $\mu$ m)
MOD03	Geolocalización	Suelo/Mascara de Agua, Altura, Ángulo cenit del sensor, Ángulo cenit del sol, Latitud, Longitud, EV Hora de inicio
MOD35-L2	Mascara de Nube	Latitud (cada 5 lineas), Longitud (cada 5 pixeles)
MOD07-L2	Perfiles Atmosféricos	Temperatura Superficie, Vapor-Agua
MOD12Q1	Cobertura de Suelo	Tipo-Cobertura-Suelo-1
MOD10-L2	Cobertura de Nieve	Cobertura de Nieve

En el presenta trabajo, los productos MOD11A2 y MYD12A2 con nivel 3 de procesamiento de la versión 5 fueron utilizadas. Los SDSs (conjunto de datos científicos) en el producto MOD11A2 incluye LST Day 1km, QC Day, Day view time, Day view angle, LST-Night-1km, QC-Night, Night view time, Night view angle, Emis-31, Emis-32, Clear-Day-cov, Clear-night cov como se describe en la tabla 3.3. De otro lado debemos resaltar que el control de calidad (QC) proporciona información adicional sobre los resultados del algoritmo para cada pixel que puede ser visto en un contexto espacial. La información de control de calidad indica si los resultados del algoritmo fueron nominales, anormal, o si se encontraron otras condiciones definidas para un pixel. Los valores de bits en el control de calidad de TSS se enumeran en la tabla 4.4.

Tabla 3.3: Conjunto de datos científicos en el producto MOD11A2 (Wan, 2009).

	Nombres	Tipo de número	Unidad	Rango válido	Valor relleno	Factor escala	Adición comp.
LST-Day-1km	TSS diario diurna grilla- do a 1 km	uint16	K	7500- 65535	0	0.02	0.0
QC-Day	Control de calidad de TSS diurna y emisivi- dad	uint8	ninguna	0-255	0	NA	NA
Day-view-time	Hora del día de obser- vación	uint8	horas	0-240	255	0.1	0
Day-view-angle	Ángulo de observación del día	uint8	grado	0-130	255	1.0	-65.0
LST-Night- 1km	diario nocturna grilla- do a 1 km	uint16	K	7500- 65535	0	0.02	0.0
QC-Night	Control de calidad noc- turno	uint8	ninguna	0-255	0	NA	NA
Night-view- angle	Hora nocturna de ob- servación	uint8	horas	0-240	255	NA	NA
Night-view.angle	Ángulo de observación nocturna	uint8	grado	0-130	255	1.0	-65.0
Emis_31	Banda 31 de emisivi- dad	uint8	ninguna	1-255	0	0.002	0.49
Emis_32	Banda 32 de emisivi- dad	uint8	ninguna	1-255	0	0.002	0.49
Clear.day_cov	Días de cielo despejado	uint16	ninguna	0-65535	0	0.0005	0.
Clear.night- cov	Noches de cielo despe- jado	uint16	ninguna	0-65535	0	0.0005	0.

Tabla 3.4: Valores definidos de control de calidad QC Diurna y QC-Nocturna para los productos MOD11 y MYD11.

Bit <i>n</i>	Nombre	Bit	Comentario
1&0	Obligatorio QA	00	Pixel con buena calidad, no ser�a necesario examinar más detalles QA
		01	Pixel con dudosa, incuantificable calidad, se recomienda examinar detalladamente QA
		10	Pixel no producido por efectos de nube
		11	Pixel no producido por otras razones que efecto de nube
3&2	Calidad Datos	00	Datos de buena calidad de L1B en 7 bandas del infrarrojo térmico
		01	Otra calidad de dato
		10	Por definir
		11	Por definir
5&4	Error emisividad	00	Error promedio de emisividad $\delta$ 0,01
		01	Error promedio de emisividad $\delta$ 0,02
		10	Error promedio de emisividad $\delta$ 0,04
		11	Error promedio de emisividad 0,04
7&6	Error TSS	00	Error promedio de TSS $\delta$ 1K
		01	Error promedio de TSS $\delta$ 2K
		10	Error promedio de TSS $\delta$ 3K
		11	Error promedio de TSS 3K

### Error RMSE de los productos de TSS MODIS

Como mencionamos arriba el producto MOD11A2 cada 8 días son elaborados de los productos MOD11A1, datos diarios de TSS. Los productos TSS MODIS MOD11 (Terra) y MYD11 (Aqua) de versión 5 han sido validados con datos in situ tomados entre los años 2000 y 2007. Estos productos incluyen validaciones en hojas de bosques constantes y arbustos, bosques de hojas temporales, cultivos, cuerpos de agua (lagos), nieve, tierras áridas, rocas y zonas urbanas. Las comparaciones entre los valores de la TSS MODIS e in situ, para TSS en el rango de  $-10^{\circ}\text{C}$  a  $58^{\circ}\text{C}$  y

una columna vapor de agua atmosférica de 0.4 a 3.5 cm, indican que la precisión del producto TSS MODIS versión 5 es menor de un grado kelvin en 39 casos de 47 puntos de validación y el error rms (*root mean square*) es menor que 0.7 K para todos los 47 casos. Para los productos TSS MODIS diarios a 1 km de resolución espacial, errores ligeramente más altos se pueden producir en valores grandes de ángulos de observación del sensor y en regiones semiáridas. Errores más altos en algunas regiones áridas son evidentes para estos productos generados por el algoritmo Split window, debido a los efectos de los aerosoles, por gran cantidad de polvo y a mayores incertidumbres en clasificación de emisividad de la superficie del suelo (Wan, 2008).

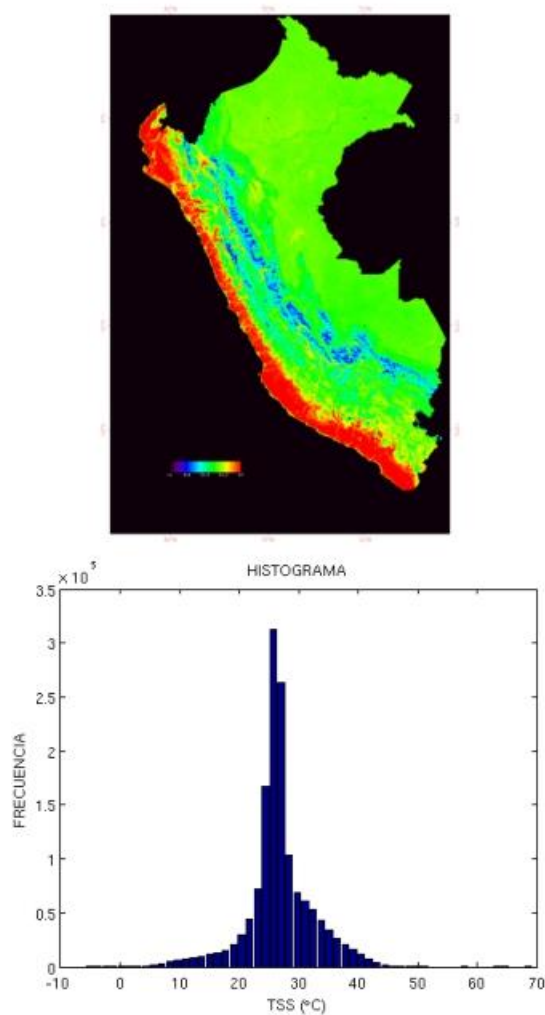


Figura 3.4: Temperatura de la superficie del suelo (MOD11 de fecha 08/2000) y su respectiva histograma

### 3.2.2. Índice de vegetación de diferencia normalizado

Gracias a las propiedades reflectivas de la vegetación en las regiones espectrales del visible e infrarrojo cercano se puede visualizar un seguimiento temporal de la cubierta vegetal. Para ello, se suele resumir la información recogida en ambas bandas espectrales por medio de los llamados índices de vegetación (Gilabert et al., 1997). La vegetación saludable absorbe la mayor parte de la radiación incidente en el rango visible emitida por el Sol, y refleja una gran parte de la radiación en el rango del infrarrojo cercano. La vegetación no saludable (no verde) o escasa vegetación refleja más la radiación en el rango visible y menos en el rango del infrarrojo cercano. Esta diferencia en la reflectancia para diferentes longitudes de onda, permite a los instrumentos medir la presencia relativa (o ausencia) de la vegetación verde, saludable, simplemente midiendo y comparando las reflectancias. Típicamente, esto se hace mediante la evaluación de la siguiente ecuación (<http://www.vgt4africa.org>):

$$NDVI = \frac{\rho_{IRC} - \rho_R}{\rho_{IRC} + \rho_R}, \quad (3.1)$$

siendo,  $\rho_{IRC}$  la reflectancia en la región espectral del infrarrojo cercano y  $\rho_R$  la reflectividad espectral en la región espectral rojo.

Para el análisis de vegetación por medio de NDVI, se ha adquirido los datos productos de NDVI del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA. Estas imágenes NDVI son máximos compuestos de 16 días, tienen una resolución espacial de 1km. El método de composición basado en el máximo valor de NDVI, provee cierto grado de limpieza de nubes en los valores obtenidos en la imagen y no así la solución. Las imágenes NDVI fueron obtenidas con la ayuda del software en línea MRTWEB, disponible en el sitio Web (<https://mrtweb.cr.usgs.gov/>) para el periodo 2000 a 2012. Este índice NDVI es obtenido a partir de la reflectancia en las bandas 1 (0.620 – 0.670  $\mu m$ ) y banda 2 (0.841 – 0.876  $\mu m$ ).

### 3.2.3. Modelo de elevación digital

Un Modelo de Elevación Digital (DEM) es una representación digital de la altitud como variable continua sobre una superficie bidimensional a través de una

Tabla 3.5: Base de datos DEM GTOPO30 (<https://lta.cr.usgs.gov/> 24-06-2014).

Fuente	Área global del suelo
Datos de Elevación Digital del Terreno	50
Carta Digital del Mundo	29.9
USGS DEMs 1-grado	6.7
Servicio de Mapas del Ejército, 1:1,000,000	1.1
Mapa Internacional del Mundo, 1:1,000,000	3.7
Perú, 1:1,000,000	0.1
DEM Nueva Zelanda	0.2
Datos Digitales del Antártica	8.3

red regular de valores *Z* referenciados a un Datum común. Los DEMs son usados especialmente para representar el relieve de un terreno (International Association of Assesing of Officers, 2003).

El GTOPO30 (*Global Topographic Data*) es un modelo de elevación digital (DEM), fue desarrollado durante tres años por USGS (*United States Geological Survey*), concluyendo a finales de 1996. GTOPO30 se basa en los datos derivados de 8 fuentes de información sobre la elevación, incluyendo vectores y conjunto de imágenes DEMs. El GTOPO30 cubre una superficie entre 90°N a 90°S en latitud y entre 180°W a 180°E de longitud. El espaciado de grilla horizontal es 30 segundos de arco (0.008333333333 grados o aproximadamente 1 km), resultando un DEM de dimensiones de 21 600 filas y 43 200 columnas. El Sistema de Coordenadas es Geográfica expresada en grados sexagesimales, referidos al Sistema Geodésico Mundial (WGS84). Los valores verticales representan la elevación en metros sobre el nivel medio del mar. El rango de valores de elevación varía desde -407 a 8752 metros. Las áreas oceánicas se han enmascarado como “sin datos” y se les ha asignado un valor de -9999.00. Las zonas costeras de poca altitud tienen una elevación de menos de un metro. Si el valor del océano cambia de -9999.0 a 0, se mantendrá la frontera terrestre. Debido a la naturaleza de la estructura raster del DEM, pequeñas islas en el océano cuya área sea menor de 1 km<sup>2</sup> no están representadas (<https://lta.cr.usgs.gov/> 24-06-2014).

### 3.3. Datos in situ

#### 3.3.1. Temperatura del aire en estaciones meteorológicas

La temperatura es la condición que determina la dirección del flujo neto de calor entre dos cuerpos. En un sistema de este tipo, se dice que el cuerpo que pierde calor globalmente en favor del otro, está a mayor temperatura. De acuerdo a la Organización Mundial de Meteorología (OMM), la temperatura del aire es la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación directa. Este variable observada deberá ser representativa del estado del aire que rodea a la estación y a una altura entre 1.25 y 2 metros por encima de nivel del suelo (OMM, 1996a).

Los datos históricos de temperatura máxima, promedio y mínima del aire, fueron proporcionados por la institución de Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología SENAMHI-Perú.

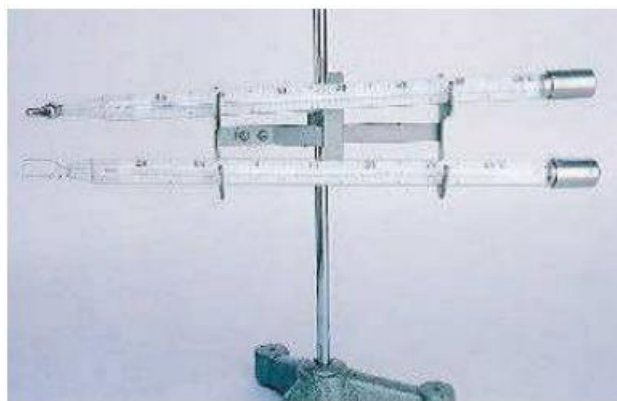


Figura 3.5: Termómetros de máxima y de mínima: El termómetro inferior es el de mínima y se instala siempre en forma horizontal. (SENAMHI, 2010).

Tabla 3.6: Lista de 25 estaciones meteorológicas utilizadas (2000-2012).

N/	Estación Meteorológica	Región	Periodo	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (m)
1	Paucaray	Ayacucho	2000-2012	-14.05028	-73.63361	3206
2	Pauza	Ayacucho	2000-2012	-15.28361	-73.35028	2675
3	Chalhuanca	Apurímac	2000-2012	-14.39278	-73.17917	3448
4	Curahuasi	Apurímac	2000-2012	-13.5525	-72.735	2879
5	Chavín	Ancash	2000-2012	-9.58633	-77.17553	3369
6	Recuay	Ancash	2002-2012	-9.72947	-77.45403	3499
7	Pampacolca	Arequipa	2000-2012	-15.71417	-72.5675	2757
8	Cabanaconde	Arequipa	2004-2012	-15.61861	-71.96861	3348
9	San Ignacio	Cajamarca	2000-2012	-5.14528	-78.99694	1259
10	San Marcos	Cajamarca	2000-2012	-7.31694	-78.16694	2341
11	Urubamba	Cusco	2000-2012	-13.31056	-72.12389	3041
12	Yauri	Cusco	2000-2012	-14.81694	-71.41694	3925
13	Cerro de Pasco	Cerro de Pasco	2000-2012	-10.69361	-76.25028	4375
14	Acostambo	Huancavelica	2000-2012	-12.36306	-75.05639	4158
15	Comas	Junín	2000-2012	-11.74861	-75.12917	3849
16	Canchan	Huánuco	2000-2012	-9.93361	-76.28361	2253
17	Tinajones	Lambayeque	2000-2012	-6.64528	-79.41667	200
18	Puerto Chicama	La Libertad	2000-2012	-7.69908	-79.43669	12
19	Yauyos	Lima	2000-2012	-12.49206	-75.91061	2566
20	Nauta	Loreto	2011-2012	-4.51944	-73.60028	109
21	Ubinas	Moquegua	2000-2012	-16.3825	-70.85667	3551
22	Salala	Piura	2000-2012	-5.10028	-79.45028	2872
23	Ayaviri	Puno	2000-2012	-14.87294	-70.59317	3943
24	La Yarada	Tacna	2000-2012	-18.21147	-70.52386	33
25	San Alejandro	Ucayali	2000-2012	-8.81694	-75.20028	228



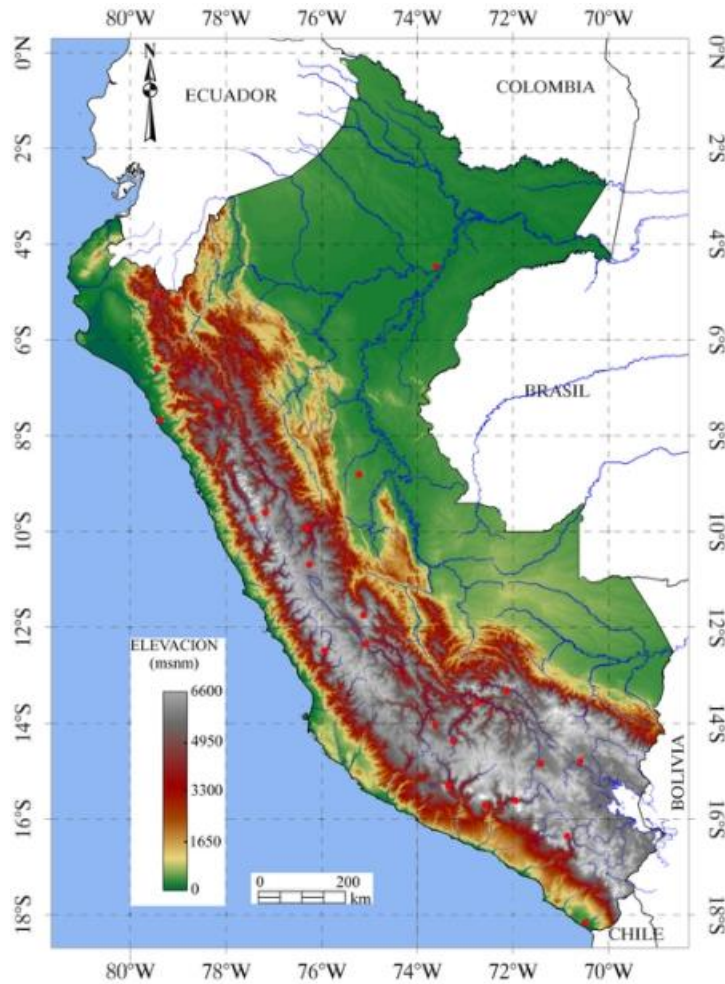


Figura 3.6: Mosaico del Perú de las escenas DEM-GTOPO30. La paleta de color muestra la altura en metros con respecto al geoide (WGS84). Los puntos en color rojo representan la ubicación de estaciones meteorológicas mencionadas en la tabla 4.8.

### 3.4. Metodología

Se descargaron los productos MYD11A2 (2:30 hora local) y MOD11A2 (10:30 hora local) del nivel 3 de procesamiento mediante el software MRTweb (*Modis Reprojection Tools*), georreferenciando en la proyección Geográfica y datum WGS84. La extensión de los productos MOD11 y MYD11 distribuido por la NASA corresponde a 5 minutos de observación del sensor. Los productos MODIS-Terra se identifican de manera estándar con el prefijo “MOD”, mientras que el prefijo “MYD” es para

los productos del sensor MODIS-Aqua.

Se dispone la TSS diurna con una resolución espacial de 1 km con base cada 8 días, para el periodo marzo 2000 a diciembre 2012. Se cuenta con un total de 598 imágenes MOD11A2, 46 datos por año, mientras en los meses esto varía; si el año es bisiesto (366 días) para los meses de mayo y noviembre se dispone de tres datos MOD11A2 y para el resto están disponibles 4 productos TSS-MOD11A2. Si el año tiene 365 días, para los meses de abril y octubre hay tres datos MOD11A2 y cuatro datos MOD11A2 para cada mes restante.

En este estudio también se utiliza el producto estándar de la NASA TSS nocturna a una resolución espacial de 1km con base cada 8 días, para el periodo mayo-agosto del 2003 a 2012.

Dado el elevado número de imágenes y tiempo de procesamiento requerido para el procesamiento de los productos, se han diseñado algoritmos en lenguaje IDL (Interactive Data Language) para la automatización de procesos. Los algoritmos utilizan funciones propias de IDL y también funciones de procesamiento de ENVI para la generación de los mapas.

### **3.4.1. Control de calidad de datos de la temperatura de la superficie del suelo**

En la tabla 3.7 se resume la información de control de calidad realizado a los productos MOD11A2 diurna durante el periodo de estudio. Según Wan et al. (2004), los valores de cada pixel definidos de buena calidad tienen un error medio de emisividad  $\delta 0,01$  y TSS  $\delta 1K$ . Si no se logran estas precisiones para las estimaciones de la TSS y emisividad, el pixel se clasifica con otro valor de calidad y la estimación del error es proporcionado por los bits de 4 a 7 del códigos de control de calidad (QC) de la tabla 3.4.

Se clasificaron aquellos pixeles con error promedio de emisividad  $\delta 0,02$  y TSS  $\delta 2K$  durante el periodo de estudio. Donde el 34% de pixeles de TSS diurna se le asigna de buena calidad y 21% de pixeles no es calculado por presencia de nubes.

De la misma forma los productos de la nocturna se clasificaron los pixeles con error

promedio de emisividad  $\delta$  0,02 y TSS  $\delta$  2K para el periodo mayo-agosto del 2003-2012, descartando a los pixeles que presentan error promedio de emisividad  $>$  0,02 y TSS  $>$  2K. La informaci3n de control de calidad del producto TSS nocturna se detalla en la tabla 3.8; donde el 66% de los pixeles del 3rea de estudio se le asigna de buena calidad, lo que significa que la TSS nocturna en los meses mayo-agosto se estima con la m3xima precisi3n. Para conseguir la transformaci3n de datos IFOV (*Instantaneous Field of View*) en K a datos en grados Celsius (*(C)*), se realiza a trav3s de la siguiente ecuaci3n:

$$C = (K \square fs) - 273,15, \quad (3.2)$$

donde C indica el valor transformado a grados Celsius, K es el valor en grados Kelvin propio del producto, fs es el factor de escalamiento requerido en la transformaci3n de datos de enteros a decimales y -273.15 es el valor de transformaci3n de K a C. Una vez hecha el control de calidad de los datos y la transformaci3n a grados Celsius, se procede a calcular los promedios mensuales de la temperatura de la superficie del suelo diurna y nocturna.

Tabla 3.7: Frecuencia de calidad de datos observados durante el a3no 2000-2012. QC= Control de calidad, TSSd= temperatura de la superficie el suelo diurna.

QC	Descripci3n	TSSd
0	TSS de buena calidad	33,96%
2	TSS no calculado por la presencia de nubes	21,19%
17	TSS calculado con promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 1K	5,90%
33	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 1K	0,00%
65	TSS calculado, con error promedio de emisividad $\delta$ 0,01 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	33,55%
81	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	5,28%
97	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	0,01%
129	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,01 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,03%
145	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,06%
161	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,01%

Tabla 3.8: Frecuencia de calidad de datos observados durante el periodo mayo- agosto del 2003- 2012. QC= Control de calidad, TSSn = temperatura de la superficie el suelo nocturna.

QC	Descripción	TSSn
0	TSS de buena calidad	66,53%
2	TSS no calculado por la presencia de nubes	17,67%
17	TSS calculado con promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 1K	3,55%
33	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 1K	0,00%
65	TSS calculado, con error promedio de emisividad $\delta$ 0,01 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	10,96%
81	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	1,27%
97	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 2K	0,00%
129	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,01 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,01%
145	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,02 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,00%
161	TSS calculado con error promedio de emisividad $\delta$ 0,04 & error promedio de TSS $\delta$ 4K	0,00%

### 3.4.2. Comparación de la temperatura de la superficie del suelo y la temperatura del aire

A partir de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual diurna, se seleccionaron 25 áreas de 3km x 3km con centro en cada una de las estaciones meteorológicas, con el objetivo de minimizar los efectos negativos de la corregistrabilidad de las imágenes satelitales. De esta manera, se obtuvo el valor de la temperatura de la superficie del suelo promedio de los 9 píxeles, que fue posteriormente contrastado con los valores de temperatura máxima media mensual del aire.

Para el caso de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual (mayo-agosto) nocturna, se seleccionaron 24 áreas piloto de 3km x 3km con centro en cada una de las estaciones meteorológicas. Posteriormente, se correlacionó con la temperatura mínima media mensual del aire.

La comparación de la temperatura de la superficie del suelo diurna y nocturna proporcionado por el sensor MODIS Terra y MODIS Aqua, se realiza mediante regresión

lineal simple. Como bondad de ajuste del modelo se ha utilizado el coeficiente de correlación de Pearson y como medida del error el RMSE (error cuadrático medio).

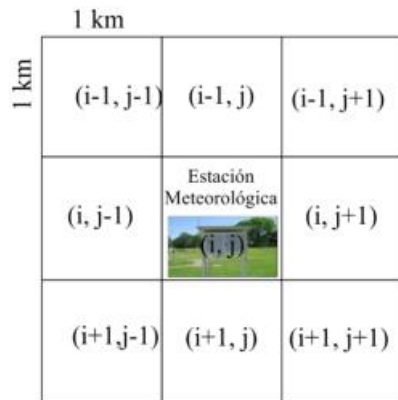


Figura 3.7: Esquema de 3x3 píxeles para extraer los datos de TSS-MODIS sobre la estación meteorológica.

### 3.4.3. Análisis de tendencia

Para detectar la tendencia en la temperatura de la superficie del suelo se utilizarán tres métodos, el mínimo cuadrado ordinario (OLS), mínima desviación absoluta (LAD) y el estimador de tendencia Sen.

#### Mínimo cuadrado ordinario

El siguiente modelo de regresión lineal simple es usado para obtener la tendencia de temperatura (Liu y Chen, 2000).

$$y = ax + b + e, \tag{3.3}$$

donde  $y$  denota la temperatura del aire o la temperatura de la superficie del suelo,  $x$  es el tiempo en años,  $e$  el error,  $b$  el intercepto,  $a$  la pendiente. Utilizaremos la pendiente resultante como una medida de la tendencia de la temperatura máxima del aire y la TSS. Los parámetros de regresión  $a$  y  $b$  son calculados por ajuste de mínimos cuadrados. La significancia estadística de las tendencias se evaluará usando el test t-Students con la siguiente relación (Liu y Chen, 2000):

$$t = r \frac{n - 2}{1 - r^2}^{\frac{1}{2}}, \tag{3.4}$$

donde  $n$  y  $r$  son el número total de años y el coeficiente de correlación entre el tiempo ( $x$ ) y el variable de interés ( $y$ ) respectivamente.

### Estimador Sen

En este caso la tendencia se obtiene con la ayuda del estimador Sen. Aquí la pendiente ( $P_i$ ) de todo los pares de datos se calcula primero con la siguiente ecuación (Sen, 1968).

$$P_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad \text{para } i = 1, 2, \dots, N, \quad (3.5)$$

donde  $x_j$  y  $x_k$  se representan los valores de los datos en el tiempo  $j$  y  $k$  ( $j > k$ ) respectivamente.

La mediana de estos  $N$  valores de  $P_i$  es considerado como el estimador Sen de pendiente dado como:

$$Q_i = \begin{cases} \cdot \frac{P_{N+1}}{2} & \text{si } N \text{ es par} \\ \cdot \frac{1}{2}(P_{\frac{N}{2}} + P_{\frac{N+2}{2}}) & \text{si } N \text{ es impar} \end{cases} \quad (3.6)$$

Para la evaluación de tendencia se utilizará el test no paramétrico de Mann-Kendall. Este test ha sido ampliamente aplicado en estudios de identificación de tendencias en series hidrometeorológicas y otras series ambientales, como es el caso de temperatura del aire (Al Buhairi, 2010).

Su desarrollo se resume como:

1. Se listan los valores de la variables, de forma ordenada  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ .
2. Se obtiene el signo de la diferencia de cada par de valores al comparar sus magnitudes  $(x_j - x_k)$  con  $(j > k)$  de acuerdo con lo siguiente:

$$\text{signo}(x_j - x_k) = \begin{cases} \cdot 1 & \text{si } (x_j - x_k) > 0 \\ \cdot 0 & \text{si } (x_j - x_k) = 0 \\ \cdot -1 & \text{si } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (3.7)$$

3. Obtención del estadístico  $S$  de Mann Kendall, mediante la ecuación :

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{signo}(x_j - x_k). \quad (3.8)$$

Si  $S$  es positivo se infiere de forma subjetiva que la tendencia es creciente, cuando  $S$  es negativo se infiere que hay tendencia decreciente.

4. Con base a los indicadores se estima una varianza para el estadístico  $S$  de Mann Kendall, que considera el caso de los signos iguales  $(x_j - x_k) = 0$  obtenidos en el paso 2, la ecuación:

$$Var[S] = \frac{1}{18} \cdot n(n-1)(2n+5) - \sum_{q=1}^g t_q(t_q-1)(2t_q+5) \quad (3.9)$$

5. Cálculo del estadístico  $Z$  mediante:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var[S]}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var[S]}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (3.10)$$

6. A partir del estadístico  $Z$  se evalúa la hipótesis de interés, que puede ser:

- a)  $H_0$ : No hay tendencia vs.  $H_1$ : Hay tendencia decreciente.  
 b)  $H_0$ : No hay tendencia vs.  $H_1$ : Hay tendencia creciente.

El Test de Mann-Kendall nos proporciona un valor de significancia, p-value, así un valor de p-value inferior a 0.05 – 0.1 nos garantiza que la hipótesis adoptada tiene unas altas garantías de veracidad; a medida que este valor se hace más grande, las probabilidades van disminuyendo; hasta que llegando a un valor de 1, la probabilidad es nula. Valores obtenidos  $|Z| > 1.96$ , a un nivel de significación de 0.05, indican que se rechaza la hipótesis nula de no tendencia.

### Mínima desviación absoluta

Otro de los métodos que utilizaremos para calcular la tendencia de la temperatura de la superficie del suelo se basa en mínima desviación absoluta por lo que las estimaciones son más confiables. Debido a que los valores extremos no influyen excesivamente en los resultados.

Dado  $n$  observaciones  $y_i$  asociado con igual puntos  $x_i$ , el problema es determinar

los valores de  $a$  y  $b$  tal que  $\sum_{i=1}^n |a_i + b|$  es un m'ınimo sujeto a la condici' on  $\sum_{i=1}^n (a_i + b) = 0$ .

1. Calcular  $\sum_{i=1}^n \frac{y_i}{n} = \bar{y}$  y  $\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} = \bar{x}$ .

2. Calcular  $a_i = (y_i - \bar{y}) / (x_i - \bar{x})$  para todo  $i$ .

3. Calcular  $\sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}| / 2 = MX$ .

4. Ordenar el  $a_i$  de menor a mayor, tal que  $a_{i1} \delta a_{i2} \delta \dots \delta a_{in}$ .

5. Ordenar  $|x_i - \bar{x}|$  de la misma manera que su asociado  $a_i$ .

6. Acumular el  $|X_{ij}|$  a la forma de  $Z_k = \sum_{j=1}^k |X_{ij}|$ .

7. Determinar  $k$ , el m'ınimo  $k$  para lo cual  $Z_k \in MX$ .

8. Si  $Z_k = MX$ , entonces la l'ınea deseada es  $y = \frac{a_{ik} + a_{i(k+1)}}{2} x + \bar{y}$ . Si  $Z_k > MX$ , entonces la l'ınea deseada es  $y = a_{ik} x + \bar{y}$ .



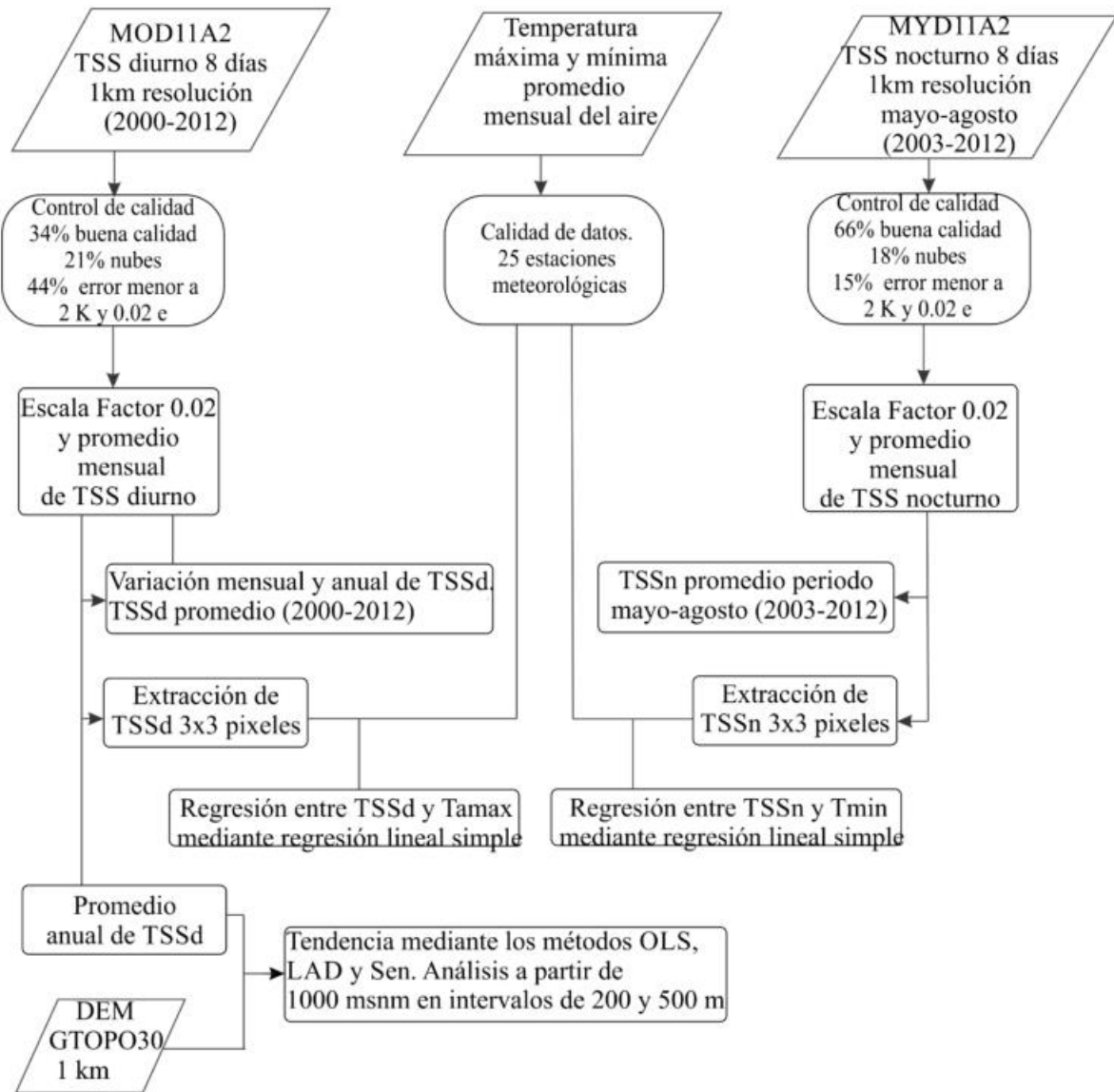


Figura 3.8: Esquema de la metodología.

### Resultados y Discusión

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de los productos de temperatura de la superficie del suelo diurna (10:30 hora local) y nocturna (2:30 hora local) del sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua, respectivamente.

En apartado 4.1 se muestra la variabilidad temporal de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial del área de estudio, durante el periodo marzo 2000 a diciembre 2012. Se realiza el análisis estadístico como máximos, mínimos y la variabilidad mensual de esta variable. En el apartado 4.2 se realiza la comparación mediante regresión lineal entre los datos de temperatura promedio mensual de la superficie del suelo y la temperatura máxima promedio mensual del aire, de un total de 25 estaciones. En el apartado 4.3 mediante tres métodos tales como el mínimo cuadrado ordinario (OLS), desviación mínima absoluta (LAD) y el método Sen, se obtiene la tendencia anual de la temperatura de la superficie del suelo en el periodo 2001-2012. En el apartado 4.4 se realiza el análisis de evolución temporal de la temperatura de la superficie del suelo en el Perú. Periodo enero-diciembre 2002. Mediante un corte transversal se realiza el análisis de la influencia de la altura sobre la temperatura de la superficie del suelo, en la sección 4.5. En el apartado 4.6 se describe la variabilidad espacial y temporal de la temperatura promedio de la superficie del suelo diurna durante el periodo de estudio. Finalmente en el apartado 4.7 a partir de la temperatura de la superficie del suelo nocturna, se determina las regiones expuestas a bajas temperaturas en el periodo mayo-agosto de 2003-2012.

## **4.1. Variabilidad temporal de la temperatura de la superficie del suelo diurna de área de estudio (Perú)**

### **4.1.1. Series de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo diurna**

La distribución de frecuencia de los datos de la TSS diurna promedio mensual y espacial de todo Perú, durante el periodo de marzo 2000 a diciembre de 2012 (Figura 4.1), presenta dos modas, una principal de 23.6°C y otra secundaria de 27.3°C; tiene un promedio de 25°C y valores extremos: máximo de 29.4°C y mínimo de 21.9°C, con desviación estándar de 2°C.

En la Figura 4.2 se muestra las series de tiempo de la TSS diurna promedio mensual y espacial del área de estudio. En la serie se aprecia que la TSS diurna aumenta gradualmente desde valores más bajos durante verano hasta valores más altos durante la primavera. Los valores máximos y mínimos históricos de la TSS diurna promedio mensual y espacial, se observan en noviembre (29.4°C) del año 2000 y en marzo (22°C) del 2002, respectivamente.

### **4.1.2. Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo diurna**

La TSS diurna en el área del Perú, tiene una marcada variación mensual desde un valor mínimo en marzo (23°C en promedio) hasta un valor máximo en octubre (28°C en promedio) (ver Tabla 4.2 y Figura 4.3). Climatológicamente, es en verano cuando ingresa la mayor radiación solar y las temperaturas de la superficie del suelo debe alcanzar sus valores más altos, pero en el caso de las zonas andinas, los meses de enero a marzo están asociados al periodo de máxima nubosidad y precipitación (IGP, 2005), las cuales forman una fuerte barrera para la penetración de la energía solar hacia la superficie, por lo que la temperatura durante el día no es muy alta, pero

esta misma nubosidad durante la noche absorbe la energía emitida por la Tierra, haciendo que las noches sean menos frías. De esta manera, se logra que la TSS diurna tenga su valor máximo en setiembre a noviembre, debido a que se suma la condición de menor cobertura nubosa, mayor ingreso radiación solar y mayor calentamiento atmosférico.

La mayor variación de la TSS diurna se da, entre los meses de octubre-febrero, esto se puede observar en la Figura 4.3, (desviación estándar). Por el contrario, la menor variabilidad se observa en junio, es decir, el comportamiento de la TSS diurna es más estable, mientras que durante el verano (periodo de lluvias en la sierra) es más variable.

#### **4.1.3. Variabilidad anual de la temperatura de la superficie del suelo diurna**

En la Tabla 4.3 se muestran los valores máximos, mínimos y promedios anuales de la TSS diurna, en el periodo de estudio. En la Figura 4.4 se observa que los años 2000 y 2002 presentan valores más altos de los máximos anuales de la TSS diurna por encima de 29°C, y un mínimo de los máximos anuales el año 2007 (27.4°C).

Por su parte los valores máximos de los mínimos anuales de la TSS diurna, se observan en los años 2005 (23.9°C) y en 2010 (23.7°C), y un mínimo de los mínimos anuales en el año 2002 (21.9°C). El análisis de evolución temporal de los valores promedios anuales de la TSS diurna (Figura 4.4), muestra pequeñas variaciones en la magnitud de diferencias de un año al siguiente. Se observa además un mínimo en el año 2002 (24.3°C) y un máximo en 2005 (25.8°C).

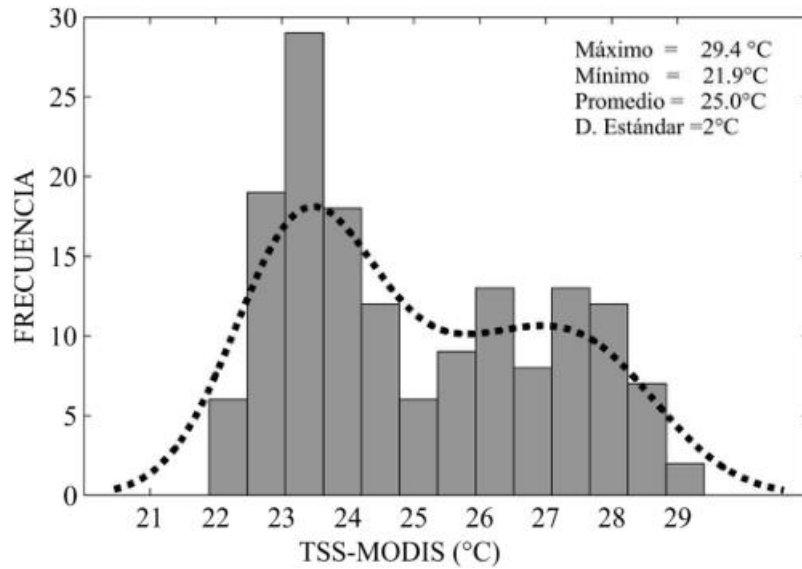


Figura 4.1: Distribución de frecuencias de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial del área de estudio. En línea punteada se presentan el ajuste correspondiente a la distribución bimodal.

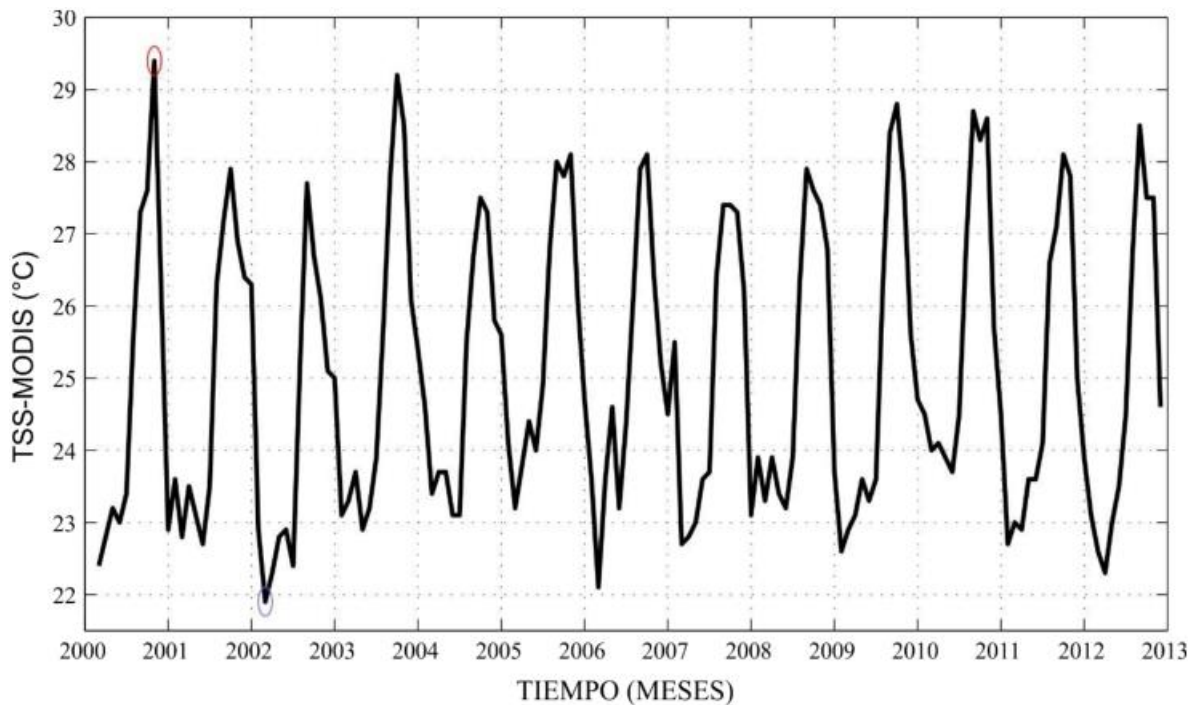


Figura 4.2: Series de tiempo de los datos de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial de todo el Perú durante el periodo de estudio.

Tabla 4.1: Valores mensuales de temperatura de la superficie del suelo (°C) diurna (marzo 2000 a diciembre 2012) para todo el Perú.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2000	-	-	22.4	22.8	23.2	23.0	23.4	25.6	27.3	27.6	29.4	26.2
2001	22.9	23.6	22.8	23.5	23.1	22.7	23.5	26.3	27.2	27.9	26.9	26.4
2002	26.3	22.9	21.9	22.3	22.8	22.9	22.4	25.2	27.7	26.7	26.1	25.1
2003	25.0	23.1	23.3	23.7	22.9	23.2	23.9	25.7	27.8	29.2	28.5	26.1
2004	25.4	24.6	23.4	23.7	23.7	23.1	23.1	25.5	26.7	27.5	27.3	25.8
2005	25.6	24.1	23.2	23.8	24.4	24.0	24.9	26.8	28.0	27.8	28.1	26.1
2006	24.7	23.6	22.1	23.6	24.6	23.2	24.4	26.1	27.9	28.1	26.4	25.2
2007	24.5	25.5	22.7	22.8	23.0	23.6	23.7	26.4	27.4	27.4	27.3	26.2
2008	23.1	23.9	23.3	23.9	23.4	23.2	23.9	26.3	27.9	27.6	27.4	26.8
2009	23.7	22.6	22.9	23.1	23.6	23.3	23.6	26.3	28.4	28.8	27.7	25.6
2010	24.7	24.5	24.0	24.1	23.9	23.7	24.5	26.9	28.7	28.3	28.6	25.7
2011	24.5	22.7	23.0	22.9	23.6	23.6	24.1	26.6	27.1	28.1	27.8	25.0
2012	23.9	23.1	22.6	22.3	23.0	23.5	24.5	26.8	28.5	27.5	27.5	24.6
Pro	24.5	23.7	23.0	23.3	23.5	23.3	23.8	26.2	27.7	27.9	27.6	25.8
DE	1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.3	0.7	0.5	0.6	0.6	0.9	0.6

Pro: Promedio, DE: Desviación estándar

Tabla 4.2: Valores máximos, promedios y mínimos anuales de la temperatura de la superficie del suelo (°C) diurna del área de estudio.

	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Max	29.4	27.9	27.7	29.2	27.5	28.1	28.1	27.4	27.9	28.8	28.7	28.1	28.5
Min	22.4	22.7	21.9	22.9	23.1	23.2	22.1	22.7	23.1	22.6	23.7	22.7	22.3
Pro	25.1	24.7	24.4	25.2	25.0	25.8	25.0	25.0	25.1	25.0	25.6	24.9	24.8

Max: Máximo, Min: Mínimo, Pro: Promedio

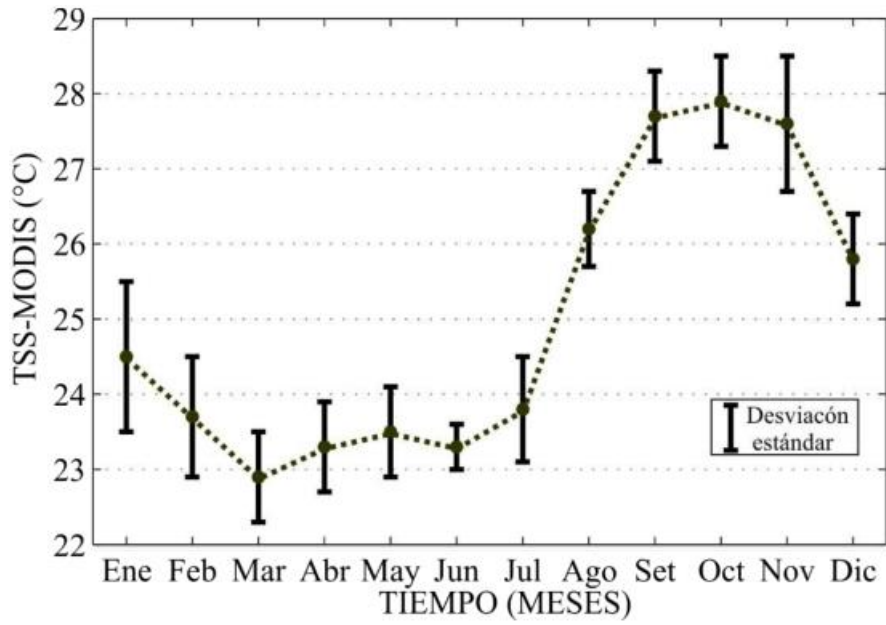


Figura 4.3: Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo diaria. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012 y su respectiva desviación estándar

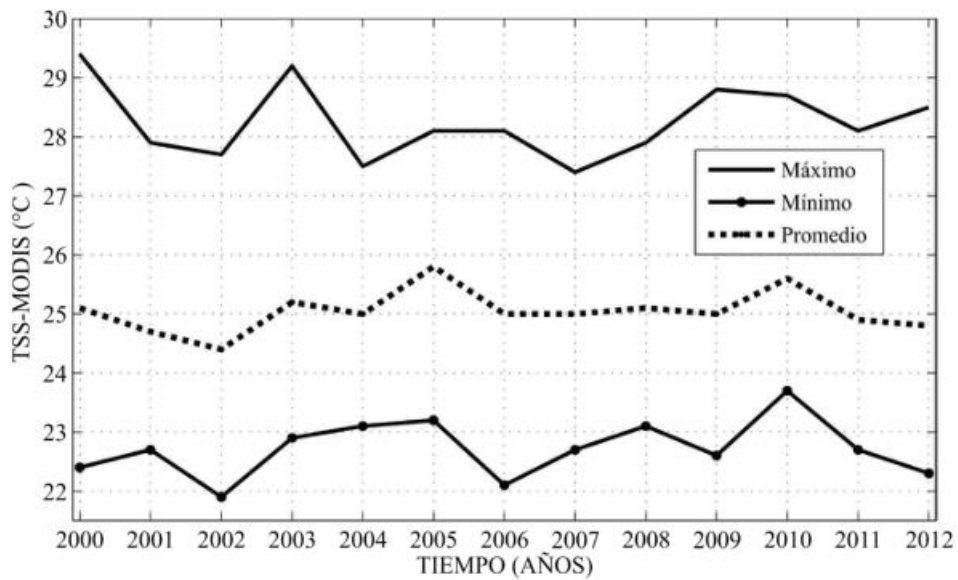


Figura 4.4: Temperatura de la superficie del suelo diaria máxima, mínima y promedio anual.

## **4.2. Comparación de la temperatura de la superficie del suelo diurna y la temperatura máxima del aire**

En la Figura 4.5 se muestra la distribución del NDVI promedio de todo Perú para la serie de tiempo que corresponde a febrero de 2000 hasta diciembre 2012 del MODIS-Terra. En la Figura 4.5 se observa que el NDVI varía de -0.3 a 0.9. En la región geográfica costa, el promedio está entre 0.0 y 0.1, sin embargo en algunas zonas del norte el NDVI alcanza hasta 0.6. La región sierra, está dividida en dos sub-regiones, en la del norte el NDVI (0.4 a 0.7) es mayor que en la parte sur (-0.3 a 0.5). Los valores negativos de NDVI corresponden a cuerpos de agua y cobertura de suelo con nieve. En la región selva el NDVI es mayor que en las regiones costa y sierra (0.4 a 0.9).

La finalidad de observar la distribución espacial de NDVI es para identificar la cobertura del suelo en la que se encuentran ubicadas las estaciones meteorológicas, para después realizar la comparación de la TSS diurna y la temperatura máxima del aire.

Los datos de temperatura de la superficie del suelo diurna (TSSd) para las estaciones se obtienen, seleccionando un sector de 3x3 píxeles (3 km x 3 km) del área en la cual se encuentra emplazada las estaciones meteorológicas. La razón para utilizar una ventana de 3x3 píxeles es para compensar posibles errores debido a la disparidad de las coordenadas que pueden ocurrir cuando se utiliza una ventana de 1x1 píxel.

La Figura 4.6 muestra la serie de tiempo promedio mensual de la TSSd-MODIS y promedio mensual de temperatura máxima de aire (TMAX) para cuatro estaciones (La Yarada, Ayaviri, San Ignacio y San Alejandro); durante el periodo 2000-2012. La Figura 4.6 confirma que tanto la temperatura de la superficie del suelo y la temperatura máxima del aire tienen ciclos estacionales y sus ciclos estacionales son muy similares debido al intercambio de energía entre la TSSd y TMAX, dependiendo de la variación estacional de la radiación solar entrante.

Un hecho interesante es la variación entre la TSSd y la temperatura máxima del



aire para diferentes estaciones meteorológicas. Para la estación de La Yarada que se encuentra en tierras áridas y para la estación de Ayaviri que está ubicado en meseta de collao (Puno), la TSSd tiene valores más altos que TMAX.

Estos resultados se apoyan en consideraciones físicas que indica que las temperaturas máximas se producen en superficies de suelo desnudo en plena iluminación solar, donde el suelo seco tiene un albedo mayor que los suelos húmedos y una conductividad térmica más baja (Garrat, 1991).

Por el contrario la TSSd sobres las estaciones de San Ignacio en Cajamarca y San Alejandro en Ucayali con presencia de cultivo, vegetación natural, cuerpos de agua es igual y menor que TMAX. Lo que indica que en zonas con presencia de coberturas arbóreas, la TSSd son menores en comparación con suelo desnudo por que la vegetación densa puede reducir la cantidad de calor almacenado en el suelo y en la superficie de la vegetación a través de la evapotranspiración.

Dado que las plantas son el lugar principal para el intercambio de agua, energía entre la superficie terrestre y la atmósfera, por lo que la vegetación juega un rol muy importante en el sistema climático (Hoffmann y Jackson, 2000). Las plantas realizan activamente el intercambio de la radiación solar absorbida a través de la evaporación y por lo tanto mantienen durante el día la temperatura de la superficie de la vegetación cerca de la temperatura del aire (Nemani et al., 1993).

Feddema et al. (2005) y Bonan (2008) encontraron que el cambio de cobertura en los bosques tropicales implica un incremento de temperatura, ya que los pastos y los cultivos tienen una menor transpiración y evaporación, lo que resulta en la reducción del flujo de calor latente y un aumento de calor sensible en respuesta al incremento residual del balance de energía en la superficie.

También Owen et al. (1998) han demostrado que la partición de flujo de calor latente y flujo de calor sensible y por lo tanto la respuesta de la temperatura de la superficie del suelo, es modulada por la cobertura vegetal y el contenido de agua sobre el suelo.

La Figura 4.7a muestra la relación de la series de tiempo entre la TSSd y TMAX para 4 estaciones meteorológicas. Para la estación de La Yarada se obtiene el coeficiente de correlación de 0.77, para la estación de Ayaviri el coeficiente de correlación

es 0.84, mientras para las estaciones de San Ignacio y San Alejandro se obtiene una correlación de 0.73. La significancia estadística es al 95% para todo los casos. Esta diferencia entre la TSS y la temperatura máxima del aire pueden ser atribuidos a: **Mediciones distintas.** La temperatura del aire son registradas entre 1.25 m y 2 m sobre el nivel del suelo (OMM, 2008) y la TSS-MODIS representa el valor de la temperatura de radiación de la superficie terrestre (Norman y Becker, 1995).

**Integración espacial diferencial.** La información meteorológica representa un valor puntual de 10-100 m<sup>2</sup> (François et al., 1999) y la información de la TSSd-MODIS es producto de la integración de un área de 1 km<sup>2</sup>, además el uso de metodología de 3x3 pixeles altera la resolución espacial a 9 km<sup>2</sup>.

Con el fin de intentar obtener una relación global, se combinaron todo los datos de 18 estaciones meteorológicas ubicadas sobre los 2000 msnm para obtener un ajuste global en esta región del Perú. A pesar de encontrar el coeficiente de correlación de 0.52 (ver Figura 4.7b) entre las variables, la precisión se reduce perceptiblemente (el valor de RMSE es 3.5°C). Este resultado muestra que cada estación, debido a su situación geográfica, tipo de suelo, topografía, relieve, etc., presentan un comportamiento particular de la TSS diaria.

En la Tabla 4.3 se presentan las relaciones de ajuste de regresión entre la temperatura de la superficie del suelo diaria promedio mensual y la temperatura máxima media mensual del aire, para 25 estaciones, junto con el error medio cuadrático y el número de puntos utilizados.

En la columna cinco muestran que la regresión se basa de un máximo de 156 puntos de promedios mensuales, obtenidos de 590 imágenes de TSS diaria con frecuencia de 8 días y un mínimo de 92 puntos (300 imágenes). Por tanto los puntos faltantes es por la ausencia en los datos de temperatura máxima media mensual del aire.

El Root Mean Square Error (RMSE) como medida de error, muestra mejor resultado para las estaciones ubicadas en zonas con vegetación densa y presenta valor más alto para las estaciones en zonas con poca o sin vegetación, debido que está más afectado por los valores de desviaciones mensuales más altos.

En la figura 4.8 se muestran los coeficientes de correlación entre la temperatura máxima media mensual del aire y la TSSd para un total de 25 estaciones, obtenidas

en la Tabla 4.4. Se observa un total de 12 estaciones presentan una correlación alta ( $r > 0,68$ ), 12 estaciones presentan una correlación moderada ( $0,36 \delta r \delta 0,67$ ) y una estación presenta correlación débil.

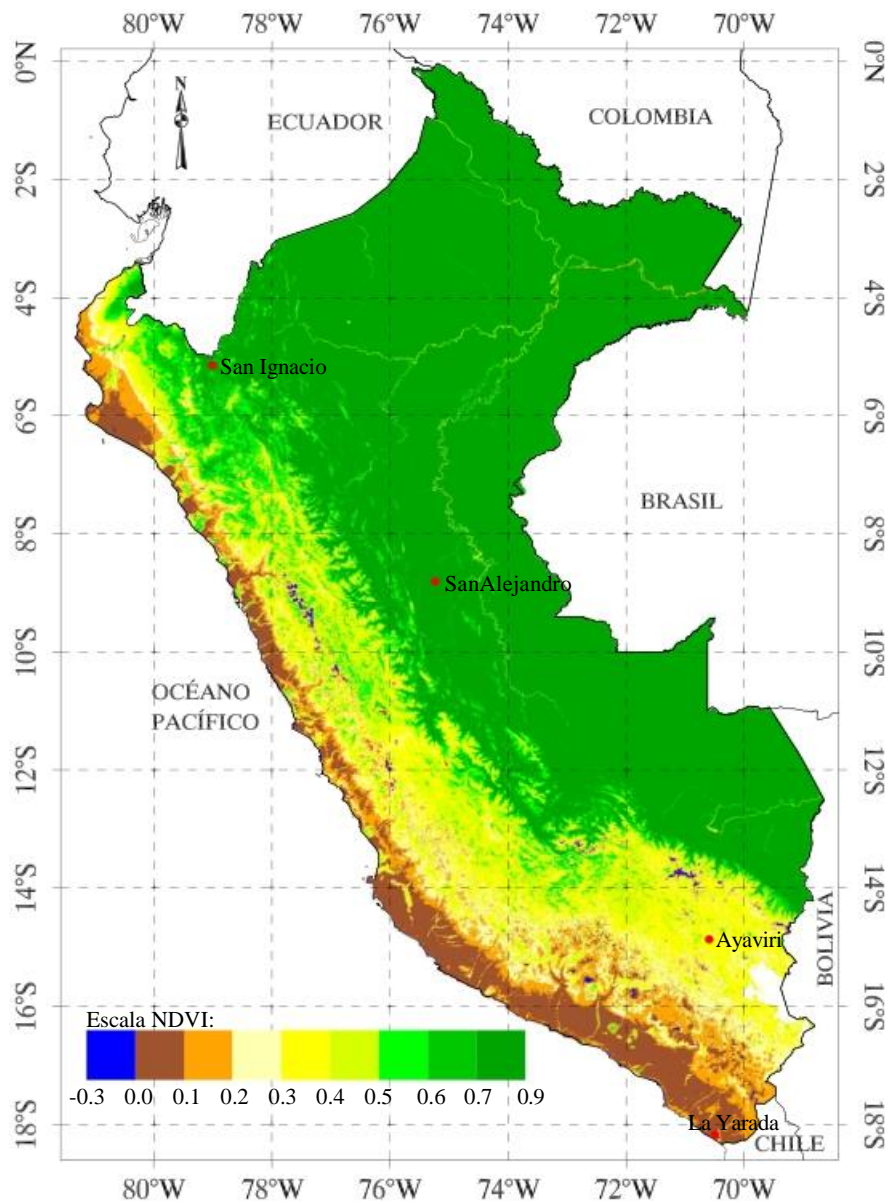


Figura 4.5: NDVI promedio de los compuestos máximos mensuales: periodo febrero 2000 a diciembre 2012, superpuestas están los puntos de ubicación de cuatro estaciones meteorológicas (San Ignacio, San Alejandro, Ayaviri y La Yarada).

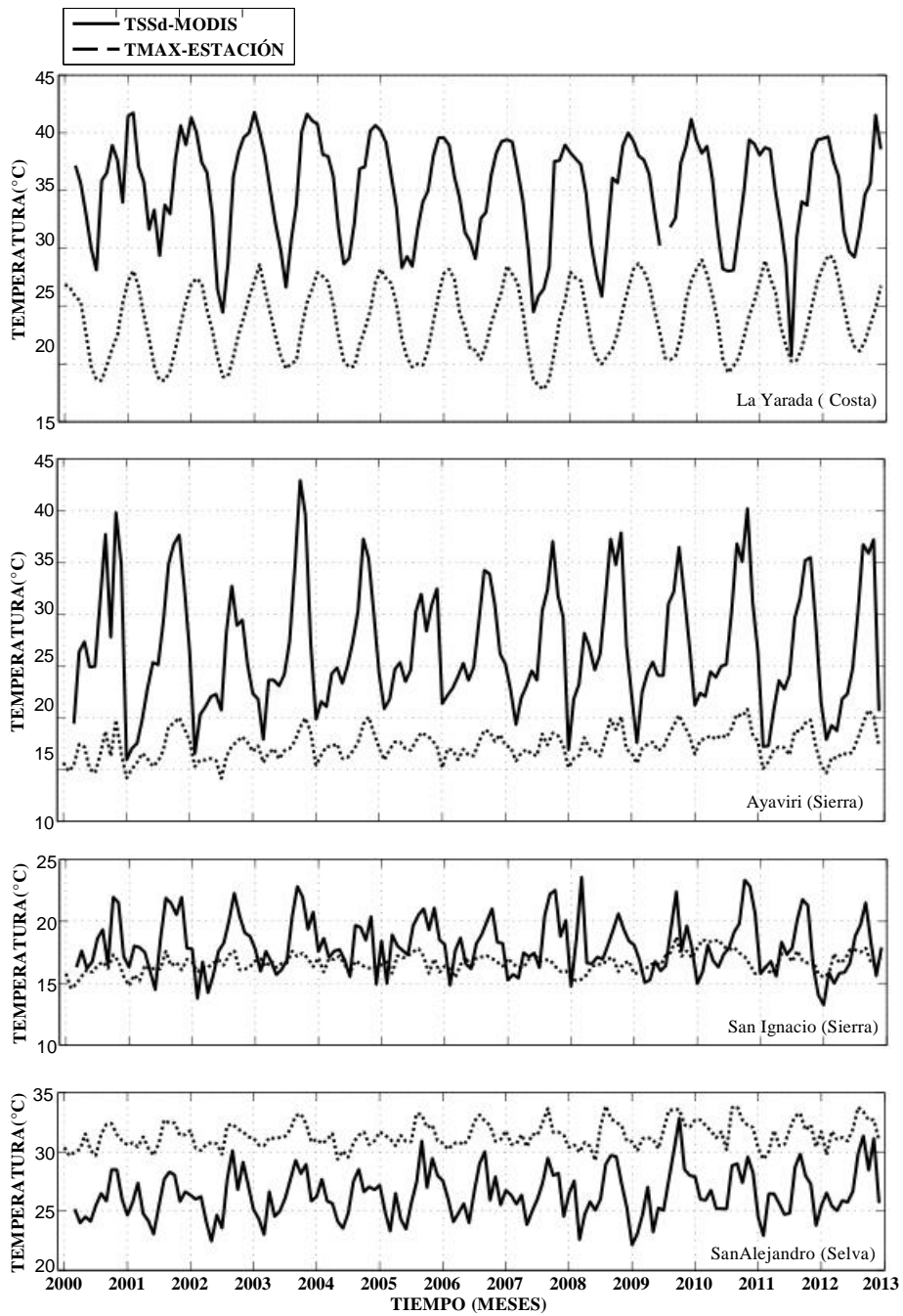
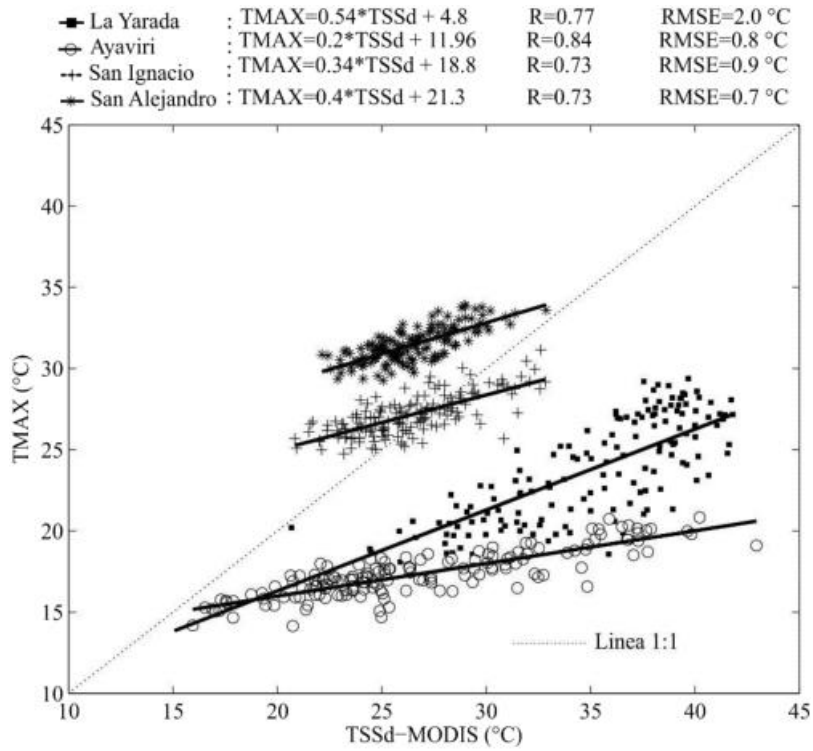
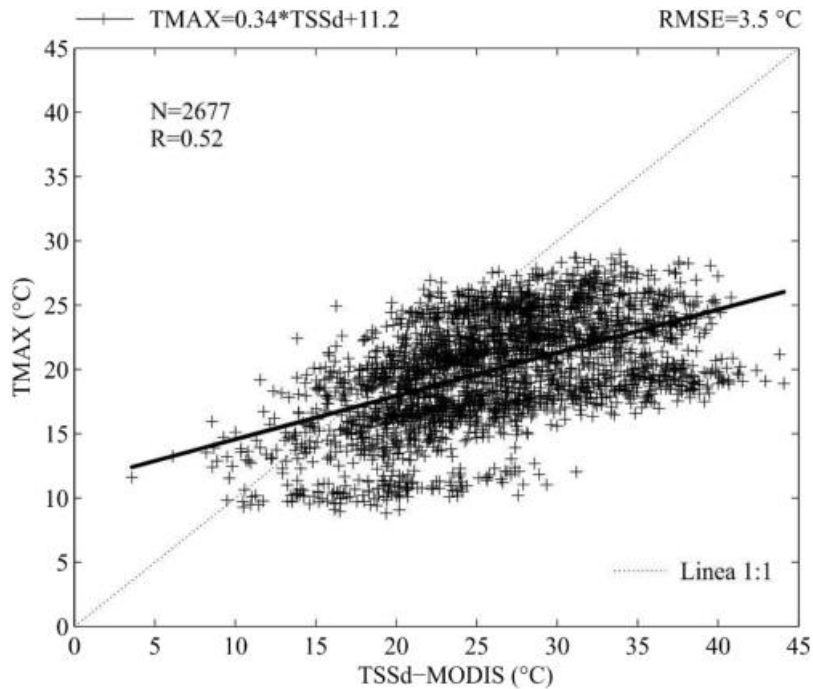


Figura 4.6: Temperatura máxima media mensual de aire (TMAX.) y la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual para los cuatro estaciones (La Yarada (Costa), Ayaviri (Sierra), San Ignacio (Sierra) y San Alejandro (Selva) ubicados en el Perú de 2000 a 2012.



(a)



(b)

Figura 4.7: Ajuste lineal entre los valores de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y temperatura máxima media mensual del aire (TMAX.), (a) para cuatro estaciones (La Yarada, Ayaviri, San Ignacio y San Alejandro). (b) Para 18 estaciones ubicadas sobre 2000 msnm, durante el periodo 2000-2012.

Tabla 4.3: Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo diurna y la temperatura máxima del aire para cada estación meteorológica.

N/	Estación Meteorológica	Relación TMAX/TSSd	RMSE(°C)	Coefficiente de Correlación (r)	N/ de Datos
1	Paucaray	$TMAX=0.193*TSSd+15.62$	0.8	0.82	140
2	Pauza	$TMAX=0.168*TSSd+17.71$	1.0	0.59	140
3	Curahuasi	$TMAX=0.263*TSSd+15.66$	0.8	0.75	140
4	Chalhuanca	$TMAX=0.187*TSSd+16.56$	1.4	0.60	145
5	Chavín	$TMAX=0.19*TSSd+16.31$	0.8	0.78	135
6	Recuay	$TMAX=0.197*TSSd+15.53$	0.8	0.75	90
7	Pampacolca	$TMAX=0.07*TSSd+16.77$	0.8	0.46	120
8	Cabanaconde	$TMAX=0.12*TSSd+14$	0.6	0.74	100
9	San Ignacio	$TMAX=0.339*TSSd+18.18$	0.9	0.73	100
10	San Marcos	$TMAX=0.131*TSSd+21.51$	0.6	0.54	125
11	Urubamba	$TMAX=0.132*TSSd+19.25$	0.9	0.58	125
12	Yauri	$TMAX=0.161*TSSd+12.67$	0.9	0.80	130
13	Cerro de Pasco	$TMAX=0.11*TSSd+8.61$	0.7	0.60	135
14	Acostambo	$TMAX=0.12*TSSd+14.21$	0.7	0.62	120
15	Canchan	$TMAX=0.12*TSSd+22.87$	0.7	0.57	120
16	Comas	$TMAX=0.1TSSd+12.15$	0.7	0.55	140
17	Puerto Chicama	$TMAX=0.67*TSSd+5.9$	1.8	0.68	110
18	Tinajones	$TMAX=0.24*TSSd+22.0$	1.9	0.28	140
19	Yauyos	$TMAX=0.152*TSSd+20.30$	0.6	0.77	140
20	Nauta	$TMAX=0.25*TSSd+24.92$	0.7	0.49	90
21	Ubinas	$TMAX=0.17*TSSd+14.55$	1.0	0.72	120
22	Salala	$TMAX=0.11*TSSd+14.55$	1.1	0.45	120
23	Ayaviri	$TMAX=0.2TSSd+11.96$	0.8	0.84	120
24	La Yarada	$TMAX=0.54*TSSd+4.8$	2.0	0.77	110
25	San Alejandro	$TMAX=0.4*TSSd+21.3$	0.7	0.73	125

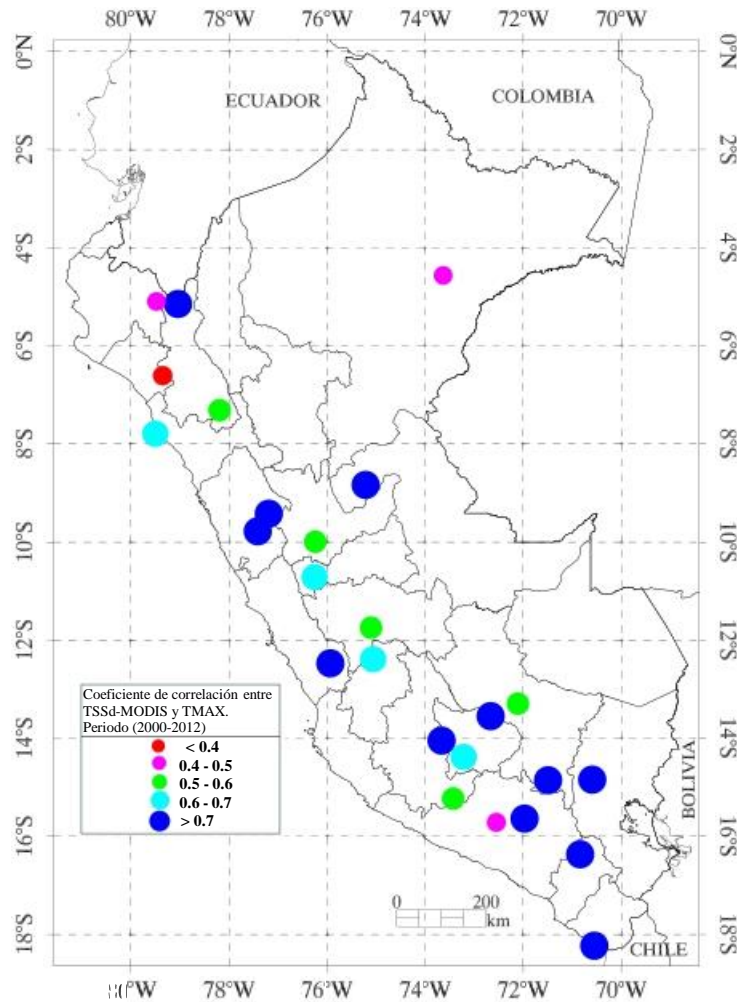


Figura 4.8: Puntos de ubicación de las estaciones meteorológicas. Los puntos en colores muestran el coeficiente de correlación entre la temperatura máxima media mensual del aire y la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio mensual y espacial de una ventana de 3x3 píxeles.

### 4.3. Análisis de tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna

El análisis de tendencias servirá para evaluar el cambio en el comportamiento de la TSS diurna y temperatura máxima del aire. Sobre series temporales de temperatura de la superficie del suelo promedio anual en el periodo 2001- 2012. Es necesario indicar que la posible tendencia identificada en series temporales de datos de una variable climática pueden darse a diferentes causas: cambio climático global, conse-

cuencia del aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (efecto urbano), cambio de uso de tierra (deforestación, urbanización, reforestación, etc.). El análisis de tendencia por sí solo no permite identificar las causas.

#### **4.3.1. Tendencia obtenida mediante el método de mínimos cuadrados ordinarios (OLS)**

La Figura 4.9 muestra el valor de la pendiente en cada pixel de la evolución de promedios anuales de TSS diurna entre los años 2001 y 2012. Esta pendiente representa la tasa de incremento o decremento de la TSS diurna. Los valores positivos de la tendencia en la Figura 4.9 se encuentran en la región andina, alcanzando hasta  $0.4^{\circ}\text{C}/\text{año}$ . Este incremento en la TSS diurna se observa en mayor área de la sierra sur peruana. De la misma forma las zonas bajas y altas en la costa norte presentan tendencias positivas. También la región selva muestra un incremento en la TSS diurna. Una prueba de test se realizó mediante t-estadístico para validar la significación de las tendencias obtenidas. Los resultados que aquí no se presenta, las tendencias son distintos de cero.

En la Figura 4.10 se muestra la ubicación de un punto en la imagen de tendencia de la temperatura de la superficie del suelo y en el Google Earth de fecha 31 de octubre del 2013. Las coordenadas geográficas del punto de ubicación es ( $9/55'57.07''$ ,  $77/02'31.11''$ ) localizado en la zona alta de la región Ancash con presencia de nieve que presenta tendencia negativa de la temperatura de la superficie del suelo. Sin embargo en la imagen mostrada en la Figura 4.11 del Google Earth de fecha 6 de setiembre con punto de ubicación ( $13/48'42.12''$ ,  $71/05'23.97''$ ), se puede observar que las áreas con presencia de nieve presentan tendencia positiva de la temperatura de la superficie del suelo.

La Figura 4.12 (a) muestra la tasa de incremento de la TSS diurna de un total de 14 zonas con un intervalo de 200 m de elevación desde los 3600 msnm. Lo cual indica que existe un aumento del calentamiento explícito por encima de 3600 msnm. Así mismo la Figura 4.13 (a) muestra la tendencia de la TSS diurna de un total de 10 zonas con intervalo de 500 m de elevación desde 1500 a 6543 msnm. Lo cual



muestra una clara tendencia de las tendencias de la TSS diurna generalmente con la elevación de la zona, a partir de 3500 msnm.

Para la validación de este resultado, se seleccionó las estaciones meteorológicas con registros continuos de temperatura máxima del aire desde el año 2001 a 2012. Obteniéndose sólo 20 estaciones de 60 (proporcionado por SENAMHI-Perú) que tuvieron registro sin datos menor o igual a 2 meses continuos, rellenándose mediante el método de media móvil central.

En la Tabla 4.4 se muestran las tendencias de temperatura máxima media anual del aire y de la TSS diurna promedio anual. Este último fue extraído de una ventana 3x3 píxeles (9 km<sup>2</sup>). Con estos datos las tendencias se comparan, obteniéndose el coeficiente de determinación  $r^2=0.339$  y el coeficiente de correlación  $r=0.589$  (ver Figura 4.14 (a)).

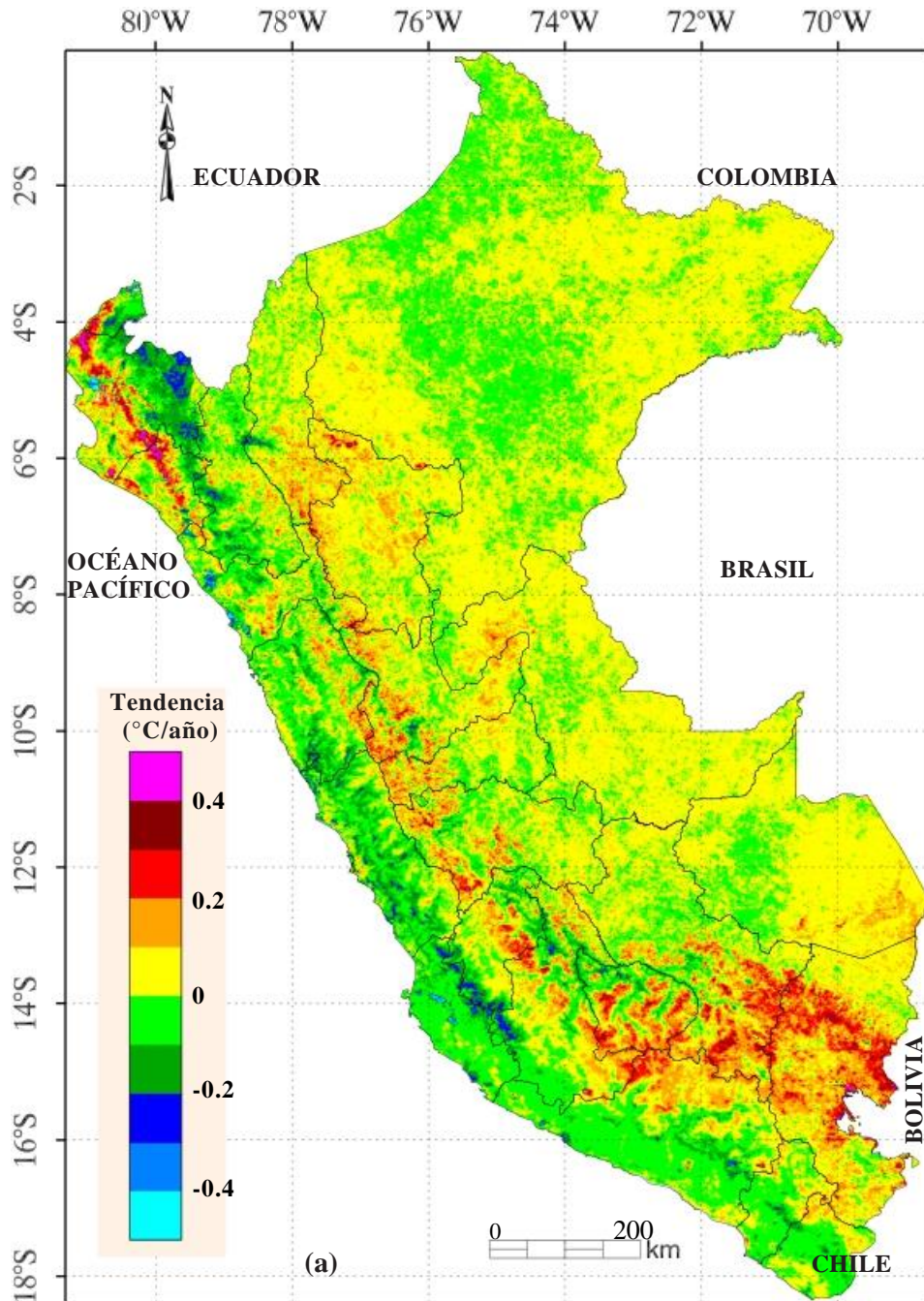


Figura 4.9: Distribución espacial de la tendencia ( $^{\circ}\text{C}/\text{año}$ ) de la TSS diurna promedio anual, en el periodo 2001-2012. Obtenida mediante el método OLS.

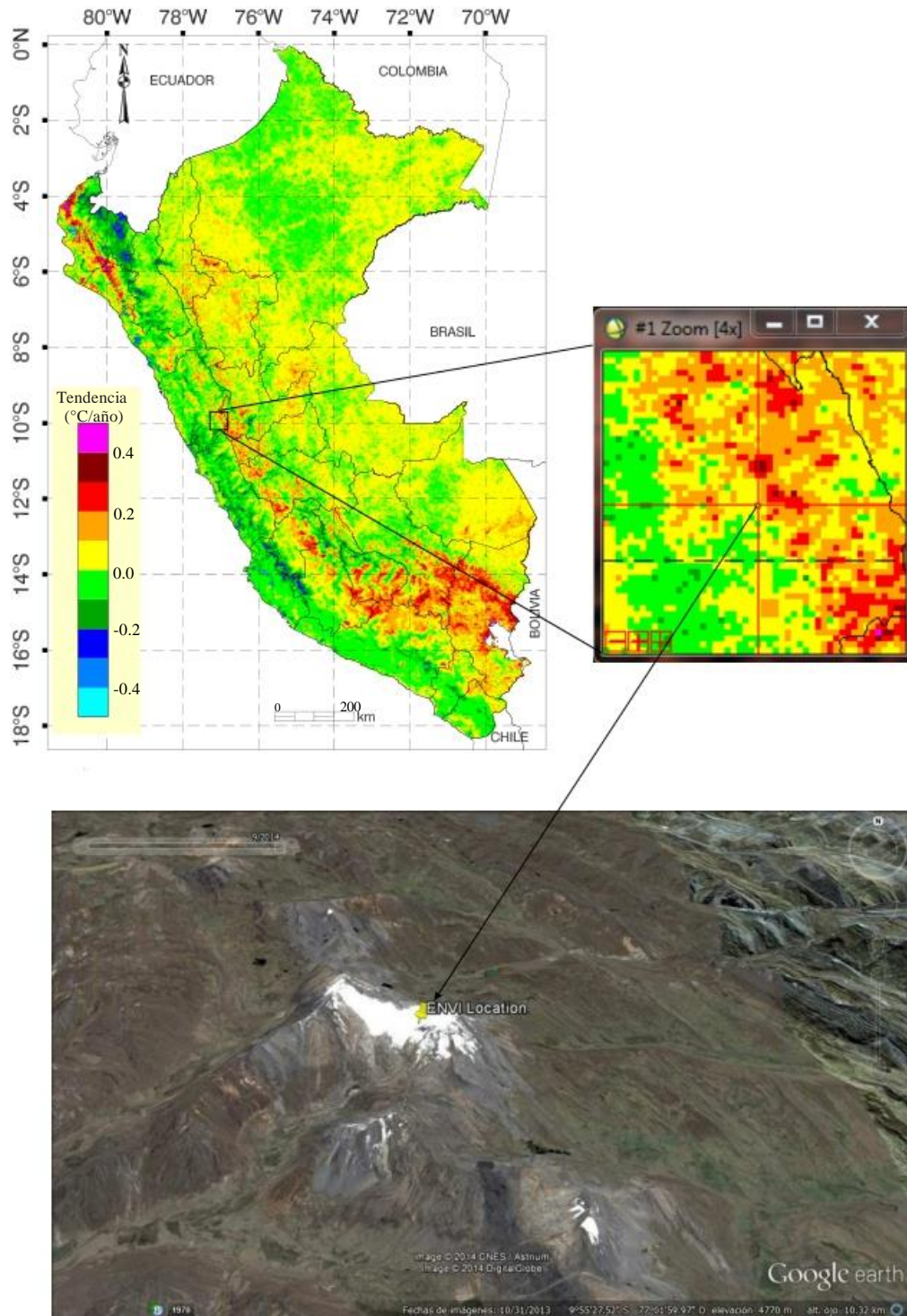


Figura 4.10: Imagen del Google Earth de ubicación del punto de coordenadas en proyección Geográfica ( $9/55^{\circ}57.07''$ ,  $77/02^{\circ}31.11''$ ) de fecha 31 de octubre del 2013.

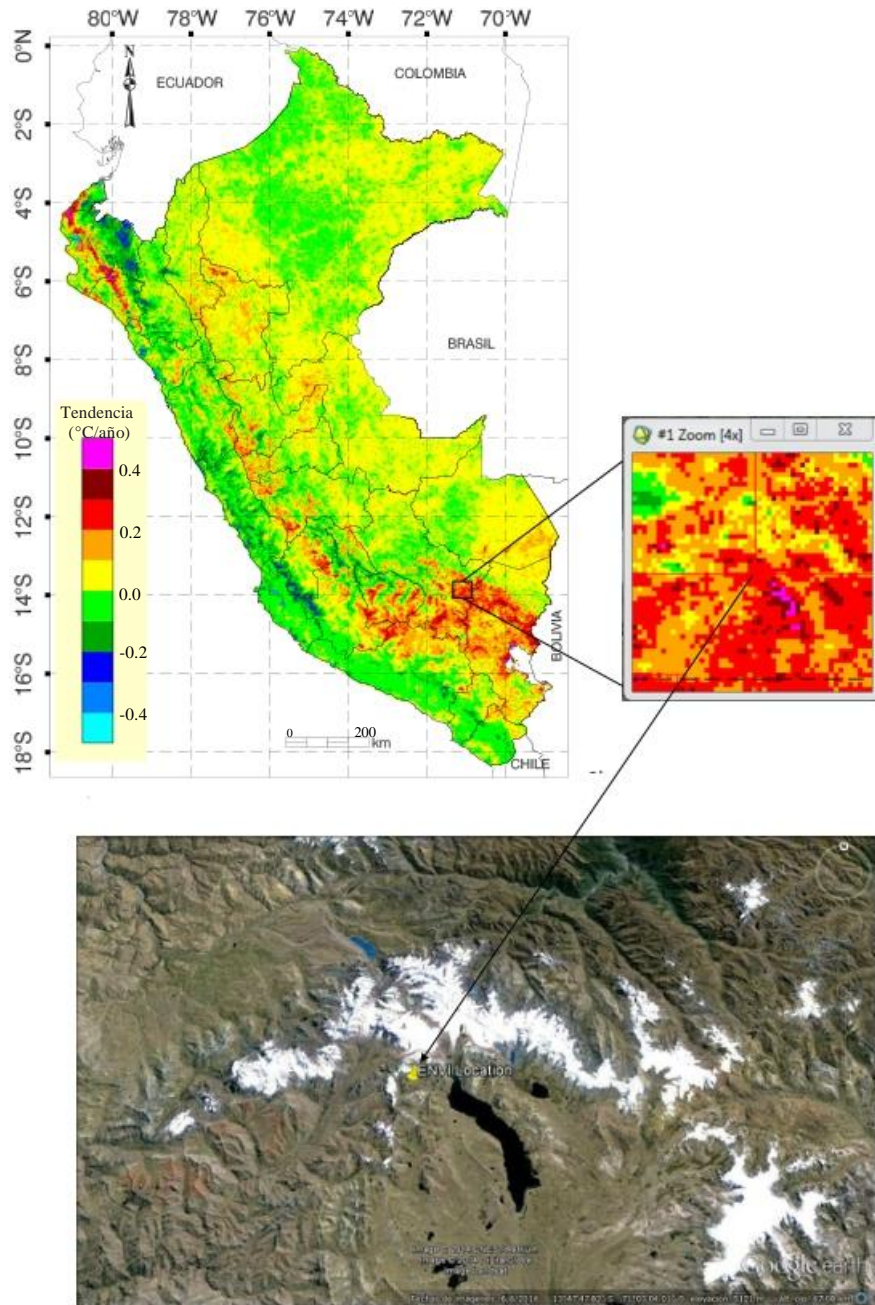


Figura 4.11: Imágenes del Google Earth de ubicación del punto de coordenadas en proyección Geográfica (13/48'42.12", 71/05'23.97") de fecha 6 de setiembre del 2013.

Tabla 4.4: Tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el m´etodo OLS.

N/	Estaci´on Meteorol´ogica	Tendencia TMAX ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Tendencia TTSd ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (m)
1	Paucaray	0.072	-0.038	-14.05028	-73.63361	3206
2	Curahuasi	0.023	-0.077	-13.5525	-72.735	2879
3	Chav´ın	0.014	-0.044	-9.58633	-77.17553	3369
4	Pampacolca	-0.064	0.004	-15.71417	-72.5675	2757
5	Yauri	0.113	0.11	-14.81694	-71.41694	3925
6	Cerro de Pasco	0.057	0.036	-10.69361	-76.25028	4375
7	Acostambo	-0.054	0.015	-12.36306	-75.05639	4158
8	Comas	0.049	0.107	-11.74861	-75.12917	3849
9	Yauyos	-0.002	-0.067	-12.49206	-75.91061	2566
10	Puquina	-0.012	-0.068	-16.16694	-71.16694	3084
11	Laive	0.029	0.11	-12.2522	-75.35528	3990
12	La Oroya	0.015	0.04	-11.5719	-75.95778	3780
13	Ayaviri	0.085	0.063	-14.87294	-70.59317	3943
14	Puno	0.083	0.085	-15.8265	-70.01236	3820
15	Ollachea	0.074	0.06	-13.8041	-70.49742	2850
16	Huamachuco	-0.021	0.002	-7.81694	-78.05028	3200
17	Tambillo	-0.103	-0.126	-13.214	-74.10528	3343
18	Tunel Cero	0.133	0.003	-3.25028	-75.08361	4700
19	Pomacanchi	0.064	-0.002	-4.02806	-71.57278	3700
20	San Alejandro	0.062	0.08	-8.81694	-75.20028	244

### **4.3.2. Tendencia obtenida mediante el método de mínima desviación absoluta (LAD)**

La Figura 4.12 (b) muestra la tasa de incremento de la tendencia de promedio anual de la TSS diurna entre los años 2001 y 2012, para 15 zonas con un intervalo de 200 m de elevación desde los 3400 msnm.

Así mismo la Figura 4.13 (b) muestra la tendencia de la TSS diurna de un total de 10 zonas con intervalo de 500 m. de elevación, desde 1500 a 6543 msnm. Con este método también podemos observar una clara tendencia al incremento de las tendencias de la TSS diurna con respecto a la elevación, a partir de 3500 msnm.

Para propósito de validación, se utilizó los mismos datos de temperatura máxima promedio anual del aire de 18 estaciones seleccionadas en la sección anterior, de las cuales se obtuvieron las tendencias mediante el método LAD.

En la Tabla 4.5 se muestra las tendencias positivas y negativas de temperatura máxima media anual del aire y de la TSS diurna promedio anual para un total de 18 estaciones. Las tendencias calculadas de la temperatura máxima media anual del aire en las estaciones meteorológicas se comparan con los calculados a partir de sus correspondientes TSS diurna promedio anual, extraídos de una ventana de 3x3 pixeles obteniéndose el coeficiente de determinación de 0.061 y coeficiente de correlación de 0.247 (ver Figura 4.14 (b)).

Tabla 4.5: Tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el m´etodo LAD.

N/	Estaci´on Meteorol´ogica	Tendencia TMAX ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Tendencia TTSd ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (m)
1	Paucaray	-	-	-14.05028	-73.63361	3206
2	Curahuasi	0.023	-0.029	-13.5525	-72.735	2879
3	Chav´ın	0.016	-0.013	-9.58633	-77.17553	3369
4	Pampacolca	-	-	-15.71417	-72.5675	2757
5	Yauri	0.077	0.064	-14.81694	-71.41694	3925
6	Cerro de Pasco	0.057	0.092	-10.69361	-76.25028	4375
7	Acostambo	-0.034	0.005	-12.36306	-75.05639	4158
8	Comas	0.046	0.1227	-11.74861	-75.12917	3849
9	Yauyos	-0.024	-0.024	-12.49206	-75.91061	2566
10	Puquina	-0.048	0.067	-16.16694	-71.16694	3084
11	Laive	-0.005	0.216	-12.2522	-75.35528	3990
12	La Oroya	0.028	0.085	-11.5719	-75.95778	3780
13	Ayaviri	0.037	-0.002	-14.87294	-70.59317	3943
14	Puno	0.129	0.032	-15.8265	-70.01236	3820
15	Ollachea	0.047	0.077	-13.8041	-70.49742	2850
16	Huamachuco	-0.021	0.002	-7.81694	-78.05028	3200
17	Tambillo	-0.103	-0.098	-13.214	-74.10528	3343
18	Tunel Cero	0.125	0.066	-3.25028	-75.08361	4700
19	Pomacanchi	0.112	-0.027	-4.02806	-71.57278	3700
20	San Alejandro	0.057	0.083	-8.81694	-75.20028	244

### 4.3.3. Tendencia obtenida mediante el m´etodo de Sen

La Figura 4.12 (c) muestra las tendencias positivas de la TSS diurna entre los a˜nos 2001 y 2012, para 14 zonas con un intervalo de 200 m de elevaci´on desde los

3400 msnm.

Así mismo la Figura 4.13 (c) muestra la tendencia de la TSS diurna promedio anual de un total de 10 zonas con intervalo de 500 m de elevación desde 1500 a 6543 msnm. De la misma forma se observa que la tasa de calentamiento de la TSS diurna aumenta con respecto a la elevación, a partir de 3500 msnm.

Para validar este resultado, se utiliza los mismos datos de temperatura máxima promedio anual del aire de un total de 20 estaciones seleccionadas en la sección anterior, de las cuales se obtuvieron la pendiente mediante el estimador Sen. De la misma forma la pendiente resultante utilizamos como una medida de la tendencia de la temperatura máxima del aire y TSS diurna. En la Tabla 4.6 se muestran las tendencias positivas y negativas de temperatura máxima media anual del aire y de la TSS diurna para un total de 20 estaciones.

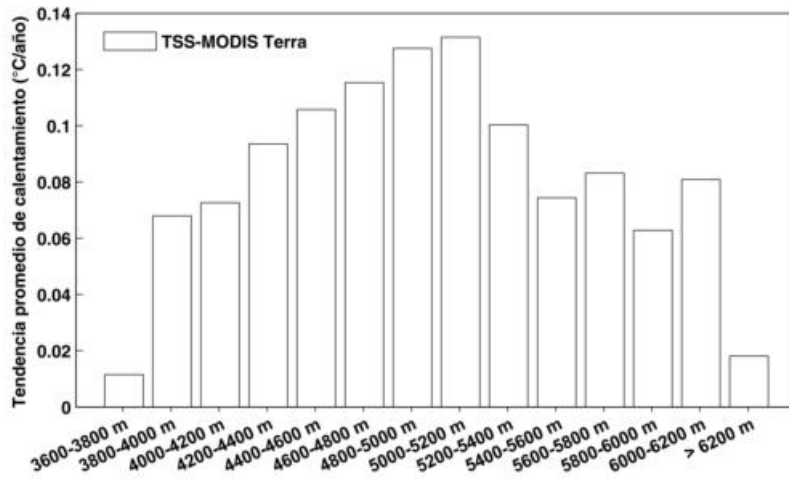
Las tendencias derivadas de la temperatura máxima media anual del aire en las estaciones meteorológicas se comparan con los calculados a partir de sus correspondientes TSS diurna, extraídos de una ventana de 3x3 píxeles, obteniéndose el coeficiente de determinación  $r^2=0.166$  y el coeficiente de correlación  $r=0.408$  (ver Figura 4.14 (c)).

Sobre el incremento en las tendencias de temperatura de aire en regiones elevadas más altas como es el caso de la meseta de Tibet en Asia Central, encontraron una dependencia del calentamiento con la altitud. Ellos atribuyen este calentamiento en elevaciones más altas a una reducción en la nieve y los glaciares, lo que disminuye el albedo de la superficie y aumento de la energía de radiación solar absorbida por superficie del suelo (Georgi et al., 1997, Liu y Chen, 2000). En el 2009, Qin et al. (2009) han confirmado esta dependencia altitudinal de las tendencias a partir de los productos del TSS-MODIS en el periodo 2000-2006 sobre la meseta de Tíbet. Recientemente Salama et al. (2012), a partir de la TSS obtenida de las imágenes en la región de microonda, del sensor Special Sensor Microwave/Image (SSM/I), también confirmarían la relación de dependencia entre la tasa de cambio de temperatura y la altitud.

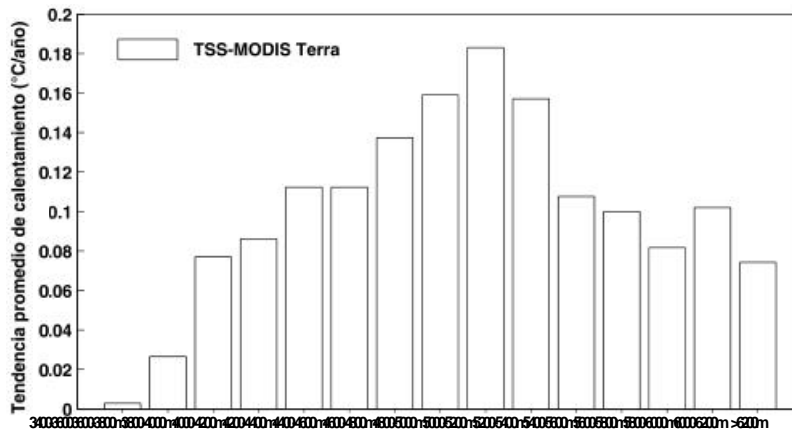


Tabla 4.6: Tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire y de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS. Obtenidas mediante el m´etodo Sen.

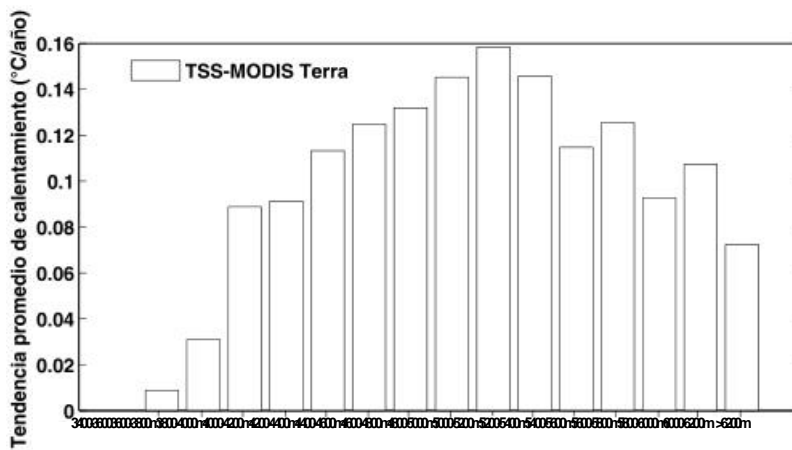
N/	Estaci´on Meteorol´ogica	Tendencia TMAX ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Tendencia TTSd ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{no}}$ )	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (m)
1	Paucaray	0.103	0.017	-14.05028	-73.63361	3206
2	Curahuasi	0.046	-0.035	-13.5525	-72.735	2879
3	Chav´ın	0.020	-0.055	-9.58633	-77.17553	3369
4	Pampacolca	-0.067	0.075	-15.71417	-72.5675	2757
5	Yauri	0.114	0.103	-14.81694	-71.41694	3925
6	Cerro de Pasco	0.039	-0.014	-10.69361	-76.25028	4375
7	Acostambo	-0.038	-0.010	-12.36306	-75.05639	4158
8	Comas	0.064	0.133	-11.74861	-75.12917	3849
9	Yauyos	0.000	-0.044	-12.49206	-75.91061	2566
10	Puquina	-0.008	-0.033	-16.16694	-71.16694	3084
11	Laive	0.048	0.162	-12.2522	-75.35528	3990
12	La Oroya	0.012	0.070	-11.5719	-75.95778	3780
13	Ayaviri	0.070	0.010	-14.87294	-70.59317	3943
14	Puno	0.131	0.10	-15.8265	-70.01236	3820
15	Ollachea	0.082	0.123	-13.8041	-70.49742	2850
16	Huamachuco	-0.008	-0.010	-7.81694	-78.05028	3200
17	Tambillo	-0.012	-0.075	-13.214	-74.10528	3343
18	Tunel Cero	0.128	0.022	-3.25028	-75.08361	4700
19	Pomacanchi	0.086	0.025	-4.02806	-71.57278	3700
20	San Alejandro	0.064	0.099	-8.81694	-75.20028	244



(a)

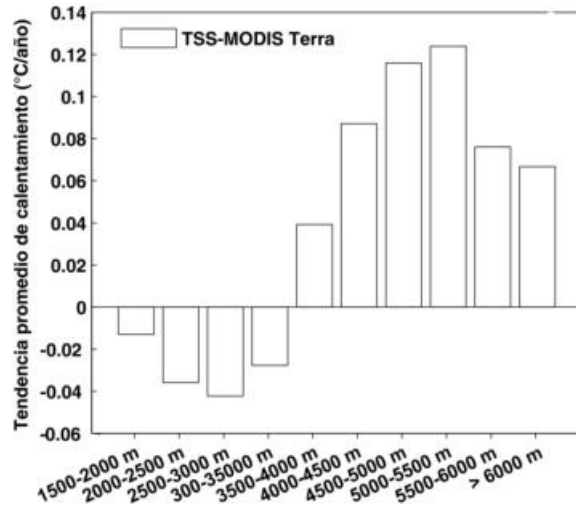


(b)

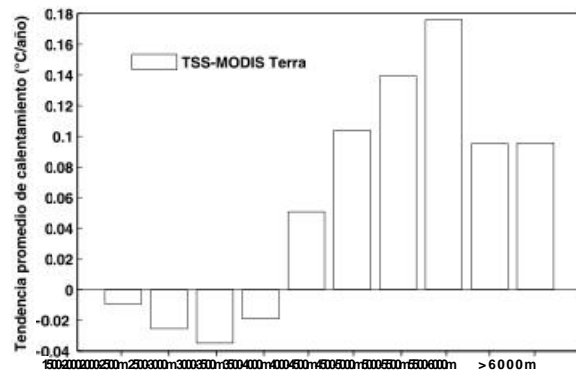


(c)

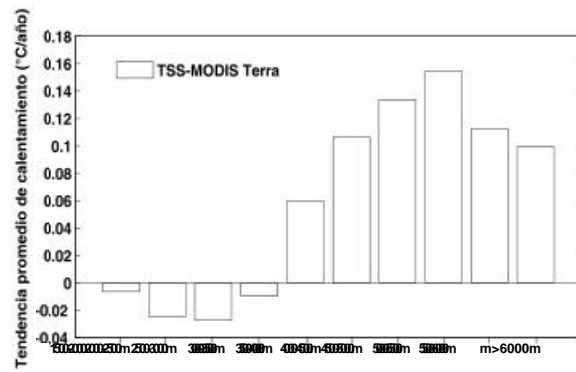
Figura 4.12: Tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS con intervalos de 200 m. Obtenidos mediante los métodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen.



(a)

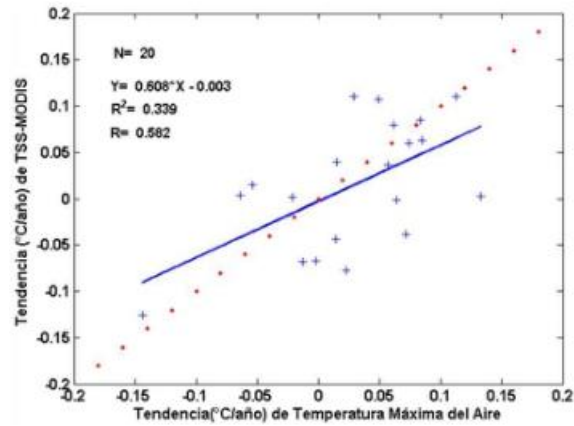


(b)

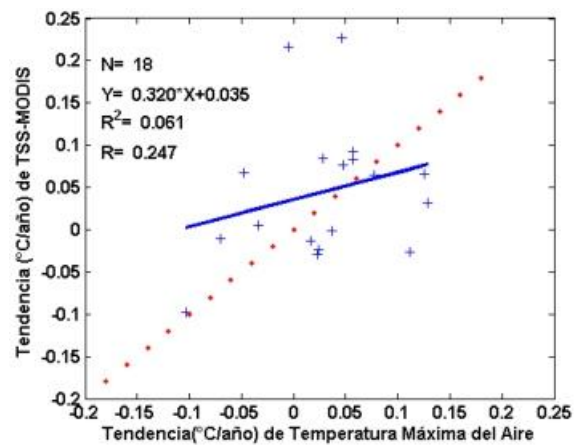


(c)

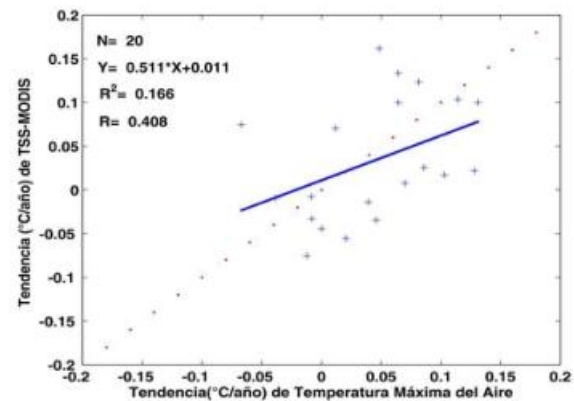
Figura 4.13: Tendencia de la temperatura de la superficie del suelo diurna-MODIS con intervalos de 500 m. Obtenidos mediante los métodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.14: Ajuste lineal de tendencias ( $^{\circ}\text{C}/\text{a}\tilde{\text{n}}\text{o}$ ) de temperatura m´axima media anual del aire para 20 estaciones y de la TSS diurna promedio anual extra´ıdas de una ventana de 3x3 pixeles en la que se encuentra emplazada las estaciones meteorol´ogicas. Obtenidos mediante los m´etodos. (a) OLS, (b) LAD y (c) Sen.

#### **4.4. Evolución temporal de temperatura de la superficie del suelo diurna en el Perú. Periodo enero-diciembre 2002**

Los datos de TSS diurna proporcionado por el sensor MODIS sobre el área del Perú, fueron procesados para el período marzo 2000 a diciembre 2012. En la Figura 4.15, se muestra un ejemplo de las imágenes TSS diurna promedio mensual del área de estudio para un año (enero-diciembre 2002). La escala de colores indica los valores de la TSS diurna, aumentando desde  $-5^{\circ}\text{C}$ , color rojo oscuro en la izquierda, hasta más alto que  $40^{\circ}\text{C}$ , color magenta en la derecha. En el mes de enero, en la costa peruana los valores de TSS diurna son mayores a  $25^{\circ}\text{C}$ . Lo cual se observa durante todo el año. La TSS diurna disminuye a medida que se aleja de la costa, hasta alcanzar su valor mínimo en los Andes ( $-5^{\circ}\text{C}$ ). Los valores de la TSS diurna por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$  corresponden a áreas con presencia de nieve durante todo el año. Mientras en la región selva la TSS diurna está entre los valores de  $20^{\circ}\text{C}$  a  $26^{\circ}\text{C}$  durante todo el año. En los meses de febrero a abril, la región sierra presenta grandes áreas con la TSS diurna entre  $0^{\circ}\text{C}$  y  $20^{\circ}\text{C}$ . Esto estaría asociado con el periodo de las precipitaciones en los Andes. En la sierra, de mayo a noviembre, la TSS diurna aumenta paulatinamente hasta alcanzar  $35^{\circ}\text{C}$  en la parte sierra sur del Perú (periodo seco). En diciembre la TSS diurna en la sierra, nuevamente empieza a descender con el inicio de la temporada de lluvias. Mientras la TSS diurna en la costa alcanza su valor máximo ( $> 40^{\circ}\text{C}$ ).

En julio se observa la TSS diurna con valores bajos en la sierra sur lo cual no debería suceder en periodo seco. Sin embargo esta región ha sido afectada por los efectos de una perturbación atmosférica de origen antártico, intensificada por nevadas y granizo en las partes altas de la sierra. Donde las temperaturas del aire bajaron considerablemente con la invasión polar, registrándose entre  $-8^{\circ}\text{C}$  y  $-20^{\circ}\text{C}$  por encima de los 4000 msnm.

Este fenómeno y su reiteración ocasionaron el cierre de caminos, la pérdida de cultivos y pasto alto andinos, la muerte del ganado de la zona, agudas infecciones respi-

ratorias y el deceso de personas, especialmente niños. En la Figura 4.17 se muestra las gráficas de las imágenes de temperatura de la superficie del suelo antes, durante y después del fenómeno. Se observa que la TSS diurna alcanza el valor mínimo de  $-10^{\circ}\text{C}$  el 12 de julio del 2002.

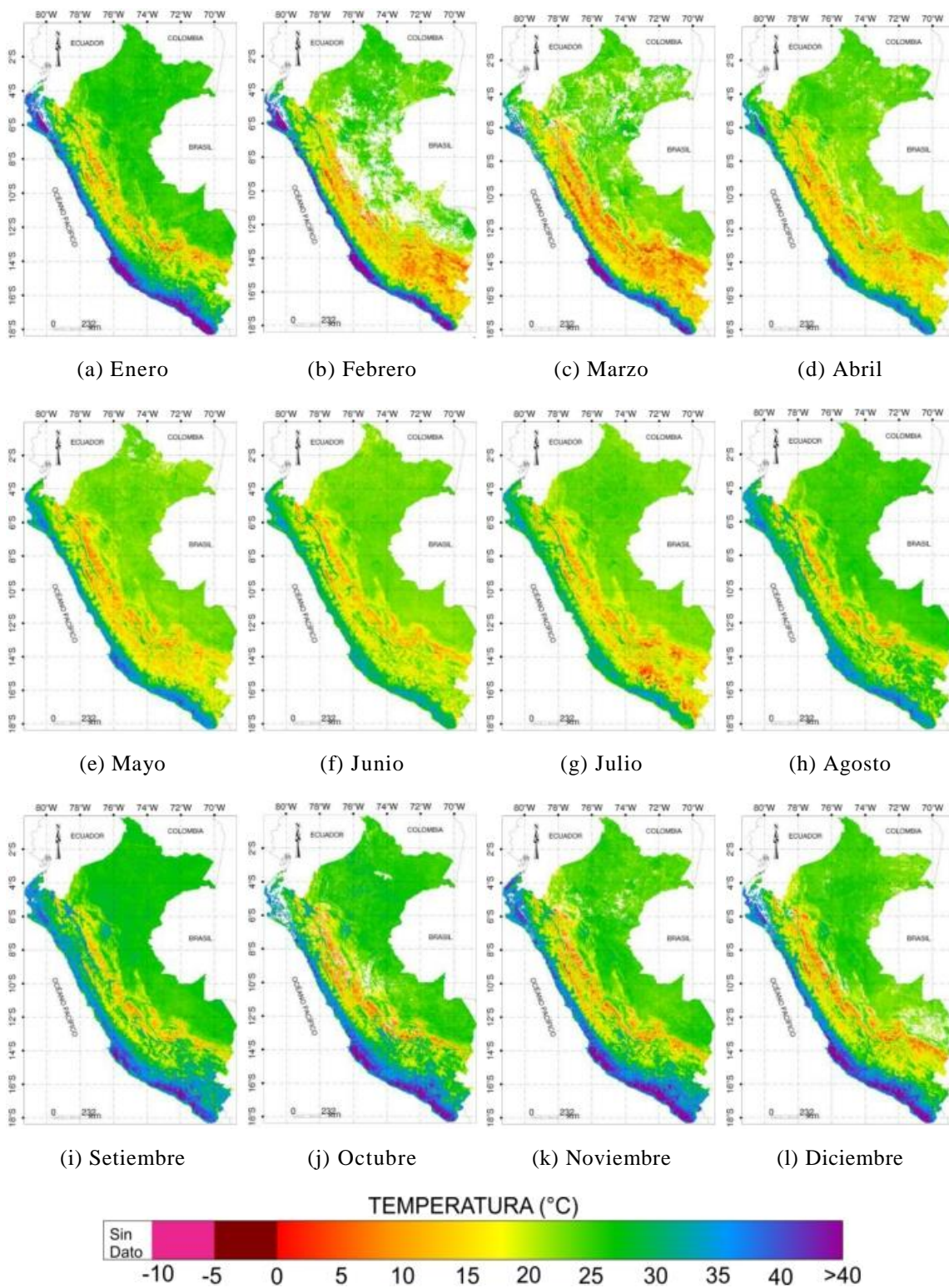


Figura 4.15: Evolución temporal de la temperatura de la superficie del suelo diaria del Perú para el periodo enero-diciembre 2002



Figura 4.16: Mapa de fecha 13 de Julio del 2002, de distritos afectados por las nevadas y granizo en el sur de Perú (INDECI, 24-07-2002).

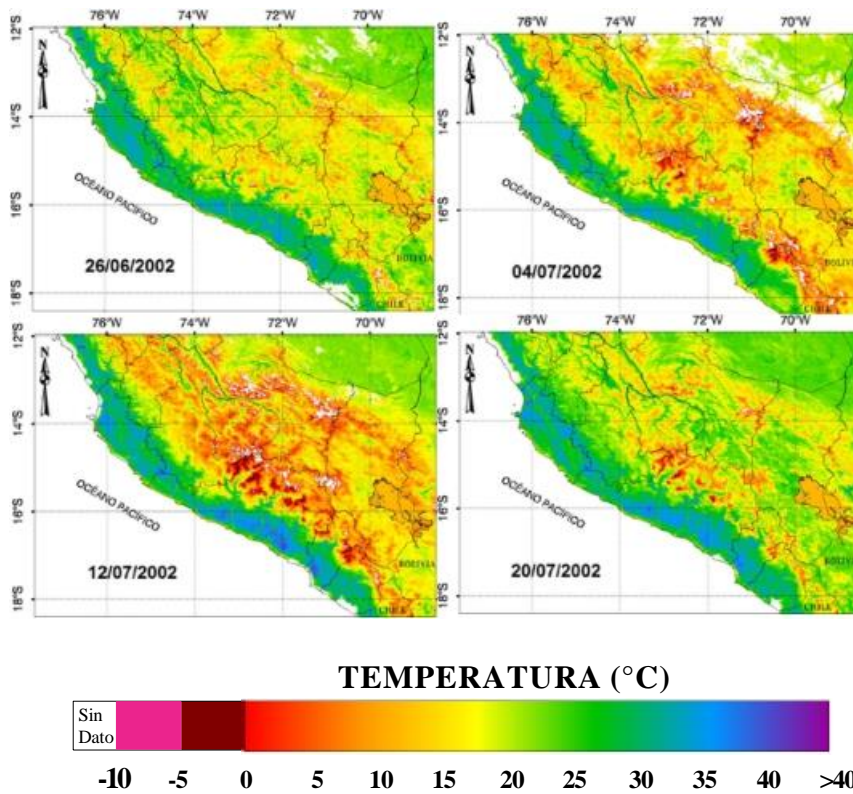


Figura 4.17: Temperatura de la superficie del suelo diurna antes, durante y después de las nevadas y granizo en el sur del Perú, del mes de Julio del 2002.



## **4.5. Temperatura de la superficie del suelo diurna promedio**

En la Figura 4.18 se muestra la distribución de temperatura de la superficie del suelo diurna promedio del Perú, para la serie de tiempo que corresponde de marzo 2000 a diciembre del 2012, derivadas de imágenes producto de la TSS diurna del sensor MODIS–Terra, para píxeles espaciales de 1 x 1 km. Donde se observa (Figura 4.18) que la TSS diurna varía de  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $47^{\circ}\text{C}$ . En la región geográfica costa, el promedio alcanza los valores máximos de  $47^{\circ}\text{C}$ . Los valores mínimos considerados corresponden a geformas de altura ubicada en la Región Ancash, suelo con cobertura de glaciación. En general la región sierra, está entre los valores de  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $24^{\circ}\text{C}$ . En la región selva la TSS diurna se encuentra entre los valores de  $24^{\circ}\text{C}$  a  $27^{\circ}\text{C}$ .

La desviación estándar (DE) de temperatura de la superficie del suelo, Figura 4.19, muestra que en la costa, varía de sur a norte, con valores desde  $0^{\circ}\text{C}$  a  $6^{\circ}\text{C}$ . El incremento en la variabilidad de la superficie del suelo diurna en las regiones costa y sierra, probablemente se debe a una mayor heterogeneidad de las características del tipo de cobertura del suelo. Cada píxel de 1 km de hecho, podría estar compuesto por diferentes tipos de cobertura del suelo que cubren con diferentes proporciones (paisaje fragmentado). Según Stroppiana et al. (2014) el contenido en humedad del suelo hace variar su albedo, lo que conduce a una mayor fluctuación de valores de la TSS en áreas sin vegetación y en áreas con vegetación dispersa.

La DE en la selva varía de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $1.5^{\circ}\text{C}$ . Esto se atribuye principalmente al hecho de que, incluso durante las condiciones cuando se producen las temperaturas máximas, los bosques son capaces de acceder al agua con sus sistemas de raíces profundas y continuar la transpiración. Una mayor proporción de la radiación solar entrante se divide a flujo de calor latente como resultado de la rápida transpiración de la vegetación, que conduce al enfriamiento de la temperatura de la superficie de la vegetación (Mildrexler et al., 2011). Lo que conduce a una menor variabilidad de la temperatura de la superficie del suelo diurna en áreas con densa vegetación, que las áreas con vegetación dispersa o suelo desnudo.

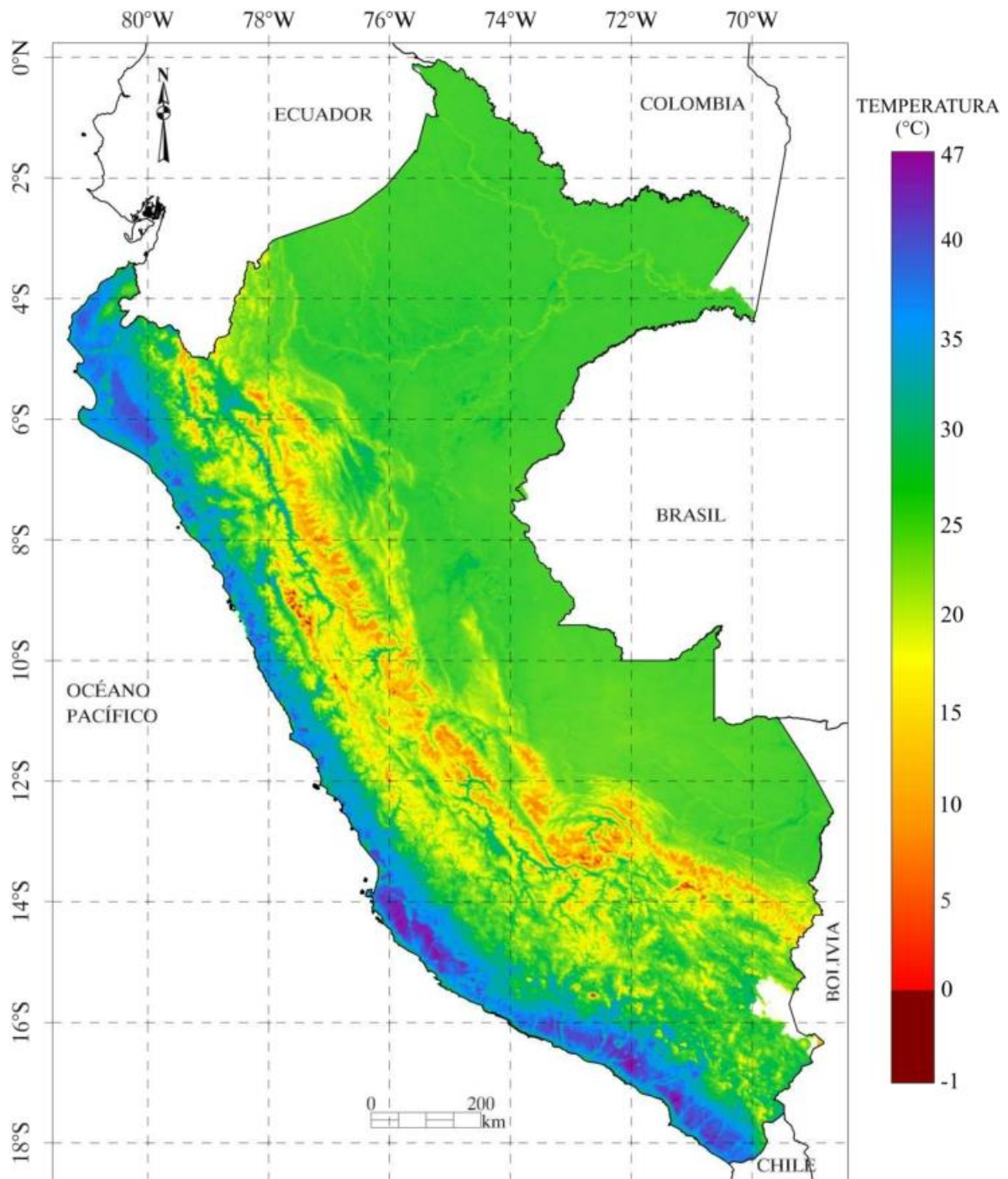


Figura 4.18: Temperatura de la superficie del suelo diurna promedio. Periodo marzo 2000 a diciembre del 2012.

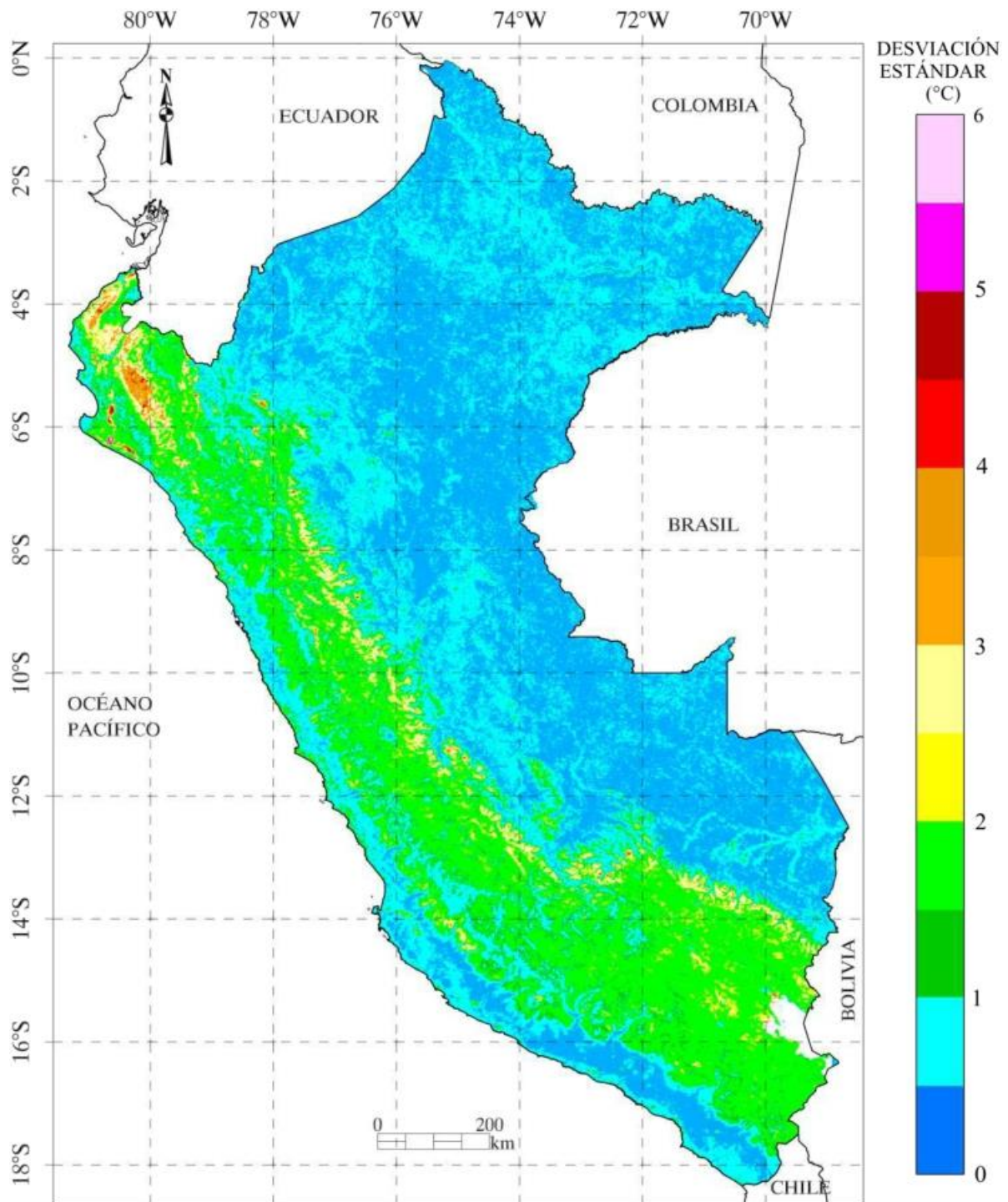


Figura 4.19: Desviación estándar de la serie histórica de temperatura de la superficie de suelo diurna: periodo marzo 2000 a diciembre del 2012.

## 4.6. Temperatura de la superficie del suelo diurna y el modelo de elevación digital

Mediante la estadística se puede obtener la frecuencia, máximos, mínimos y la desviación estándar de los datos DEM GTOPO30 de la zona de estudio.

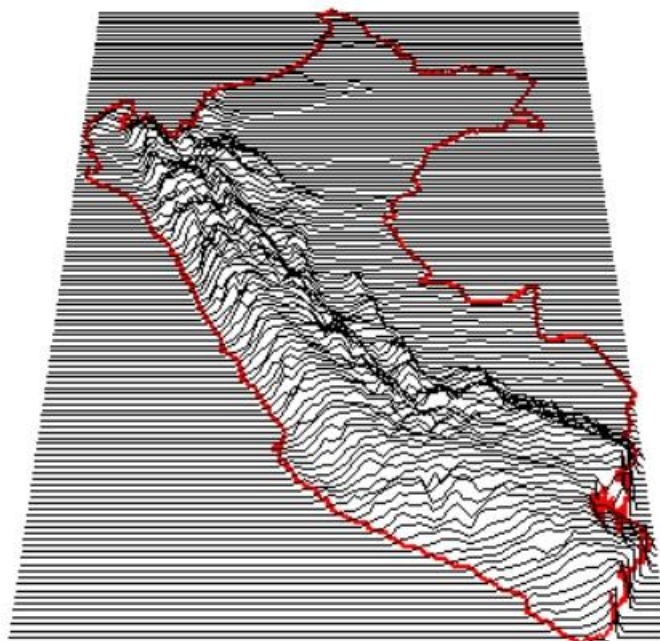
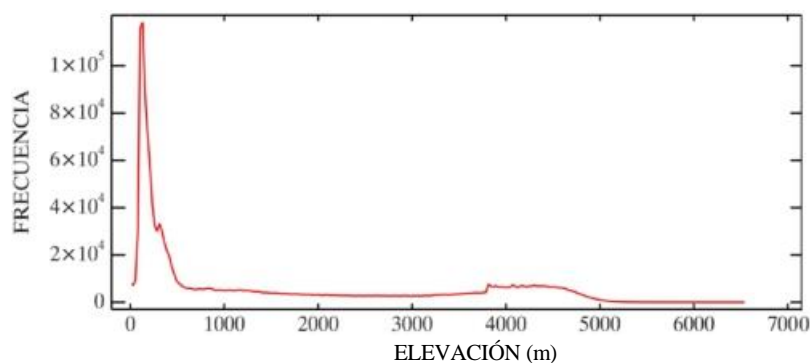


Figura 4.20: Representación de modelo de elevación digital GTOPO30 en XZ (con exageración vertical de 35°).



Mínimo (m)	Máximo (m)	Promedio (m)	Desviación Estándar (m)
-24	6543	678	1325 .9

Figura 4.21: Estadística de los datos DEM GTOPO30 del área de estudio.

Con el objetivo de conocer la variabilidad de la temperatura de la superficie del suelo frente a la topografía del territorio peruano, a partir de la temperatura promedio de la superficie del suelo en el periodo de estudio y DEM GTOPO30; se derivan 3 perfiles transversales sobre Perú (ver Figura 4.22). Donde se observa el efecto termorregulador del mar; así, los valores de la temperatura de la superficie del suelo están alrededor de 25°C, en el primer kilómetro, desde donde en dirección este, se incrementa el efecto de continentalidad al registrar la temperatura de la superficie del suelo hasta 47°C en la costa norte del Perú.

La heterogeneidad geográfica del territorio peruano dejó ver que las transiciones entre las coberturas generan cambios drásticos en la TSS, en las tres regiones claramente diferenciadas (costa, sierra y selva). Al observar los perfiles de temperatura se notó que la TSS diurna promedio disminuye con el incremento de la altura, hasta alcanzar su valor más bajo en zonas más altas y aumenta en los valles, así sucesivamente hasta llegar a la selva peruana, donde el valor en promedio de la TSS es de 25°C.

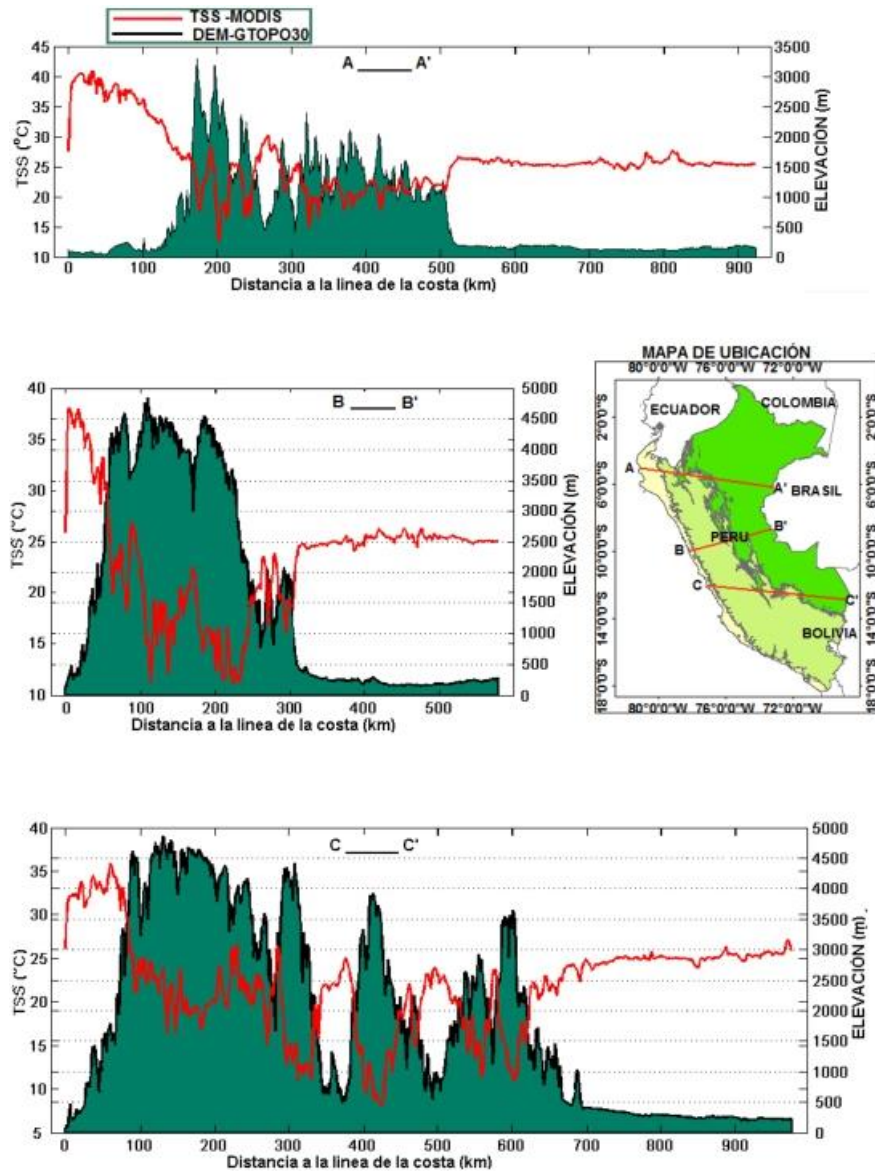


Figura 4.22: Variación de la temperatura de la superficie del suelo diaria con la distancia desde la línea de la costa.

Los datos de perfiles transversales obtenidas de DEM GOTOP030 y de la temperatura de la superficie del suelo promedio, se ajustaron a un modelo de regresión lineal, tal resultado no se muestra aquí. En la Tabla 4.7 se presenta el coeficiente de correlación entre la TSS diaria promedio durante el periodo de estudio y la altitud, con variaciones desde la línea de la costa. De hecho la TSS diaria disminuye al aumentar la elevación, según Bertoldi et al. (2010) por dos razones: la temperatura del aire disminuye con la altitud y la distribución altitudinal de la vegetación (la

vegetación tiende a ser organizada verticalmente). Nuestros resultados ponen de manifiesto una diferencia significativa en esta relación TSS diurna y altitud. El rango de valores de r-Pearson varía de alta hasta muy alta para los datos desde la línea de la costa hasta 200 km hacia el oeste, mientras para todos los datos el coeficiente de correlación es moderada en todo los casos. Stroppiana et al. (2014) realizaron la comparación entre TSS diurna promedio mensual obtenido de MODIS-Terra y la topografía, encontrando una correlación negativa alta en los meses de invierno (diciembre) y una correlación negativa baja en épocas de verano (julio-agosto). Este resultado llevó a la conclusión, que la correlación entre la TSS y la topografía varía según el mes del año y a la cobertura de la superficie del suelo.

Tabla 4.7: Coeficiente de correlación entre la temperatura de la superficie del suelo diurna y elevación, con variación desde la línea de la costa.

TSS-MODIS vs DEM GTOPO30	Coeficiente de Correlación	
	Datos de 0 a 200 km	Total de Datos
A-A'	-0.85	-0.59
B-B'	-0.92	-0.63
C-C'	-0.88	-0.49

## 4.7. Regiones expuestas a bajas temperaturas

Los productos de TSS nocturna del sensor MODIS-Aqua registradas a rededor de 2:30 (hora local) son utilizados por ser más cercanas a las temperaturas mínimas del aire registradas aproximadamente a las 6:00 a.m. en las estaciones meteorológicas (SENAMHI, 2010).

El Instituto Geofísico del Perú (IGP), determinó que en ciertas zonas de valle de Mantaro, la temperatura del aire (1.5 - 2 m sobre el nivel del suelo) menor a 0°C tiene mayor incidencia durante los meses entre junio y agosto con un máximo en julio, asociados a poca cobertura nubosa, escasa humedad atmosférica, y la escasa humedad del suelo (IGP, 2005). Por lo que se realizaría el análisis de datos de la TSS

nocturna entre los meses de mayo-agosto.

Durante las noches claras o cuando el cielo está libre de la presencia de nubes, la pérdida de energía de la superficie por emisión de radiación de onda larga se acentúa, provocando una caída de temperatura del aire próximo a la superficie del suelo, resultando en lo que se denomina inversión térmica (SENAMHI, 2010), dando origen a la llamada heladas radiativas. También en los estudios realizados en Altiplano-Bolivia se señalan que en latitudes bajas, con mayor elevación y en áreas de escasa vegetación, las bajas temperaturas durante la noche se dan por el enfriamiento radiativo del suelo, en ausencia de nubes (François et al., 1999; Pouteau et al., 2011). En nuestro caso este fenómeno de inversión térmica, se observa en la sierra peruana y en especial, en el centro y sur del país (ver Figura 4.23).

En la Figura 4.23 se muestra la distribución de la TSS nocturna promedio, para la serie de tiempo que corresponde al periodo mayo-agosto (2003–2012). En la Figura 4.23 se observan los rangos de temperatura consideradas para el análisis. Las temperaturas por debajo de los 0°C corresponden a las zonas con mayor elevación en las regiones de Ancash, Huánuco, Cerro de Pasco, Junín, Huancavelica, Ayacucho, Apurímac, Cusco, Puno, Arequipa, Moquegua y Tacna. Siendo las temperaturas más bajas en el rango de -10°C a -15°C, las identificadas en zonas altas con cobertura de nieve. En esta figura (Figura 4.23) se puede apreciar que en los alrededores del lago Titicaca, la TSS nocturna está por encima de los 0°C. Para validar este trabajo en la Figura 4.24 se muestra el mapa de las áreas con días de heladas durante el mes de julio, obtenidas a partir de datos de temperatura mínima del aire, observada en caseta meteorológica obtenido por SENAMHI (SENAMHI, 2010). La cual muestra que las áreas encontradas con temperaturas por debajo de los 0°C, a partir de los datos de TSS nocturna, proporcionado por el sensor MODIS-Aqua (ver Figura 4.23), están dentro de las áreas que corresponden a temperatura menores a 0°C encontrado por SENAMHI.

De otro lado en la Tabla 4.8 se presenta la relación del ajuste de regresión, entre la temperatura mínima promedio mensual de aire y la TSS nocturna promedio mensual (mayo-agosto del 2003-2012) obtenida para un total de 24 áreas con centro en cada una de las estaciones meteorológicas, obteniéndose los coeficientes de correla-



ción para cada estación meteorológica y los valores de coeficiente de correlación se muestran en la Figura 4.25.

En la Figura 4.26 (a) se presenta el ajuste de regresión entre la TSS nocturna y la temperatura mínima media mensual del aire de un total de 18 estaciones meteorológicas ubicadas sobre 2000 msnm, con coeficiente de correlación de 0.93. El grado de ajuste obtenido fue similar al hallado por otros autores como (Pouteau et al., 2011) en la región altiplano Bolivia, donde los datos de temperatura mínima del aire diarios, registrada en tres estaciones meteorológicas y de la TSS nocturna registrada por el sensor MODIS-Aqua están altamente correlacionados ( $R_2 = 0.81$ ,  $N=750$ ). Esto les permitió generar mapas regionales con una resolución de 1 km mostrando las variaciones de riesgo de helada en tres periodos sucesivos en la época de cultivo (de 20 julio 2001 a 25 de abril 2006 y el 2007).

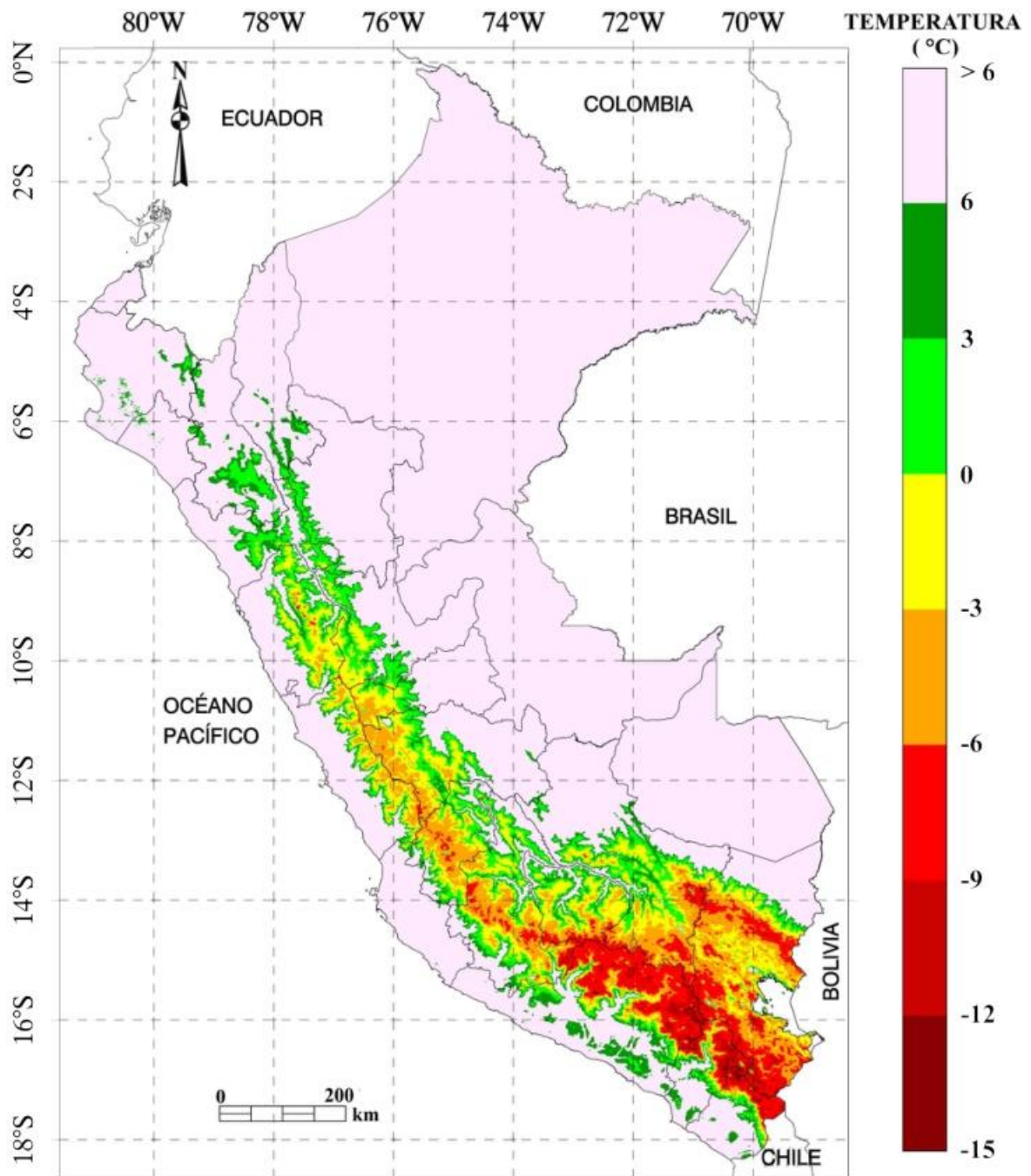


Figura 4.23: Temperatura de la superficie del suelo nocturna promedio: Periodo mayo-agosto del 2003 a 2012.

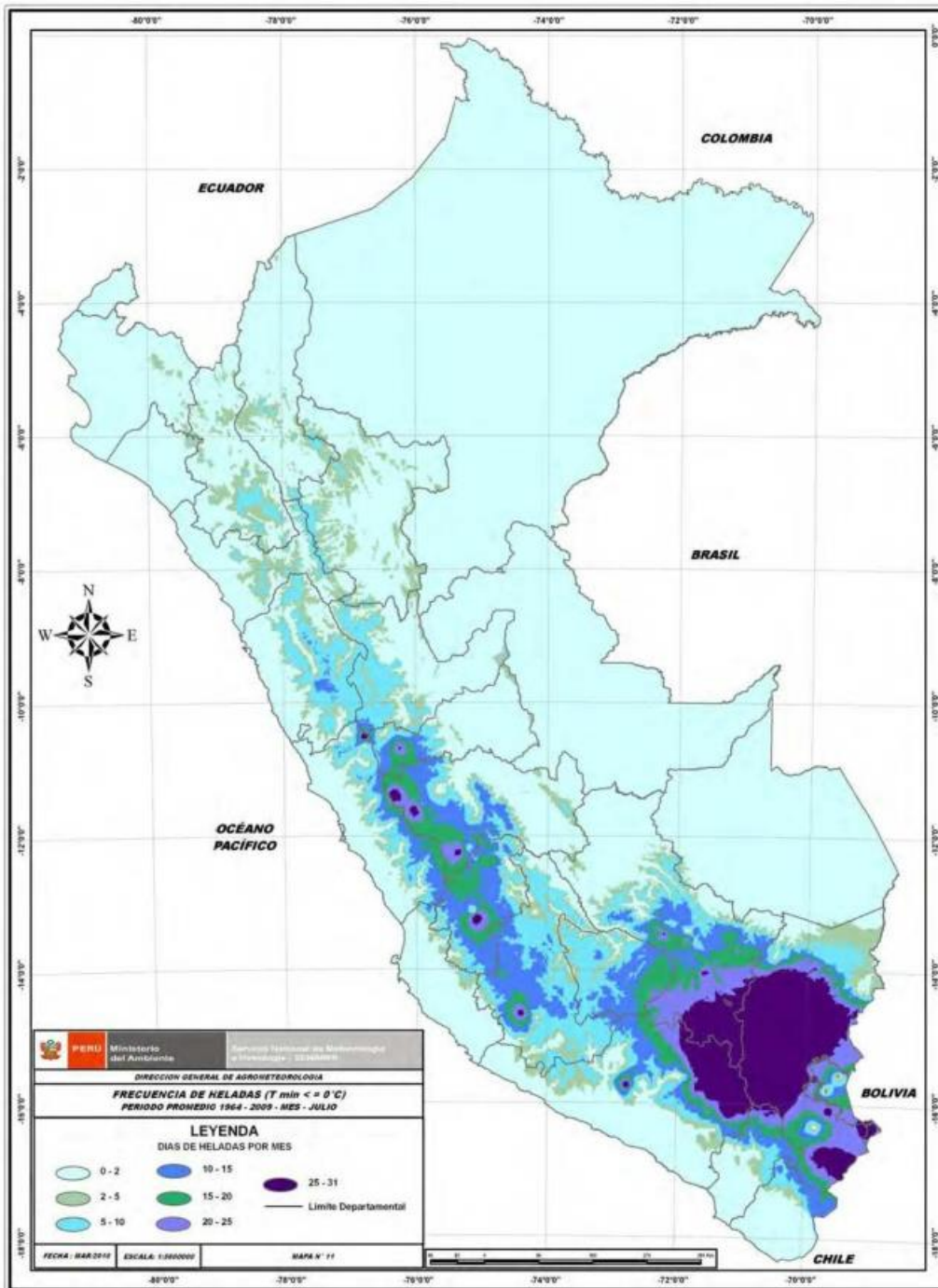


Figura 4.24: Frecuencia de heladas en el Perú. Periodo promedio anual 1964-2009 mes de julio (SENAMHI, 2010).

Tabla 4.8: Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna y la temperatura mínima del aire para cada estación meteorológica.

N/	Estación	Meteo-	Relación TMIN/TSSn	RMSE(°C)	Coefficiente de	N/ de
	rológica				Correlación (r)	Datos
1	Paucaray		$TMIN=0.870*TSSn+2.32$	0.4	0.79	39
2	Pauza		$TMIN=1.103*TSSn+0.07$	0.9	0.56	33
3	Curahuasi		$TMIN=0.752*TSSn+0.34$	0.8	0.53	39
4	Chalhuanca		$TMIN=1.934*TSSn+2.89$	0.5	0.74	40
5	Chavín		$TMIN=1.742*TSSn-2.98$	1.1	0.62	13
6	Recuay		$TMIN=1.094*TSSn-0.31$	0.9	0.76	40
7	Pampacolca		$TMIN=0.654*TSSn+2.02$	0.5	0.67	40
8	Cabanaconde		$TMIN=0.519*TSSn+1.71$	0.4	0.66	36
9	San Ignacio		$TMIN=0.381*TSSn+10$	0.7	0.44	34
10	San Marcos		$TMIN=0.866*TSSn+0.40$	0.9	0.57	40
11	Urubamba		$TMIN=1.145*TSSn-3.42$	0.8	0.68	39
12	Yauri		$TMIN=0.941*TSSn-0.65$	0.7	0.94	39
13	Cerro de Pasco		$TMIN=0.73*TSSn-0.65$	0.6	0.76	40
14	Acostambo		$TMIN=1.077*TSSn-0.42$	0.8	0.75	40
15	Canchan		$TMIN=0.474*TSSn+5.55$	1.1	0.31	40
16	Comas		$TMIN=0.618*TSSn+2.68$	0.6	0.60	40
17	Tinajones		$TMIN=0.598*TSSn+4.86$	1.4	0.48	40
18	Yauyos		$TMIN=0.781*TSSn+3.12$	0.9	0.42	38
19	Nauta		$TMIN=0.059*TSSn+20.74$	0.5	0.12	39
20	Ubinas		$TMIN=0.834*TSSn+1.56$	0.7	0.69	37
21	Salala		$TMIN=0.300*TSSn-6.01$	0.7	0.31	38
22	Ayaviri		$TMIN=0.240*TSSn+10.91$	1.0	0.34	33
23	La Yarada		$TMIN=0.54*TSSn+4.8$	2.0	0.77	110
24	San Alejandro		$TMIN=0.33*TSSn+13.43$	0.7	0.31	35

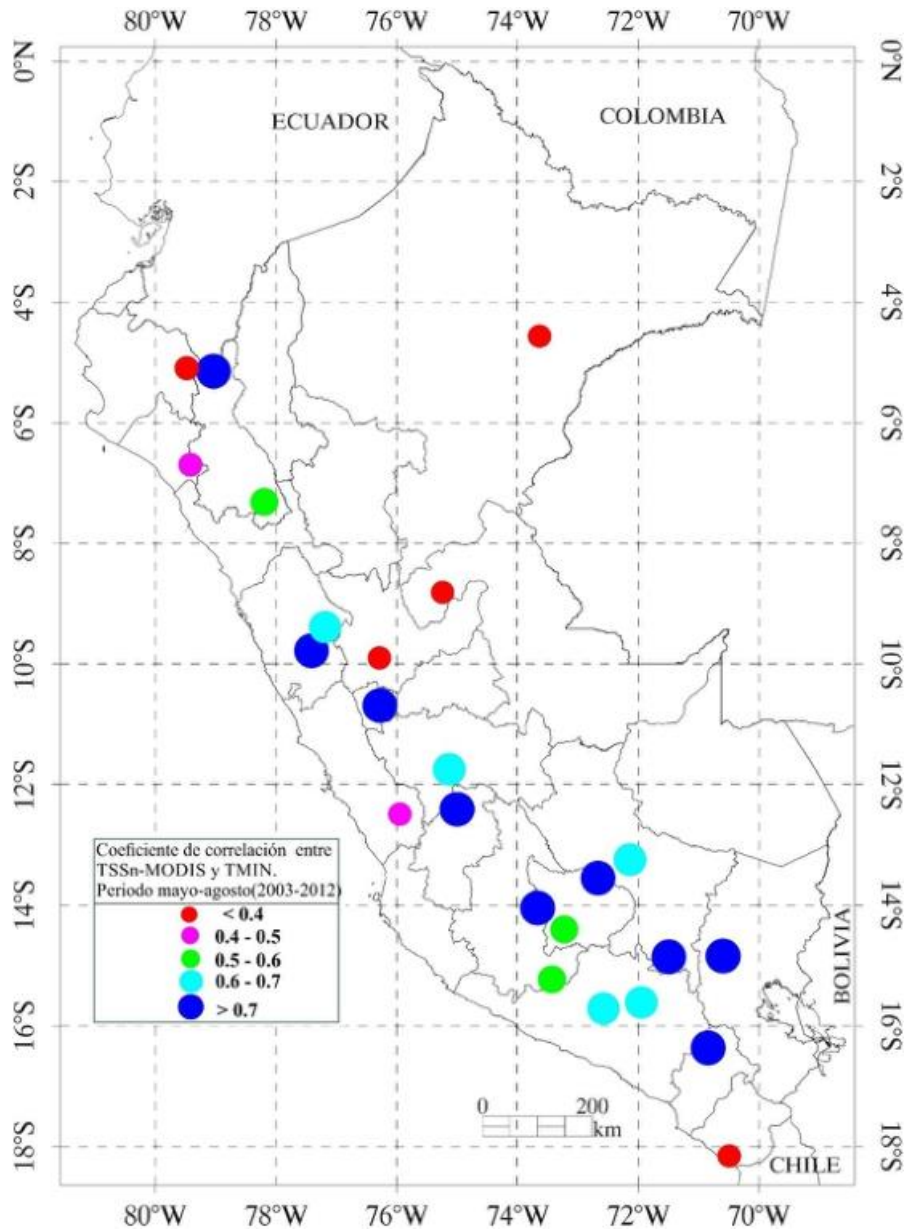
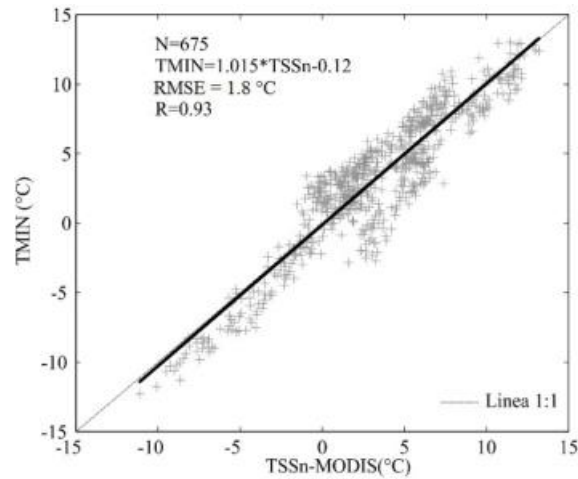


Figura 4.25: Puntos de ubicación de las estaciones meteorológicas. Los puntos en colores muestran el coeficiente de correlación entre la temperatura mínima media mensual del aire y la temperatura de la superficie del suelo nocturna promedio mensual y espacial de una ventana de 3x3 píxeles.

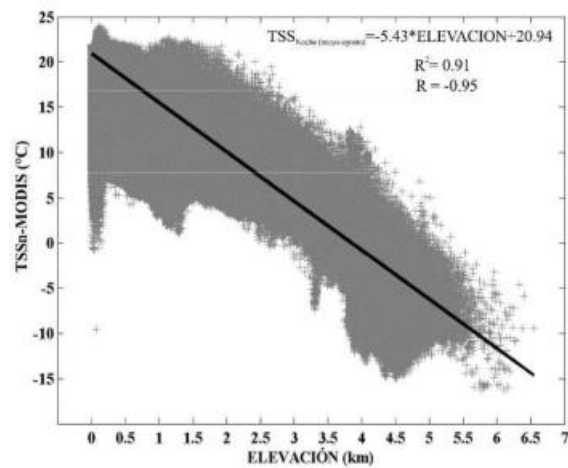
La Figura 4.26 (b) muestra que la TSS nocturna en el periodo mayo-agosto del 2003 a 2012 disminuye aproximadamente  $-5.43^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. Este resultado muestra que la altura tiene influencia en el comportamiento de la TSS nocturna con coeficiente de correlación negativa de 0.95.

La ausencia de la radiación solar durante la noche anula el papel de la vegetación en

el intercambio de flujos de energía entre la superficie y la atmósfera (Stroppiana et al., 2014); este hecho hace que los puntos de la TSS nocturna estén homogéneamente dispersas a lo largo de la línea de regresión (ver Figura 4.26b), salvo en los primeros 500 m.



(a)



(b)

Figura 4.26: (a) Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna (2:30 hora local) y la temperatura mínima promedio mensual del aire durante el periodo mayo-agosto (2003-2012) de un total de 18 estaciones ubicadas por encima de 2000 msnm. (b) Regresión lineal entre la temperatura de la superficie del suelo nocturna (2:30 hora local) promedio durante el periodo mayo-agosto del 2003-2012 en función de la elevación

### Conclusiones y Recomendaciones

#### 5.1. Conclusiones

1. La variabilidad mensual de la TSS diurna en el Perú presenta los valores más bajos en marzo (23/C, en promedio) y los más altos en octubre (27.9/C, en promedio).
2. La TSS diurna varía con el tipo de cobertura del suelo, respecto a la temperatura máxima del aire. Asimismo, se encontró de moderada a buena correlación positiva, con la temperatura máxima del aire. También se observa cambios sustanciales en la pendiente de la recta de regresión para los diferentes tipos de cobertura del suelo; en suelo desnudo muestra la pendiente máxima y en suelo con densa vegetación muestra la pendiente mínima.
3. A partir de la temperatura de la superficie del suelo diurna promedio anual durante el periodo 2001-2012 se encontró, que la tasa de calentamiento aumenta en función a la altitud a partir de 3500 msnm, y la tendencia inicia a decaer para elevaciones más altas que 5500 msnm. Esta dependencia altitudinal de tasa de calentamiento podría tener grandes implicancias para los recursos hídricos, ecosistemas alto andinos y las consecuencias cambios ambientales en el Perú.
4. La TSS diurna promedio, de todo los pixeles de 1x1 km, del área de estudio (Perú) varía de -1/C a 47/C. En la costa el promedio, alcanza valores más altos (47/C). En la sierra la TSS diurna está entre -1/C a 24/C. En la selva peruana

la TSS diurna se encuentra entre los rangos de 24°C a 27 °C. La desviación estándar (DE) de TSS diurna muestra que en la selva y la costa peruana hasta la región Lambayeque la DE varía de 0°C a 1.5°C. La mayor variabilidad de la TSS diurna se presenta en la región andina y en la costa norte peruana; donde la DE varía de 0°C a 6°C.

5. Entre la tarde de 2 y la mañana del 3 de julio de 2002, la parte sierra y costa sur peruana fueron afectadas por los efectos de una perturbación atmosférica de origen antártico, intensificada con nevadas y granizo, que causó graves daños a los pobladores y animales del lugar. Con el fin de evaluar las áreas afectadas por este fenómeno, la TSS diurna fue analizada antes, durante y después de lo ocurrido. Cuantitativamente, la distribución espacial de la TSS diurna derivado del sensor MODIS-Terra se encuentra de acuerdo con los informes sobre las zonas afectadas.
6. El análisis de regresión lineal muestra que la TSS diurna promedio durante el periodo de estudio, está correlacionado inversamente con la elevación (altitud). Destacamos que la correlación con total de datos disminuye significativamente debido a que la vegetación densa en la selva, desempeña un papel de intercambio de flujos de energía entre la superficie y la atmósfera.
7. El análisis de los productos de la TSS nocturna del sensor MODIS-Aqua, permite representar a través de un mapa las temperaturas por debajo de los 0°C en el Perú, para las cuales no se dispone de registro de temperatura mínima del aire en estaciones meteorológicas. Se puede apreciar que a medida que se acerca a cursos de agua como el lago Titicaca, la temperatura fue aumentando debido a la mayor capacidad calorífica del agua respecto de la superficie del suelo en la época estudiada. Así mismo en zonas con cobertura de nieve, asociados a niveles topográficos más deprimidas se concentra las áreas de temperaturas más bajas.



## **5.2. Recomendaciones**

1. El 21% de píxeles del área de estudio del producto de la TSS diurna-MODIS a bordo del satélite Terra durante el periodo 2000-2012, no son calculados por la contaminación de nubes; por ello se recomienda el llenado de datos faltantes empleando método como el de análisis armónico de series de tiempo (HANTS), y entre otros.
2. Se recomienda realizar el análisis de la variabilidad espacio-temporal de TSS a nivel regional, debido a la influencia de relieve y tipos de cobertura de suelo en los valores de la TSS.
3. Con la finalidad de obtener información precisa sobre la tendencia de la temperatura, se recomienda realizar con series temporales más largas.
4. Finalmente este trabajo dejaría abierto para realizar otras investigaciones, donde la TSS diurna y nocturna sean datos de entrada.

## Referencias Bibliográficas

1. Al Buhari, M.H., (2010), Analysis of Monthly, Seasonal and Annual Air Temperature Variability and Trends in Taiz City - Republic of Yemen , Journal of Environmental Protection 1, 401-409.
2. Anding, D. R. Kauth (1970), Estimation of sea surface temperature from space, Remote Sensing of Environment, 1: 217-220.
3. Arya, S. P. (2001), Introduction to micrometeorology, Second Edition, Academic Press, International Geophysics Series, Vol. 79.
4. Avalos, G., F. Cubas, C. Oria, A. D´iaz, N. Quispe, G. Rosas, A. Cornejo, O. Solis y S. Guerra (2011), Atlas Clim´atico de Temperatura y Precipitaci´on del Aire en la cuenca del Mantaro, “Proyecto de adaptaci´on al impacto del retroceso acelerado de glaciares en los andes tropicales-PRAA”, Edic. SENAMHI, Lima-Per´u.
5. Barton, I.J. (1989), Digitization effects in AVHRR and MCSST, Remote Sensing of Environment, 20:87-89.
6. Becker, F. (1984), Measurements of land surface temperature and emissivity from space: methods results and related problems. Proc. 6ta Symposium “Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing”, Val dlsere (Francia), 17-21 de enero de 1994.
7. Becker, F. (1987), The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite, International Journal of Remote Sensing, 8(11), 1509-1522.
8. Becker, F. and Z. Li (1990), Towards a local split window method over land surface, International Journal of Remote Sensing,11, 369-393.

9. Benali, A., A.C. Carvalho, J.P. Nunes, Carvalhais and A. Santos (2012), Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data, *Remote Sensing of Environment*, 124, 108-121.
10. Bertoldi G., C. Notarnicola, G. Leitinger, S. Endrizzi., M. Zebisch, S. Della Chiesa, U. Tappeneir (2010), Topographical and ecohydrological controls on land surface temperature in an alpine catchment, *Ecohydrology*, 3 (2): 189-204.
11. Bignell, K. J. (1970), The water vapour infrared continuum, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96: 390-403.
12. Bonan, G. B. (2008), Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests, *Science*, 320, 1444-1449.
13. Brooks, N. and Adger, W. (2003), Country level risk measures of climate-related natural disasters and implications for adaptation to climate change, *Tyndall Centre for Climate Change Research*, (26).
14. Coll, C. (1994), Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélite, Tesis Doctoral, Universidad de Valencia.
15. Coll, C., V. Caselles, J.M. Galve, E. Valor, R. Niélos, J.M. Sánchez (2005), Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, 97, 288-300.
16. Crosson, W. L., M. Z. Al-Hamdan, S. Hemmings and G. M. Wade (2012), A daily merged MODIS Aqua–Terra land surface temperature data set for the conterminous United States, *Remote Sensing of Environment*, 119, 315-324.
17. Chuvieco, E. (2000), *Fundamentos de teledetección espacial*, Ediciones Rialp, S.A., Vol. 3. Climatology and meteorology, <https://nsidc.org/cryosphere/glossary-terms/climatology-and-meteorology>, Consultado el 7 de noviembre 2014.

18. Deepak, A., T. D. Wilkerson, L.H. Ruhnke (1980), Atmospheric water vapor. Academic Press, New York.
19. Deschamps, P. Y., T. Phulpin (1980), Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ , *Boundary-Layer Meteorology*, 18: 131-143.
20. Dhiraj, S. (2013), *Thermal Infrared Remote Sensing over Land Surface: Retrieval and Applications of Land Surface Temperature*, Thesis Doctoral.
21. Eisberg, R. M. (2011), *Fundamentos de Física Moderna*, Limusa, S.A., México, ISBN: 978-968-18-0418-3.
22. *El Perú y el cambio climático (2010)*, Segunda Comunicación Nacional del Perú a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático 2010, Ediciones Aguilar S.A.C, Lima, 27, Perú.
23. Francois, J., 2011, *Aplicaciones del sensor para el monitorio del territorio*, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
24. Francois, C., R. Bosseno, J. Vacher and B. Seguin (1999), Frost risk mapping derived from satellite and surface data over the Bolivian Altiplano, *Agricultural and Forest Meteorology*, 95, 113-137.
25. Feddema, J., K. Oleson, G. Bonan, L. Mearns, L. Buja, G. Meehl, and W. Washington (2005), The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates, *Science*, 310, 1674-1678.
26. *Fundación Bustamante (2010)*, *Cambio climático en el Perú, regiones del sur*, Lima-Perú.
27. García G., A. Baille, M. González, V. Martínez, Z. Urrea Mario Hernández, P. Nortes y M. Tanguy (2007), *Desarrollo y aplicación de indicadores de alerta temprana frente a sequías a escala regional desde MODIS*, Ed. Martín, *Teledetección*, 223-229.

28. Garrat, J.R. (1991), Extreme maximum land surface temperatures, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1096-1105.
29. Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, J. Marengo (2009), Present-day South American climate, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 281, 180-195.
30. Gilabert, M.A., J. Gonzales y J. García (1997), Acerca de los ındices de vegetación, *Revista de Teledetección*, (8), 35-45.
31. Giorgi, F., J. Hurrell, M. Marinucci, M. Beniston (1997), Elevation dependency of the surface climate change signal: a model study, *Journal Climate.*, 10:288–296.
32. Gonzales, P. (2004), Comportamiento de las horas-frío, grados-día, heladas y precipitaciones en los agroecosistemas de la Región del Maule durante los eventos El Niño 1997 y La Niña 1998-1999, Editores, S. AVARIA, J. CARRASCO, J. RUTLLANT y E. YÁNEZ, CONA, 231-252, Chile, Valparaíso.
33. Goulden, M. L., and S. D. Miller, 2006, Nocturnal cold air drainage and pooling in a tropical forest; *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 111(D8), D08S04.
34. Hoffmann W.A., and R.B. Jackson, 2000: Vegetation–Climate Feedbacks in the Conversion of Tropical Savanna to Grassland. *J. Climate*, 13, 1593–1602.
35. Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguera, P. J. van der Linden, and D. Xiaosu (2001), *Climate Change 2001, The Scientific Basis*, Cambridge University Press.
36. IGP, Instituto Geofísico del Perú (2005), Diagnóstico de la cuenca del Mantaro bajo la visión de Cambio Climático, CONAM, Instituto Geofísico del Perú.
37. INEI (2013), Instituto Nacional de Estadística e Informática IV Censo Nacional Agropecuario 2012, Lima-Perú.

38. INEI (2008), Instituto Nacional de Estadística e Informática-Censos Nacionales 2007: XI de Población y VI de Vivienda, Lima-Perú.
39. INDECI (24-07-2002), Instituto Nacional de Defensa Civil, Reporte de situación por friaje en el sur del Perú.
40. Jiménez, J. C. (2005), Estimación de la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por sensores remotos de alta resolución, tesis doctoral, Dpto. de Termodinámica, Univ. Valencia, España.
41. Jiménez-Muñoz, J. and J. Sobrino (1996), Split-window coefficients for land surface temperature retrieval from low-resolution thermal infrared sensors. *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 802-905.
42. Kondratyev, K. Y. (1969), *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York.
43. Lenoble, J. (1993), *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.
44. Lavado, W. y J. Espinoza (2014), Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007), *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2), 171-181.
45. Li, Z., H. Tang, H. Wu, H. Ren, G. Yan, Z. Wan, I. Trigo, J. Sobrino (2013), Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives, *Remote Sensing of Environment*, 131:14–37.
46. Liu, X., and B. Chen (2000), Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades, *International Journal of Climatology*, 20,1729–1742.
47. Liou, K. N. (2002), *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, Vol. 2.

48. Manzo-Delgado, L., R. Aguirre-Gomez, R. Alvarez (2004), Multitemporal analysis of land surface temperature using NOAA–AVHRR: Preliminary relationships between climatic anomalies and forest fires, *International Journal of Remote Sensing*, 25:4417–4424.
49. Marengo, J. (1992), Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int. Journal Climato*, 12, 853 – 863.
50. Mildrexler, D., M. Zhao, S.W. Running (2011), A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests, *Journal of Geophysical Research*, vol. 16, G03025.
51. MINAM - Ministerio del Ambiente, Gobierno Regional de Ancash, Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo – PNUD. (2009). *Evaluación Local Integrada y Estrategia de Adaptación al Cambio Climático en el Río Santa*. Lima: MINAM.
52. Mulders, M. A. (1987), *Remote sensing in soil science*, Elsevier science publishers, New York, U.S.A. McClain, E. P., W.G. Pichel, C.C. Walton, (1985), Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 90(C6): 11587-11601.
53. McMillin, L. M. (1975), Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption, *Journal of Geophysical Research*, 36: 5113-5117.
54. McMillin, M., S. Crosby (1984), Theory and validation of multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research*, 89(C3): 3655-3661.
55. NASA-National Aeronautics and Space Administration (1999), *Terra: Flagship of the Earth Observing System*.
56. Nemani, R. R., L. L. Pierce, and S. W. Running (1993), Developing satellite derived estimates of surface moisture status, *J. Appl. Meteorol.*, 32, 548–557.

57. Norman, J. M., F. Becker (1995), Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces, *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 153–166.
58. OMM (1996a), Organizaci3n Meteorol3gica Mundial.
59. OMM (1996b), Organizaci3n Meteorol3gica Mundial, Publicaci3n N3 182.
60. Owen, T., T. Carlson, and R. Gillies (1998), An assessment of satellite remotely-sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization, *Int. J. Remote Sensing*, 19(9), 1663-1681.
61. Parkinson, C., R. Grenstone (2000), Eos data products handbook, NASA Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland vol 2.
62. Peraiah, A. (2004), An introduction to radiative transfer, Cambridge University Press, United Kingdom.
63. Pereyra, D., S. Beltran, M. Tiscare3no y J. Sesma, (2009), Periodo libre de heladas para el estado de Aguascaliente y su relaci3n con El Ni3o, *Investigaci3n y Ciencia*, 17(45), 12-23.
64. Pouteau, R., S. Rambal, J. Pierre, F. Gog3e, R. Joffre and T. Winkel (2011), Downscaling MODIS-derived maps using GIS and boosted regression trees: The case of frost occurrence over the arid Andean highlands of Bolivia, *Remote sensing of Environment*, 115, 117-129.
65. Pulgar, J. (1996), Geograf3a del Per3u, Editorial Inca S.A., Vol. 10, Lima-Per3u.
66. Prabhakara, C., B.J Conrath, V.G. Kunde, (1972), Estimation of sea surface temperatures from remote measurements in the 11-13  $\mu\text{m}$  window region.
67. X .Prabhakara, C., G. Dalu, V.G. Kunde (1974), Estimation of Sea Surface Temperature from remote sensing in the 11 -14 $\mu\text{m}$  window region; *Journal of Geophysical Research* 33 5039-5044.



68. Price, J. (1983), Estimating surface temperature from satellite thermal infrared data, A simple formulation for the atmospheric effect, *Remote sensing of Environment*, 13, 353-361.
69. Price, J. (1980), On the atmospheric correction to satellite thermal infrared measurements. GFSC, communication to HCMM investigators.
70. Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Abreu, L. W., Anderson, G. P., Chetwynd, J. H. Quin, J., K. Yang, S. Liang, X. Guo (2009), The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau, *Climatic Change* 97:321–327, DOI 10.1007/s10584-009-9733-9.
71. Ramirez, M. (1998), El evento ENOS actual y El Niño 1997-1998, Informe N° 11, IMARPE.
72. Rangaswamy, S., J. Subbarayudu (1978), Program RADTRA to compute atmospheric attenuation correction. Systems and Applied Sciences Corporation, Riverdale, Maryland 20840. NASA Contract NASS-24272.
73. Roberts, R. E., J. E. Selby, L.M. Biberman (1976), Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 $\mu$ m window. *Applied Optics*, 15: 2085-2090.
74. Rodriguez, O. y H. Arredondo (2005), Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor remoto MODIS de la NASA, aplicado en estudios de ingeniero civil, Pontificia Javeriana, Bogotá- Colombia.
75. Ropelewski, C. and M. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon.Weather*, 115, 1606–1626.
76. Salama, S., R. Van der Velde, L. Zhong, Y. Ma, M. Ofwono, and Z. Su (2012), Decadal variations of land surface temperature anomalies observed over the Tibetan Plateau by the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) de 1987 to 2008, *Climatic Change* 114, 769-781, Doi 10.1007/s10584-012-0427-3.

77. Salisbury, J. W., D.M. D’Aria (1992), Emissivity of terrestrial materials in the 8–14  $\mu\text{m}$  atmospheric window; *Remote Sensing of Environment* 42, 83–106.
78. Salisbury, J. W., D.M. D’Aria (1994), Thermal-infrared remote sensing and Kirchoff’s law 1. Laboratory measurements; *Journal of Geophysical Research* 99(B6) 11897-11911.
79. Saunders, M. (1967), Aerial measurements of sea surface temperature in the infrared. *Journal of Geophysical Research*, 72(16): 4109-4117.
80. Saunders, R. W., and D. P. Edwards (1989), Atmospheric transmittances for the AVHRR channels, *Appl. Opt.*, 28, 4154–4160.
81. SENAMHI, Servicio Nacional de Meteorol´ogica e Hidrolog´ia del Per´u (2010), Atlas de heladas del Per´u, Lima, Per´u.
82. Sen, PK. (1968), Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau, *Journal of the American Statistical Association* 63, 1379–1389.
83. Soil Survey Staff (1999), *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*, 2 edici´on, Agriculture Handbook 436, U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington, D.C.
84. Sobrino, J. A., 2000, Teledetecci´on, Servicios de publicaciones, Universidad de Valencia, Vol. 2.
85. Schmugge, T., F. Becker and Z. Li (1991), Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements, *Remote Sensing of Environment*, 35, 95-104.
86. Snyder, W., Z. Wan (1998), BRD Models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared, *IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1:214-225.

87. Stull, R. B. (1988), An introduction to Boundary Layer Meteorology, Atmospheric Science Library.
88. Straschnoy, J.V., C.M. Di Bella, F. Jaimes, P. Oricchio, y C.M. Revella (2006), Caracterización especial del estrés hídrico y de las heladas en la región pampeana a partir de información satelital y complementaria. RIA. 35 (2): 117-141.
89. Stroppiana, D., M. Antoninetti and P. Brivio (2014), Seasonality of MODIS LST over Southern Italy and correlation with land cover, topography and solar radiation, European Journal of Remote Sensing, 47: 133-152.
90. Susskind, J. and D. Reutter (1985), Retrieval of sea surface temperatures from HIRS2/MSU, Journal of Geophysical Research, 90, 11608-11618.
91. Thiermann, V. and E. Ruprecht (1992), A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations, International Journal of Remote Sensing, 13, 1829-1841.
92. Universidad Nacional de Cuyo. 2008, Hidrología, Villodas, R. (2008), Guía de estudios para las cátedras, Unidad 2: Climatología y Meteorología.
93. United States Geological Survey (USGS), Global 30 Arc Second Elevation Data (GTOPO30) <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>, Consultado el 24 de junio de 2014.
94. Van Wambeke, A. (1981), Calculated soil moisture and temperature regimes of South America, SMSS Technical Monograph 2, Cornell University, Ithaca, New York, and Soil Management Support Services, USDA-SCS, Washington, D.C.
95. Van De Kerchove, R., S. Lhermitte, S. Veraverbeke, R. Goossens (2013), Spatiotemporal variability in remotely sensed land surface temperature, and its relationship with physiographic variables in the Russian Altay Mountains, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 20:4–19.

96. Varanasi, P. (1988), Infrared absorption by water vapour in the atmospheric window. *Proc. Soc. Photo. Instrum. Engr.*, 928: 213-231.
97. Wagner, S., I. Fast, and F. Kaspar (2012), Comparison de 20th century and pre-industrial climate over South America in regional model simulation, *Clim. Past*, 8, 1599-1620.
98. Wan, Z. (2009), *Collection-5 MODIS Land Surface Temperature Products Users Guide*, ICESSE, University of California: Santa Barbara, CA, USA.
99. Wan, Z. (2008), New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products, *Remote Sensing of Environment*, 112, 59-74.
100. Wan, Z., Y. Zhang, Q. Zhang and Z. L. Li (2004), Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature, *International Journal Remote Sensing*, 25(1), 261-274.
101. Wan, Z. (1999), *MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document (LST ATBD): Version 3.3*. Santa Barbara: University of California.
102. Wan, Z. and Z. L. Li (1997), A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(4), 980-996.
103. Wan, Z. and J. Dozier (1996), A generalized Split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 892-905.
104. Xu, Y, Y. Shen, Z. Wu (2013), Spatial and Temporal Variations of land surface temperature over the Tibetan plateau based on harmonic analysis, *Mountain Research and Delopment* , (33): 85-94.

### Balance de energía en la superficie

Cerca de una superficie ideal actúan diversos flujos de energía, que cuantifican la energía que atraviesa una unidad de área en una unidad de tiempo. En el SI (Sistema Internacional) las unidades de flujo de energía están dados en  $J s^{-1} m^2$  o  $W m^2$ . Existen cuatro tipos de flujos de energía fundamentales, entre estos se encuentran los flujos por radiación neta, calor sensible, calor latente y por conducción desde el subsuelo.

Si se considera una superficie muy delgada en la interface suelo-atmósfera, de manera que no tenga masa ni capacidad calorífica, entonces los flujos que ingresan y salen de esta superficie deberían compensarse por conservación de la energía (Arya, 2001). La ecuación fundamental que describe este proceso está dado por

$$R_N = H_S + H_L + H_G \quad (A.1)$$

Donde  $R_N$  es la radiación neta,  $H_S$  y  $H_L$  son los flujos de calor sensible y calor latente del aire respectivamente, y  $H_G$  es el flujo de calor hacia el o del subsuelo.

#### Flujo Calor Sensible ( $H_S$ )

$H_S$ , representa el flujo de calor sensible que está asociado a la diferencia de temperatura existente entre la temperatura a nivel de superficie y la temperatura del aire. Su valor puede ser positivo si la energía fluye desde el aire hacia la superficie y negativo cuando fluye en sentido contrario. Este flujo de energía principalmente se debe al intercambio de energía por intercambio de masa o mezcla del aire cerca a la superficie con el que se encuentra por encima (Arya, 2001).

### **Flujo de Calor Latente ( $H_L$ )**

Este flujo de energía cerca a la superficie del suelo está asociado al cambio de fase del agua, es decir cuando hay evaporación o condensación desde o sobre la superficie del suelo. En el primer caso el término  $H_L$  sería positivo y negativo en el segundo.

### **Flujo por Conducción en el Suelo ( $H_G$ )**

El primer término  $H_G$  está determinado por el flujo de energía desde el subsuelo hacia la superficie o desde la superficie hacia el subsuelo. Durante las noches de invierno por lo general la energía fluye desde el subsuelo hacia la superficie, siendo así el flujo positivo; mientras que durante las tarde de verano  $H_g$  es por lo general negativo ya que hay transporte de energía hacia el subsuelo. El primer caso ocurre debido a que el subsuelo está más caliente que la superficie y el segundo porque la superficie presenta mayor temperatura que el subsuelo. El flujo de calor por conducción se puede cuantificar usando la ley Fourier, que indica que el flujo de calor por conducción  $H_G$  es proporcional al gradiente de temperatura.

$$H_G = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{A.2})$$

Donde  $k$  es la conductividad térmica del suelo ( $WK^{-1}m^{-1}$ ), y el signo (-) indica que el flujo es en dirección contraria hacia donde se incrementa la temperatura (gradiente). A esta ecuación también se le denomina primera ley de conducción de calor.

### **Flujo de Radiación neta ( $R_N$ )**

El flujo de radiación neta es uno de los más importantes términos en el balance de energía en la superficie y considera la suma de radiación emitida en dos rangos espectrales bien diferenciados: radiación de onda larga ( $LW$ ) y onda corta ( $SW$ ). La radiación neta está dada por la siguiente expresión

$$R_N = LW - LW - SW - SW \quad (\text{A.3})$$

$LW$  es el flujo de onda larga que el suelo recibe y que es emitida casi en su

totalidad por toda la atmósfera, y es dependiente de la temperatura, humedad y cobertura nubosa por lo que en el día suele ser relativamente mayor que durante la noche (Stull, 1998).  $LW_{\square}$  representa el flujo de radiación de onda larga emitida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera, ésta por lo general tiene dependencia de la temperatura del suelo y de la emisividad de éste.  $SW_{\square}$  es la radiación de onda solar que recibe la superficie terrestre luego de viajar por el espacio y atravesar la atmósfera terrestre, donde parte de esta radiación es reflejada al espacio. Finalmente esta  $SW_{\square}$  que es la radiación de onda corta que el suelo refleja hacia la atmósfera, por lo que depende mucho del albedo del suelo y del valor de  $SW_{\square}$ .

Durante la noche esta ecuación tiende a simplificarse por la ausencia de radiación solar, quedando solo los dos primeros términos asociados con radiación de onda larga.

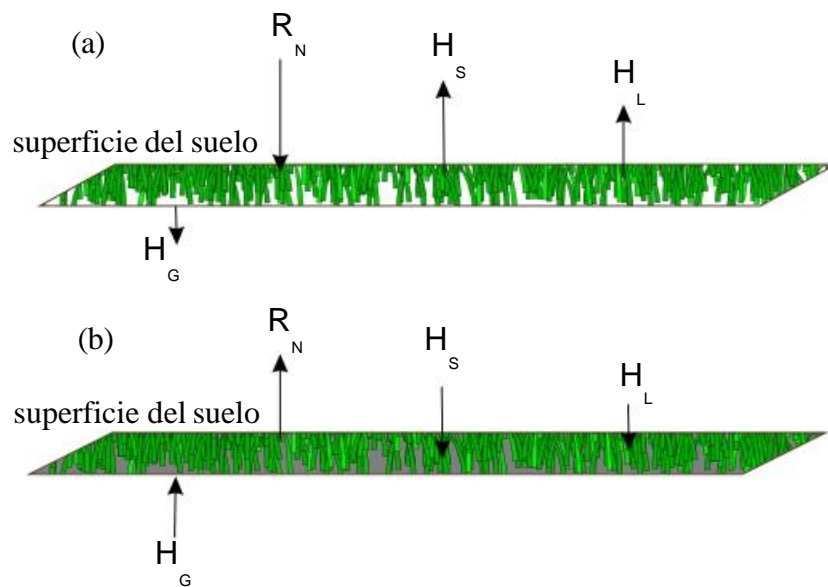


Figura A.1: Flujos de energía típicos durante el día (a) y la noche (b) (Adaptado de Arya, 2001)

En la Figura A.1 se observa que durante el día  $R_N$  es positivo ya que la radiación que predomina es la radiación solar o de onda corta, esto a la vez genera el calentamiento directo de la superficie terrestre que luego calienta el aire que se encuentra inmediatamente sobre este y generando así un flujo de calor sensible desde la superficie hacia la atmósfera, es decir flujo negativo.

Aquí la temperatura de la superficie del suelo también es mayor que la temperatura

del subsuelo, lo que genera un flujo de calor desde la superficie hacia el fondo del suelo o un flujo negativo de  $H_G$ . En cuanto al  $H_L$ , si la superficie contiene humedad, será más fácil que se evapore durante el día debido al calentamiento de la superficie del suelo, produciéndose así un flujo negativo de  $H_L$ .

Al contrario, durante la noche el flujo radiativo neto es negativo, ya que predomina la radiación de onda larga emitida por la superficie del suelo ( $LW\uparrow$ ), aun siendo esta menor que durante el día debido a su temperatura. La pérdida de radiación de la superficie implica el enfriamiento de esta, lo que enfría el aire adyacente al suelo generando así un flujo negativo de  $H_s$ . Debido al enfriamiento de la superficie durante la noche la temperatura suele ser menor que las temperaturas del subsuelo, por lo que se presenta un flujo por conducción desde el subsuelo hacia la superficie ( $H_G > 0$ ).



### Helada

La presencia de bajas temperaturas y la irregularidad de las mismas, es una de los mayores problemas que enfrentan los agricultores con relación a sus cosechas principalmente en donde se producen cultivos susceptibles a bajas temperaturas.

La OMM (Organización Meteorológica Mundial) define una helada a las condiciones donde la temperatura cerca a la superficie de la tierra caen por debajo del punto de congelación del agua ( $^{\circ}\text{C}$  ó 32 grados Fahrenheit) (<https://nsidc.org/cryosphere>, 07-11-2014). La ocurrencia de una helada, el efecto en la planta es el ámbito celular; se congela el agua intercelular provocando, entre otros daños, su deshidratación (plasmólisis) o la ruptura de la célula (Gonzales, 2004). Sin embargo los daños en las plantas pueden presentarse con temperaturas por encima de los  $0^{\circ}\text{C}$ , de manera que también dependerá del tipo de cultivo.

El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) considera como umbrales térmicos para las heladas agronómicas relacionadas a los cultivos, las temperaturas críticas de 6, 3, 0, -3 y  $-6^{\circ}\text{C}$  (SENAMHI, 2010). Por su proceso de formación las heladas pueden ser: por radiación, advección y evaporación.

**Heladas por advección:** Estas se presentan por el desplazamiento de masas de aire polar, acompañadas de fuertes vientos que al paso generan descenso de la temperatura (Pereyra, 2009).

**Heladas por evaporación:** Se presentan cuando el agua retenida en el follaje de las plantas, se evapora con mucha rapidez, hecho que origina que la temperatura

de esta desciende notablemente. La evaporación rápida de la escarcha o del rocío a la salida del sol puede ocasionar este tipo de helada, el daño va directo a los tejidos internos de la planta causándole la muerte (Pereyra, 2009).

**Heladas por radiación:** Se presentan por la pérdida excesiva de calor del suelo, durante las noches despejadas y sería mayor, mientras menos obstáculos atmosféricos interfieran. Es decir las noches con viento en calma, despejadas y con baja humedad atmosférica son propicias para la presentación de esta clase de heladas (Pereyra, 2009).

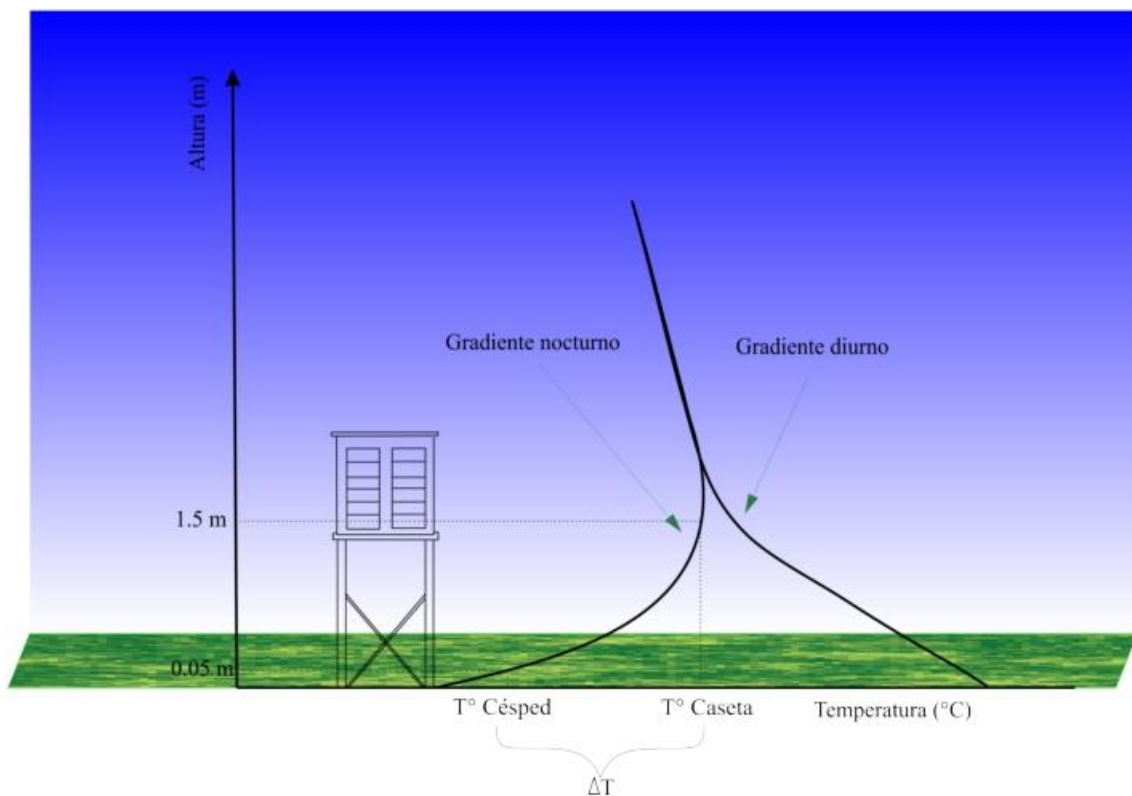


Figura B.1: Gradiente térmico diurno y nocturno en noche de helada, indicando inversión térmica, temperatura en caseta meteorológica ( $T_{caseta}$ ), temperatura en el césped ( $T_{c\acute{e}sped}$ ) y diferencia de temperatura entre ambas ( $\Delta T$ ). (Adaptado: SENAMHI, 2010).