

**UNIVERSIDAD NACIONAL  
“SANTIAGO ANTÚNEZ DE MAYOLO”  
FACULTAD DE CIENCIAS DEL AMBIENTE  
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL**



**“LÍNEA DE CONGELAMIENTO COMO PROBABLE LÍMITE DE LA  
EXTENSIÓN DEL PERMAFROST Y SU RELACIÓN CON LA  
COBERTURA DE NIEVE EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES DE  
PERÚ, 2019”**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO AMBIENTAL**

**Tesista: Br. HAIRO ALEXANDER LEÓN DEXTRE**

**Asesores:**

**Dr. PEDRO LIBERATO VALLADARES JARA**

**M.Sc. KATY DAMACIA MEDINA MARCOS**

**Huaraz - Perú**

**Julio, 2020**

## **DEDICATORIA**

*A Dios, por haber guiado mi camino y permitirme  
vivir muchos momentos especiales  
a lo largo de mi vida.*

*A mis padres, Alex León y Lucinda Dextre,  
por su apoyo incondicional en todo  
sentido y aspecto.*

*A todos aquellos que, de una u otra manera,  
contribuyeron con mi formación  
profesional y personal.*

Hairo Alexander León Dextre

## **AGRADECIMIENTOS**

De forma especial, a la M.Sc. Katy Medina Marcos, por guiarme, no solo en la elaboración de esta investigación, sino en todos los aspectos que conforman a una excelente persona y profesional.

A mi asesor de tesis, por haberme orientado en el presente trabajo y por su apoyo brindado desde un inicio, dándome las facilidades y consejos para que esta investigación sea lo mejor posible.

A la Universidad Santiago Antúnez de Mayolo, por darme todas las herramientas cognoscitivas necesarias para desarrollar la presente investigación, así como el aporte de algunos docentes que contribuyeron a su mejora.

Los autores reconocen el apoyo financiero del Proyecto CONCYTEC – Banco Mundial “Mejoramiento y Ampliación de los Servicios del Sistema Nacional de Ciencia Tecnología e Innovación Tecnológica” 8682-PE, a través de su unidad ejecutora FONDECYT [Contrato N°23-2018-FONDECYT-BM-IADT-MU] del Proyecto Permafrost.

## RESUMEN

Durante los últimos siglos, el cambio climático se ha caracterizado por un incremento significativo en el promedio de la temperatura. Este calentamiento afecta directamente a los ambientes criosféricos (al permafrost y la cobertura de nieve), los cuales son importantes en la regulación del régimen hidrológico e identificación de posibles escenarios de riesgo producto de su alta susceptibilidad a los cambios en la temperatura. Estos cambios se evidencian en la variación altitudinal de la línea de congelamiento, la cual posiblemente tenga un límite superior a los 4000 m s.n.m. en las zonas de alta montaña de nuestro país. Así, se planteó estimar la línea de congelamiento como probable límite de la extensión del permafrost y la cobertura de nieve, empleando productos satelitales y también información sobre temperatura del aire extraída de estaciones meteorológicas terrestres, obtenidas del SENAMHI y CIAD-UNASAM. Luego estas variables de temperatura se relacionaron con variables topográficas para ser tratadas mediante un SIG que permitió estimar la altitud de la línea de congelamiento; en el caso de la cobertura de nieve, se pudo determinar su variación espacial y temporal aplicando herramientas geoestadísticas, así como su relación con la línea de congelamiento a través de pruebas de correlación. Los resultados muestran que la línea de congelamiento estimada se ubica a una altitud media de ~5020 m s.n.m. para las cordilleras del norte, ~5152 m s.n.m. para las del centro y ~4963 m s.n.m. para las del sur. Asimismo, se determinó la MAST (9.1°C, 10.6°C y 10.6°C) y TMAA (6.3°C, 8.9°C y 8.2°C) para cada grupo de cordilleras (norte, centro y sur, respectivamente). En cuanto a la cobertura de nieve, esta se distribuye en áreas con orientaciones predominantes hacia el suroeste y con pendientes moderadamente onduladas, y cuya relación con la línea de congelamiento arroja un coeficiente de correlación comprendido entre 0.03-0.38, lo cual indica un comportamiento inverso entre ambas variables por su dependencia con otras variables climáticas. La investigación presenta las herramientas básicas con las cuales se pueden realizar otros estudios específicos que permitan conocer aún más los procesos que ocurren en el permafrost y la cobertura de nieve.

**Palabras clave:** línea de congelamiento, MAST, TMAA, cobertura de nieve, cordillera de los Andes.

## ABSTRACT

Climate change during the last centuries has been characterized by a significant increase in temperatures, this warming directly affects cryospheric environments (mainly permafrost and snow cover), which are important in regulating the hydrological regime and identifying scenarios of possible risk due to its high susceptibility to changes in temperature, these changes are evident in the altitude variation of the freezing level high and possibly have an upper limit of 4000 m a.s.l. in the high mountain areas of our country. Hence, it was proposed to estimate the freezing line as the probable limit of the extent of permafrost and snow cover, using satellite products and also information on air temperature extracted from ground meteorological stations, obtained from SENAMHI and CIAD-UNASAM. Then these temperature variables were related to topographic variables to be treated using a GIS that allowed to estimate the altitude of the freezing line, in the case of snow cover, its spatial and temporal variation could be determined using geo-statistical tools, as well as establish its relationship with the freezing line through correlation tests. The results show that the estimated freezing level high is located at an average altitude of ~ 5020 m a.s.l. for the northern mountain ranges, ~ 5152 m a.s.l. for those in the center and ~ 4963 m.a.s.l. for those in the south. Likewise, the MAST (9.1 ° C, 10.6 ° C and 10.6 ° C) and TMAA (6.3 ° C, 8.9 ° C and 8.2 ° C) were determined for each group of mountain ranges (North, center and south respectively). As for the snow coverage, it is distributed in areas with predominant orientations towards the southwest and with moderately undulating slopes, which, when related to the freezing line, gives us a correlation coefficient between 0.03 - 0.38, which indicates an inverse behavior between both variables due to its dependence on other climatic variables. The research presents the basic tools to carry out other specific studies that allow us to further understand the processes that occur in permafrost and snow cover.

**Key words:** freezing level high, MAST, TMAA, snow cover, Cordillera de los Andes

## ÍNDICE

<b>Contenido</b>	<b>Pág.</b>
AUTORIZACIÓN PARA PUBLICACIÓN	i
ACTA DE SUSTENTACIÓN	ii
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
ÍNDICE	vii
LISTA DE TABLAS	x
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE SIGLAS	xii
<b>CAPÍTULO I</b>	
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>15</b>
1.1. Objetivos .....	16
1.2. Hipótesis.....	16
1.3. Variables .....	16
<b>CAPÍTULO II</b>	
<b>MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>18</b>
2.1. Antecedentes de la investigación.....	18
2.2. Bases teóricas .....	20
2.2.1. Línea de congelamiento .....	20
2.2.2. Línea de congelamiento indicadora de permafrost .....	21
2.2.3. Permafrost.....	21
2.2.4. Factores que condicionan la presencia de permafrost.....	23
2.2.5. Sensoramiento remoto .....	23
2.2.6. MODIS.....	25
2.2.7. Métodos de interpolación y correlación.....	35
2.2.8. Cordillera de los Andes de Perú .....	39
2.3. Definición de términos .....	41
<b>CAPÍTULO III</b>	
<b>MARCO METODOLÓGICO.....</b>	<b>43</b>
3.1. Tipo de investigación .....	43

3.2.	Diseño de investigación .....	43
3.2.1.	Diagrama general de la investigación .....	43
3.2.2.	Para la estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C .....	44
3.2.3.	Para comparar las líneas de congelamiento obtenidas a través de la MAST Y TMAA.....	56
3.2.4.	Para distinguir la variación espacial y temporal de la cobertura de nieve.....	59
3.2.5.	Para correlacionar la presencia de la cobertura de nieve y la LC.....	61
3.3.	Métodos y técnicas de percepción remota.....	61
3.4.	Población y muestra de estudio.....	62
3.4.1.	Población.....	62
3.4.2.	Unidad de análisis o muestra.....	62
3.5.	Técnicas e instrumentos de recolección de datos e información.....	62
3.6.	Procesamiento y análisis estadístico de la información.....	64

## **CAPÍTULO IV**

<b>RESULTADOS.....</b>	<b>65</b>
4.1. Estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C .....	65
4.1.1. Estimación de la temperatura media anual de la superficie terrestre .....	65
4.1.2. Estimación de la temperatura media anual del aire (TMAA) .....	68
4.2. Aproximación de la línea de congelamiento.....	77
4.2.1. Línea de congelamiento empleando la MAST.....	77
4.2.2. Línea de congelamiento empleando la TMAA.....	79
4.2.3. Comparación y validación de ambas líneas de congelamiento .....	83
4.3. Variación espacial y temporal de la cobertura de nieve .....	87
4.3.1. Variación espacial de la cobertura de nieve.....	87
4.3.2. Variación temporal de la cobertura de nieve.....	92
4.4. Correlación entre la LC y la SC.....	98

## **CAPÍTULO V**

<b>DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....</b>	<b>101</b>
5.1. Estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C .....	101
5.2. Aproximación de la línea de congelamiento.....	102
5.3. Variación de la cobertura de nieve.....	103
5.4. Correlación entre la línea de congelamiento y la cobertura de nieve .....	104
5.5. Contrastación de la hipótesis.....	105

## **CAPÍTULO VI**

<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>107</b>
6.1. CONCLUSIONES.....	107
6.2. RECOMENDACIONES.....	109
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....</b>	<b>110</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>123</b>

## LISTA DE TABLAS

Contenido	Pág.
<b>Tabla 1:</b> Operacionalización de variables independientes.....	17
<b>Tabla 2:</b> Operacionalización de variables dependientes.....	17
<b>Tabla 3:</b> Características de las bandas espectrales.....	27
<b>Tabla 4:</b> Control de calidad a nivel de píxel en todos los productos terrestres MODIS. ...	32
<b>Tabla 5:</b> Características del producto MOD11A2.....	33
<b>Tabla 6:</b> Características del producto MOD10A2.....	35
<b>Tabla 7:</b> Características de los productos MODIS empleados.....	44
<b>Tabla 8:</b> Características de los productos de nieve empleados.....	48
<b>Tabla 9:</b> Características del DEM utilizado.....	49
<b>Tabla 10:</b> Nuevos valores asignados a las imágenes MAST.....	56
<b>Tabla 11:</b> Nuevos valores asignados a las imágenes TMAA.....	58
<b>Tabla 12:</b> Reclasificación de la orientación de la SC.....	60
<b>Tabla 13:</b> Clasificación de pendientes aplicado a la SC.....	60
<b>Tabla 14:</b> Técnicas e instrumentos de recolección de datos.....	63
<b>Tabla 15:</b> Valores de la MAST obtenidos por cordillera.....	66
<b>Tabla 16:</b> Valores de la TMAA obtenidos por cordillera.....	75
<b>Tabla 17:</b> Altitudes de la línea de congelamiento según la MAST.....	77
<b>Tabla 18:</b> Altitudes de la línea de congelamiento según la TMAA.....	79
<b>Tabla 19:</b> Valores de orientación obtenida para las cordilleras del norte.....	88
<b>Tabla 20:</b> Valores de orientación obtenida para las cordilleras del norte.....	89
<b>Tabla 21:</b> Valores de orientación obtenida para las cordilleras del sur.....	90
<b>Tabla 22:</b> Altitud de la cota mínima de la nieve permanente.....	92

## LISTA DE FIGURAS

Contenido	Pág.
<b>Figura 1:</b> Representación de la relación entre el permafrost y un perfil de temperatura.	22
<b>Figura 2:</b> Componentes de un sistema de teledetección.	25
<b>Figura 3:</b> Sistema de escaneo del sensor MODIS.	26
<b>Figura 4:</b> Ángulo de visión del sensor MODIS.	29
<b>Figura 5:</b> Nivel de procesamiento de los productos MODIS Land.	31
<b>Figura 6:</b> Criterios para aplicar IDW.	36
<b>Figura 7:</b> Mapa de las cordilleras del Perú.	40
<b>Figura 8:</b> Diagrama general de la metodología empleada en la investigación.	43
<b>Figura 9:</b> Ejecución del script en la ventana de comandos en Windows.	45
<b>Figura 10:</b> Ejemplo de búsqueda empleando tiles.	45
<b>Figura 11:</b> Organización de archivos Nivel 0.	46
<b>Figura 12:</b> Estructura de la codificación para cada EM.	46
<b>Figura 13:</b> Organización de los datos meteorológicos.	47
<b>Figura 14:</b> Interfaz para la descarga de productos MOD10A2.	49
<b>Figura 15:</b> Script diseñado para procesar los productos LST.	51
<b>Figura 16:</b> Script diseñado para calcular la MAST por año.	52
<b>Figura 17:</b> Visualización de picos altos y bajos en los valores de temperatura.	53
<b>Figura 18:</b> Ventana de ejecución del control de calidad de datos <i>Rclimdex</i> .	54
<b>Figura 19:</b> Datos de temperatura máxima y mínima que han sido eliminadas por la herramienta <i>Rclimdex</i> .	54
<b>Figura 20:</b> Script para espacializar la TMAA para cada año en todo el ámbito de estudio.	56
<b>Figura 21:</b> Vista de la línea de congelamiento usando la MAST.	57
<b>Figura 22:</b> Vista de la línea de congelamiento usando la TMAA.	58
<b>Figura 23:</b> Script para extraer la SC de los productos MOD11A2.	59
<b>Figura 24:</b> MAST durante el período 2002-2016.	65
<b>Figura 25:</b> MAST en función a la altitud.	67
<b>Figura 26:</b> Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMMA para las cordilleras del Sur.	68
<b>Figura 27:</b> TMAA de las cordilleras ubicadas al sur del Perú.	70
<b>Figura 28:</b> TMAA de las cordilleras ubicadas en el centro del Perú.	71
<b>Figura 29:</b> Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMMA para las cordilleras del Centro.	72

<b>Figura 30:</b> TMAA de las cordilleras ubicadas en el norte del Perú. ....	73
<b>Figura 31:</b> Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMMA para las cordilleras del Norte. ....	74
<b>Figura 32:</b> TMAA en función a la altitud. ....	76
<b>Figura 33:</b> Diagrama de caja que indica la variación altitudinal de la línea de congelamiento. ....	78
<b>Figura 34:</b> Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de Congelamiento en las cordilleras del sector norte y centro. ....	80
<b>Figura 35:</b> Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de congelamiento en las cordilleras del sector sur - 1.....	81
<b>Figura 36:</b> Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de congelamiento en las cordilleras del sector sur - 2.....	82
<b>Figura 37:</b> Comparación de la altitud de la línea de congelamiento obtenida a través de la MAST y TMAA. ....	83
<b>Figura 38:</b> Distribución de los glaciares de roca ubicados en las cordilleras del Sur en función a la línea de congelamiento o isoterma de 0°C.....	84
<b>Figura 39:</b> Distribución de los glaciares de roca en función a la altitud de la línea de congelamiento (TMAA). ....	85
<b>Figura 40:</b> Distribución de los glaciares de roca en función a la altitud de la línea de congelamiento (MAST). ....	86
<b>Figura 41:</b> Comparación entre la SLA, LC estimada con la TMAA y LC estimada con la MAST.....	87
<b>Figura 42:</b> Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del Norte. ....	88
<b>Figura 43:</b> Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del Centro. ....	89
<b>Figura 44:</b> Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del Sur. ....	90
<b>Figura 45:</b> Rangos de pendiente donde ocurre la mayor persistencia de nieve.....	91
<b>Figura 46:</b> Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del norte. ....	93
<b>Figura 47:</b> Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del centro.....	94
<b>Figura 48:</b> Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del sur. ....	95
<b>Figura 49:</b> Prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del Norte. .	96
<b>Figura 50:</b> Prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del Centro. ....	97
<b>Figura 51:</b> prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del Sur.....	98

**Figura 52:** correlación entre la cobertura de nieve y la línea de congelamiento.. .....99

### LISTA DE UNIDADES DE MEDIDA

DENOMINACIÓN	UNIDAD DE MEDIDA	ABREVIATURA
Temperatura	Celsius	(°C)
	Kelvin	(°K)
Altitud	Metros sobre el nivel del mar	(m s.n.m.)
Área	Kilómetro cuadrado	(km <sup>2</sup> )

### LISTA DE SIGLAS

SIGLA	DENOMINACIÓN
CIAD	Centro de Investigación Ambiental para el Desarrollo
UNASAM	Universidad Nacional “Santiago Antúnez de Mayolo”
INAIGEM	Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
USGS	United States Geological Survey
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center
LDOPE	Land Data Operational Products Evaluation
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOD11A2	Producto MODIS de Temperatura Superficial del Suelo.
MOD10A2	Producto MODIS de la Cobertura de Nieve
LC	Línea de Congelamiento
LST	Land Surface Temperature
LST <sub>8</sub>	Land Surface Temperature cada 8 días
LST <sub>N</sub>	Land Surface Temperature durante la Noche
LST <sub>D</sub>	Land Surface Temperature durante el Día
TMAA	Temperatura Media Anual del aire
MAST	Mean Annual Surface Temperature
EM	Estación Meteorológica

DEM	Digital Elevation Model
MERIT	Multi Error Removed
SC	Snow Cover
SLA	Snow Line Altitude
R	Software de programación R Statistics
REGTEMP	Regionalización de la temperatura del aire
GR	Glaciares de Roca
SIG	Sistemas de Información Geográfica

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

El cambio climático durante el último siglo se ha caracterizado por aumentos en el promedio de las temperaturas de aproximadamente 2°C. Este incremento afecta a los distintos componentes de la criósfera de montaña, como la nieve, glaciares y el permafrost, los cuales son especialmente sensibles a los cambios de temperatura debido a su proximidad a las condiciones de derretimiento y deshielo (Haerberli & Beniston, 1998; Rangecroft et al., 2016). Es aquí donde la criósfera juega un papel importante tanto como amortiguador hidrológico y como posible generador de riesgos asociados a los movimientos en masa (Fedorov et al., 2014; Rangecroft et al., 2015).

El permafrost, como parte de la criósfera, se define como un suelo que permanece a 0 o menos °C de temperatura durante dos años consecutivos (Allen, Owens & Huggel, 2015). Aunque muchas de las condiciones ambientales permiten la existencia de permafrost en áreas montañosas, el estudio actual de la distribución y existencia de permafrost en los Andes es limitado, y en la mayoría de los casos no se han realizado estudios sobre esta temática (Azócar & Brenning, 2010). Aunado a esto, se sabe que el incremento de temperatura se evidencia con mayor notoriedad en las regiones montañosas; por ejemplo, el calentamiento en los Alpes europeos desde la década de 1980 se ha reportado como 0.5°C (EEA, 2009); mientras que en los Andes se ha producido un calentamiento de 0.1°C por década en la última parte del siglo XX (Vuille et al., 2015). Esto favorece la degradación del permafrost, que, sumada a la escasa información, supone un gran problema, especialmente cuando el tema no es abordado como es debido.

Sin embargo, esta degradación puede ser amortiguada por la cobertura de nieve, ya que, por un lado, su alto albedo refleja la mayor parte de la radiación solar incidente, y, por el otro, su naturaleza porosa permite que esta cubierta actúe como un aislante térmico protegiendo al suelo de las variaciones térmicas que suceden en la atmósfera, y evitan la degradación del permafrost (Apaloo et al., 2012; Tanarro et al., 2010; Funk & Hoelzle, 1992). A pesar de ello, los constantes cambios que suceden en la atmósfera producto del cambio climático hacen que estos ecosistemas se degraden y generen problemas en las poblaciones que viven en torno a estas áreas.

Por consiguiente, en el presente trabajo de investigación se tuvo como objetivo principal estimar la línea de congelamiento como probable límite de la extensión del permafrost y su relación con la cobertura de nieve en la cordillera de los Andes de Perú. Determinar esta línea permitirá conocer de forma general la distribución del permafrost en las montañas. Estudios de este tipo aún son muy limitados en nuestro país, en especial los

de la relación del permafrost con la cobertura de nieve, la misma que puede actuar favoreciendo su presencia o degradándola.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Estimar la línea de congelamiento como probable límite de la extensión del permafrost y su relación con la cobertura de nieve en la cordillera de los Andes de Perú.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- a. Estimar las zonas donde la temperatura del aire y del suelo están por debajo de los 0°C en función de la altitud en la cordillera de los Andes de Perú.
- b. Determinar cuál de las variables —temperatura del aire o temperatura superficial terrestre— se ajusta mejor para aproximar la línea de congelamiento como probable extensión del permafrost.
- c. Distinguir la variación espacial y temporal de la cobertura de nieve en la cordillera de los Andes de Perú durante el período 2002-2016.
- d. Relacionar la presencia de la cobertura de nieve con la línea de congelamiento, de tal manera que se pueda ver la influencia de esta variable en su ubicación y distribución espacial.

## **1.2 Hipótesis**

La línea de congelamiento como probable límite de la extensión del permafrost se ubica por encima de los 4000 m s.n.m. y está principalmente influenciada por la cobertura de nieve, ya que esta determinará su extensión, distribución y ubicación en la cordillera de los Andes de Perú.

## **1.3 Variables**

### **1.3.1 Independientes**

Propiedades del suelo y variables meteorológicas.

### **1.3.2 Dependiente**

Línea de congelamiento.

### **1.3.3 Operacionalización de Variables**

**Tabla 1***Operacionalización de variables independientes*

VARIABLES INDEPENDIENTES	DIMENSIÓN	INDICADOR	UNIDAD DE MEDIDA	TÉCNICAS	INSTRUMENTOS
Propiedades del suelo	Topografía	Altitud	m s.n.m.	Descarga de datos satelitales/Procesamiento SIG	Satélite SRTM/MERIT DEM
		Pendiente	%	Descarga de datos satelitales/Procesamiento SIG	Satélite SRTM/MERIT DEM
		Orientación	E, O, N y S	Descarga de datos satelitales/Procesamiento SIG	Satélite SRTM/MERIT DEM
	Temperatura	Temperatura superficial del suelo	°C	Descarga de datos satelitales/Procesamiento SIG	Sensor MODIS/Satélite TERRA
Variables meteorológicas	Temperatura	Temperatura del aire	°C	Obtención de datos mediante estaciones meteorológicas	Registro de datos meteorológicos
	Precipitación sólida	Cobertura de nieve	m <sup>2</sup>	Descarga de datos satelitales/Procesamiento SIG	Sensor MODIS/Satélite TERRA

**Tabla 2***Operacionalización de variables dependientes*

VARIABLE DEPENDIENTE	DIMENSIÓN	INDICADOR	UNIDAD DE MEDIDA	TÉCNICAS	INSTRUMENTOS
Línea de congelamiento	Ubicación de la línea de congelamiento	Línea altitudinal	m s.n.m.	Extrapolación y correlación de variables meteorológicas y topográficas. Procesamiento SIG	SIG

## CAPÍTULO II

### MARCO TEÓRICO

#### 2.1 Antecedentes de la investigación

En diversos estudios que han determinado la distribución del permafrost alrededor del mundo, el punto de partida siempre ha sido estimar las temperaturas (del aire y del suelo) que se encuentran por debajo de los 0°C, puesto que es un buen indicador de las áreas donde se puede encontrar permafrost.

Hoelzle (1996), en su estudio "Mapeo y modelamiento de la distribución del permafrost de montaña en los Alpes", determinó que se pueden utilizar los sistemas de información geográfica para automatizar el mapeo de la distribución de permafrost en extensas zonas de montaña con topografía compleja. Además de que existe una estrecha relación entre la ocurrencia del permafrost, la radiación solar directa y la temperatura media anual del aire.

Para este método se recogió abundante información a mediados de la década de 1970, basada en diferentes métodos geofísicos, así como en la relación existente entre la presencia de permafrost y las variables climáticas, para poder predecir la distribución del permafrost. Las variables como la temperatura, radiación solar directa y topográficas fueron ingresadas a un modelo desarrollado en un sistema de información geográfica que determina la distribución del permafrost. Se determinó que el permafrost ocurre en la línea de cero absoluto, y en sitios donde la incidencia de la radiación solar es muy poca. Además, en zonas cubiertas por prados alpinos la probabilidad de ocurrencia de permafrost es menor al 25%, mientras que en áreas cubiertas de escombros la probabilidad de ocurrencia aumenta en más de un 75% y finalmente las reglas topográficas permiten diferenciar entre aspecto, altitud y pendientes.

En la Universidad de Valladolid (UVA), se desarrolló el proyecto "Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos Españoles". Serrano y otros concluyeron que los datos de temperatura del aire son esenciales para poder estimar la distribución posible y probable del permafrost. Esta estimación se realizó empleando otras variables (orientación, altitud y pendientes) asociadas a la temperatura. Es así como la existencia posible del permafrost está por encima de los 2400 m s.n.m. en las orientaciones norte; mientras que desciende hasta los 2000 m s.n.m. al pie de grandes paredes a favor de las condiciones topoclimáticas (principalmente topografía y temperatura), y asciende hasta los 2650 m s.n.m. en las meridionales. A estas altitudes pueden existir condiciones de permafrost que generan un permafrost esporádico.

El permafrost probable se presentó en las orientaciones septentrionales a partir de los 2700 m s.n.m., con presencia en las caras norte hasta los 2630 m s.n.m., mientras que en las orientaciones meridionales se sitúa por encima de los 2800 m s.n.m. En general el permafrost está limitado por las temperaturas medias anuales del aire y propiciado solo en orientaciones favorables. Para un conocimiento más detallado de los límites altitudinales y la dinámica del permafrost, es necesario validar la cartografía con un análisis de detalle y observaciones minuciosas de los macizos donde se ha detectado la presencia potencial de permafrost.

Andrés et al. (2011), en su estudio “Condiciones termales del suelo en el volcán Chachani, sur del Perú”, señalan que emplearon el modelo Mean Annual Ground Temperature (MAGT) para determinar la distribución del permafrost en el volcán Chachani. Este modelo se basa en la clasificación del permafrost, desarrollado por Heginbottom (2000), el cual determinó que si los valores límites tradicionales de temperatura media anual del aire son mayores a 2°C no existe permafrost, si se encuentran entre 0 y 2°C existe permafrost aislado, de 0 a -2°C hay permafrost discontinuo y en menores a -2°C hay permafrost continuo. Posteriormente, Abramov et al. (2008) emplea en su modelo una fórmula empírica,  $MAGT = TMAA + K \times RAD$ , donde se estima el MAGT a partir del modelo de distribución TMAA (Temperatura media anual del aire), la radiación solar directa de onda corta anual media ( $Wm^{-2}$ ) (RAD) y una constante (K). El valor de RAD se obtuvo utilizando la herramienta de Radiación Solar del ArcToolbox, que genera un modelo de radiación desde el DEM y la latitud. La constante es el valor de la pendiente de la línea de regresión que correlaciona los valores de DT y RAD entre las estaciones de muestreo, donde  $DT = TMAA$  estimado y MAGT (medido en los puntos de muestreo). Los resultados muestran que el modelo de distribución de permafrost sitúa el límite inferior del permafrost aislado a 5050 m s.n.m. en laderas orientadas al sur. El permafrost discontinuo se extiende desde 5250 a 5420 m s.n.m., y el permafrost continuo se encuentra por encima de este nivel (5420 m s.n.m.). Las asociaciones obtenidas entre las variables (TMAA, MAGT, gradiente de temperatura y evidencia de campo) apuntan a la existencia de permafrost en el volcán Chachani. Los modelos de distribución de permafrost obtenidos muestran que los glaciares de roca están ubicados completamente dentro del área de permafrost, y, por lo tanto, estos pueden ser considerados activos.

Tanarro et al. (2010), en su estudio “Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral de Veleta, Sierra Nevada, España)”, concluyeron:

La evolución reciente de la duración y extensión de la cubierta nival en el Corral del Veleta a finales del estío en esta última década muestra una tendencia negativa que

se manifiesta, a excepción de algunos años (1998, 2002 y 2004), en que el grado de recubrimiento viene siendo menor, incluso inexistente. Sin embargo, existen tres zonas de acumulación de nieve (neveros) semipermanentes que permanecen casi todos los años recluidos en diferentes ámbitos del tramo superior del talud detrítico, instalado al pie de la pared norte del Pico del Veleta. Al frente de estos neveros se han producido diversos flujos superficiales de pequeñas dimensiones, estos movimientos en masa han ocurrido, principalmente, cuando tras un año en el que la nieve recubría al final del verano gran parte del fondo del Corral, al siguiente año se producía la fusión total de ella, con la consiguiente liberación de un volumen de agua capaz de desestabilizar el suelo y originar el flujo. Pero también la formación de flujos se ha desarrollado sin la presencia de nieve, como ocurre en estos últimos años. Ahora la causa principal es la degradación de niveles de permafrost en el interior del suelo motivada por la eficacia térmica de la propagación de la radiación exterior, tal como sucede en el sector centro-oriental del talud. Demostrándose así una fuerte relación existente entre la presencia de la cobertura de nieve y la conservación del permafrost en zonas de alta montaña.

## **2.2 Bases teóricas**

### **2.2.1 Línea de congelamiento**

La línea de congelamiento es una línea que divide las superficies que se encuentran a una temperatura de 0°C de otras a mayor temperatura en un momento determinado. Por tanto, dependiendo de la extensión y altitud a la cual se ubica, esta puede ser indicador de un cierto comportamiento del clima, mostrando áreas con un clima frío asociado a la criósfera (Kaur, Saikumar, Kulkarni & Chaudhary, 2009).

En la actualidad existen dos métodos para la estimación de la línea de congelamiento: directa (Allen et al., 2015; Haeberli, 1975) e indirectamente (Ran, Li & Jin, 2011). Los métodos directos pueden proveer información acerca de la variable de interés; en este caso la medición mediante sensores para determinar la temperatura del suelo y subsuelo. Los métodos indirectos incorporan modelación y observaciones con percepción remota para estimar información crucial acerca de los cambios en la variable de interés para evaluar su evolución en función del tiempo (Gómez, Salvador, Franganillo & Salvá, 2016). Hay sensores satelitales ópticos e infrarrojos que se usan para determinar la superficie de la topografía, las propiedades del suelo, las temperaturas de la superficie y para mapear el permafrost, pero sin lugar a dudas la ventaja es el acceso a información geoespacial gratuita como la proporcionan MODIS, MERIT, Sentinel, Jaxa y NCEP (Nieblas & Delgado, 2015).

### 2.2.2 Línea de congelamiento indicadora de permafrost

Si bien la temperatura del aire no tiene una relación directa con la presencia de permafrost, debido a que existen capas como la cobertura de nieve y la vegetación —las cuales actúan como amortiguadores del intercambio de energía entre el suelo y la atmósfera (Biskaborn et al., 2019)—, la temperatura Media Anual del Aire (TMAA) se emplea como uno de los indicadores más utilizados en el mundo para poder modelar la distribución del permafrost (Allen et al., 2015; Azócar, Brenning & Bodin, 2017), las cuales se incluyen en un modelo para estimar la distribución del permafrost conjuntamente con la radiación solar a través de la ecuación más usada para estimar la distribución del permafrost (Abramov, Gruber & Gilichinsky, 2008; Ubeda et al., 2015):

$$MAGT = TMAA + K * RAD$$

Donde **MAGT** es la temperatura media anual del suelo estimado a partir del **TMAA**, una constante **K** y **RAD** la radiación solar incidente. A los valores obtenidos se les aplican los valores límite, siendo el permafrost aislado un MAGT de 0 a 2°C, permafrost discontinuo de 0 a -2°C y <-2°C para permafrost continuo (Hegibottom, 2000; Ubeda et al., 2015). Por otro lado, se define como la máxima extensión posible del dominio periglacial a las áreas donde TMAA toma valores menores a los 3°C, lo cual indica el límite inferior del permafrost. Una división adicional también menciona que si la TMAA está entre -2°C y 3°C se produce la acción de las heladas pero no necesariamente las dominan, lo cual señala la presencia posible de permafrost (Hall, 2010).

Según lo descrito anteriormente, la variación de la temperatura media anual del aire tiene una gran influencia en la dinámica del permafrost, debido a que estas variaciones pueden generar su degradación, situación que puede desencadenar desestabilización de laderas o posible pérdida del recurso hídrico si el permafrost contiene hielo en su estructura.

### 2.2.3 Permafrost

El permafrost es el estado térmico de un subsuelo o roca con una temperatura que permanece por debajo de los 0°C (Gruber & Haeberli, 2009; Harris et al., 2009). En este contexto, la “permanencia” a menudo se define como dos o más años consecutivos, a fin de establecer un valor mínimo para evitar el efecto de un invierno prolongado que se considera permafrost (Harris et al., 1989).

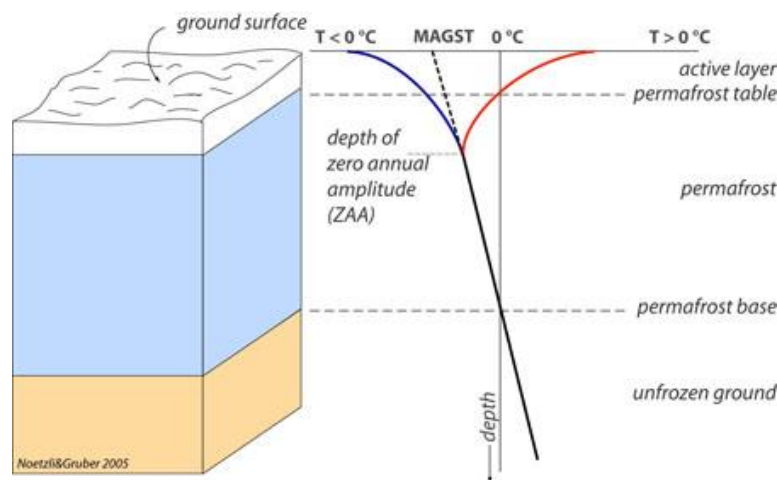
La existencia y el grosor del permafrost están determinados por el equilibrio térmico de la superficie del suelo y del subsuelo. Siendo la interacción existente entre la atmósfera y el suelo la que determina la temperatura, que varía en función al material del suelo,

contenido de agua y el flujo del calor. Las fluctuaciones estacionales de la temperatura se atenúan conforme la profundidad va aumentando, y son insignificantes a los 20 m por debajo de la superficie, a la cual se le conoce como Amplitud Anual Cero o por sus siglas ZAA (Noetzli & Gruber, 2005).

La Figura 1, muestra un esquema de la relación entre la profundidad y el permafrost.

### Figura 1

Representación de la relación entre el permafrost y un perfil de temperatura.



Nota. Fuente: Noetzli & Gruber (2005).

#### A. Permafrost de montaña

Es la ocurrencia de permafrost en áreas de alta montaña, su presencia está condicionada por la temperatura media anual del aire y las características del suelo. El permafrost de montaña es principalmente relevante para la estabilidad de laderas empinadas; su uso, como archivo climático y la evolución del paisaje alpino o andino (Gruber & Haeberli, 2009).

#### B. Formas de permafrost

Las formas de permafrost son estructuras visibles en el paisaje y que son fácilmente identificables para el mapeo; también son indicadores de la presencia pasada o actual del permafrost sobre una determinada área (Ahumada, Ibáñez, Toledo, Carilla & Páez, 2014). Una de estas formas la componen los glaciares de roca, que son definidos como formaciones del terreno cubiertos de escombros que han sido generados por un proceso de arrastre de permafrost heredado o funcional, detectable en el paisaje debido a la aparición de las siguientes evidencias morfológicas (Delaloye & Echelard, 2019):

- **Frente.** Parte frontal que presenta un talud escarpado en la parte terminal que limita al glaciar de roca. Consiste en una línea convexa y arqueada que se encuentra perpendicular a la dirección del flujo.
- **Márgenes laterales.** Estructuras bien definidas tanto en la parte inferior, así como en los laterales (principalmente en el frente), y en la parte superior pueden estar ausentes o difícilmente distinguibles.
- **Topografía de surco y cresta.** Presencia de líneas en la superficie producto de un flujo cohesivo, originando así crestas y surcos transversales.
- **Espesor.** Se acepta un mínimo de 10 metros que permite el flujo del permafrost a zonas más bajas.

#### 2.2.4 Factores que condicionan la presencia de permafrost

El permafrost puede ocurrir en el Ártico y en regiones antárticas libres de hielo, así como en las cordilleras de latitudes medias, como en los Alpes europeos, los Andes del sur y el rango del Himalaya (Marmy et al., 2016). Su presencia en estos ámbitos, así como su distribución está principalmente influenciado por los siguientes factores (Deluigi, Lambiel & Kanevski, 2017; Gruber & Haeberli, 2009; Hoelzle, 1996):

- Elevación conjuntamente con otras medidas geométricas como pendiente, aspecto, curvatura o rugosidad.
- Microclimatología de superficie, dominada por la temperatura del aire y la radiación solar de onda corta debido a las sombras.
- Disponibilidad de agua, que se ve afectada por el área contribuyente, la forma de la superficie y el material del subsuelo.
- Espesor y composición del material superficial, que determina el intercambio de energía entre la atmósfera y la el suelo.
- Cubierta de nieve, determinada por la microclimatología.

#### 2.2.5 Sensoramiento remoto

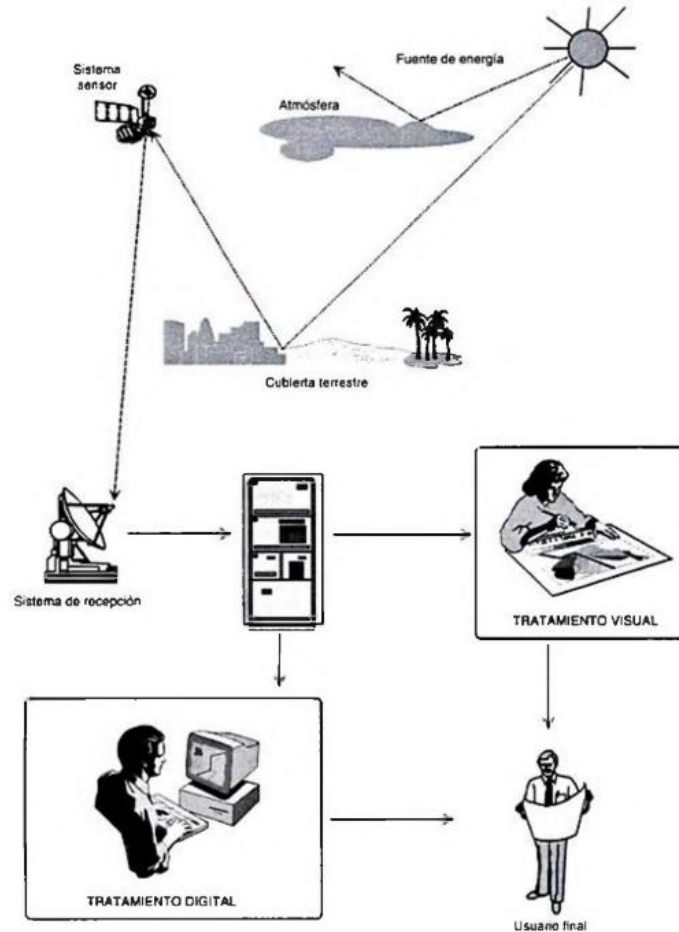
También conocida como teledetección, es una técnica que permite la adquisición de imágenes de la superficie terrestre desde sensores aéreos o espaciales, basados en la interacción energética existente entre el suelo y el sensor producto de la reflexión de la energía solar o de un haz energético artificial. Cabe mencionar que ese haz reflejado debe

ser recibido por el sensor a bordo del satélite o por estaciones receptoras, de tal manera que esto permita interpretar dicha información para poder aplicarla según el tema de interés o lo que se desea estudiar. Partiendo de esta definición podemos entender que un sistema de teledetección espacial incluye diversos elementos, fundamentalmente, los siguientes (Chuvienco, 2008):

- Fuente de energía. Es el origen de la radiación electromagnética que será detectada por el sensor. Si la fuente de energía es externa al sensor, se le conoce como un sensor pasivo. En cambio, si genera su propia energía, se le denomina sensor activo.
- Cubierta terrestre. Conformada por distintas coberturas por ejemplo la cobertura vegetal, suelos, agua o hielo. Estas coberturas reciben la radiación y la refleja dependiendo del rango de absorción que tengan.
- Sensor. Tiene como función captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarlas y grabarlas para luego ser enviadas al sistema de recepción en tierra.
- Sistema de recepción. Se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado, se realizan las correcciones necesarias y se realizan diferentes niveles de procesamiento.
- Intérprete, convierte los datos en información temática de interés, ya sea visual o digitalmente, de tal manera que se pueda utilizar en la resolución de problemáticas reales.
- Usuario final, encargado de analizar y evaluar la interpretación realizada.

**Figura 2**

*Componentes de un sistema de teledetección*



*Nota.* Fuente: Chuvieco (2008).

Teniendo la definición anteriormente planteada, es sencillo realizar una semejanza entre los componentes de un sistema de teledetección y la visión humana. El ojo humano recibe (sensor) recibe un haz de luz energético procedente de los objetos que lo rodean (cubierta terrestre) por la reflexión de la luz solar (fuente de energía). Esta señal es transmitida hacia el cerebro (sistema de recepción) que procesa la información mediante imágenes que percibe el ojo; con ello el individuo (intérprete y usuario final) puede tomar decisiones frente a lo observado (Chuvieco, 2008).

### **2.2.6 MODIS**

El sensor MODIS se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua. La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica y cuasi-polar con una inclinación de 98.2° y 98°, a una altitud media de 708 y 705 km, respectivamente (Lindsey et al., 2001). El satélite Terra

está programado para cruzar el ecuador de norte a sur a las 10:30 de la mañana en su órbita descendente, mientras que el satélite Aqua pasa de sur a norte a las 13:30 de la tarde (Mas, 2011).

### Figura 3

*Sistema de escaneo del sensor MODIS*



*Nota.* Fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration (2019).

El instrumento MODIS cuenta con una alta sensibilidad radiométrica (12 bit) en 36 bandas espectrales, en un rango de longitud de onda que va de los 0.4  $\mu\text{m}$  a los 14.4  $\mu\text{m}$ . Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0.405 nm y 2.155 nm. Las bandas de la 1 a la 7 son útiles para las aplicaciones terrestres; las bandas 8 a la 16, para las observaciones oceánicas, y las bandas 17 a 19, para las mediciones atmosféricas. Las bandas 20 a la 36 cubren el infrarrojo térmico del espectro electromagnético (NASA, 2008).

Las aplicaciones se muestran en la Tabla 3, así como una descripción técnica detallada de las bandas.

**Tabla 3***Características de las bandas espectrales*

<b>Uso principal</b>	<b>Banda</b>	<b>Ancho de banda<sup>1</sup></b>	<b>Radianza espectral<sup>2</sup></b>
<b>Límites de tierra Nubes aerosoles</b>	1	620 - 670	21.8
	2	841 - 876	24.7
	3	459 - 479	35.3
<b>Propiedades de la tierra Nubes Aerosoles</b>	4	545 - 565	29.0
	5	1230 - 1250	5.4
	6	1628 - 1652	7.3
	7	2105 - 2155	1.0
<b>Color del océano Fitoplancton Biogeoquímica</b>	8	405 - 420	44.9
	9	438 - 448	41.9
	10	483 - 493	32.1
	11	526 - 536	27.9
	12	546 - 556	21.0
	13	662 - 672	9.5
	14	673 - 683	8.7
	15	743 - 753	10.2
	16	862 - 877	6.2
<b>Vapor de agua atmosférico</b>	17	890 - 920	10.0
	18	931 - 941	3.6
	19	915 - 965	15.0
<b>Temperatura de la superficie Nubes</b>	20	3.660 - 3.840	0.45
	21	3.929 - 3.989	2.38
<b>Temperatura atmosférica</b>	22	3.929 - 3.989	0.67
	23	4.020 - 4.080	0.79
	24	4.433 - 4.498	0.17

Uso principal	Banda	Ancho de banda <sup>1</sup>	Radianza espectral <sup>2</sup>
Vapor de agua de nubes cirrus	25	4.482 - 4.549	0.59
	26	1.360 - 1.390	6.00
Propiedades de las nubes	27	6.535 - 6.895	1.16
	28	7.175 - 7.475	2.18
	29	8.400 - 8.700	9.58
Ozono	30	9.580 - 9.880	3.69
Temperatura de la superficie Nubes	31	10.780 - 11.280	9.55
	32	11.770 - 12.270	8.94
Altitud de las nubes	33	13.185 - 13.485	4.52
	34	13.485 - 13.785	3.76
	35	13.785 - 14.085	3.11
	36	14.085 - 14.385	2.08

*Nota:* <sup>1</sup> Bandas de la 1 a la 19 en nm; Bandas de la 20 a la 36 en  $\mu\text{m}$ .

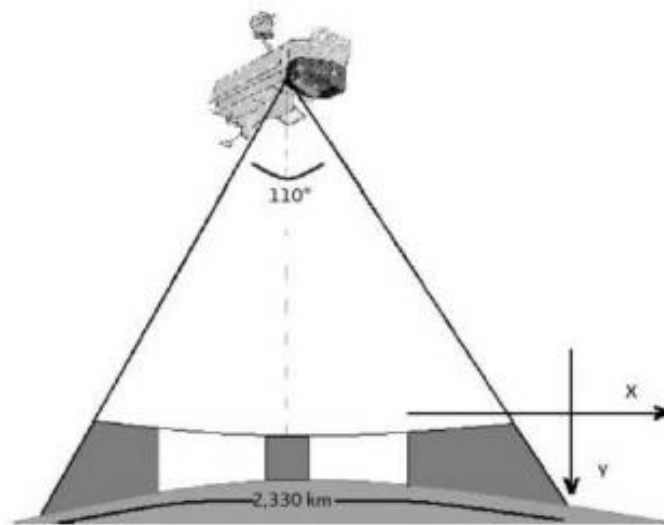
<sup>2</sup> Los valores de radianza espectral están en  $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}/\text{sr}$ . Fuente: Mas (2011)

#### A. Deformaciones relacionadas con el barrido

A pesar de las grandes ventajas que ofrece el instrumento MODIS, existen ciertas limitantes debido a la captura de datos durante el barrido. Una de ellas es la deformación producida en el campo instantáneo de vista del sensor, lo cual genera que las imágenes tengan una deformación 5 veces el tamaño del píxel, tanto en el eje X y Y (ver Figura 3). A estas deformaciones se les conoce con el nombre de efecto Bowtie; sin embargo estos errores pueden ser corregidos y por ello los datos obtenidos por los bordes de las imágenes hay que trabajarlos con sumo cuidado (Mas, 2011).

## Figura 4

### Ángulo de visión del sensor MODIS



Nota. Fuente: López (2013)

## B. Captura, transmisión y procesamiento de datos

Toda la información recolectada por el sensor es transmitida de los satélites a las estaciones en Tierra, ubicadas en White Sands, Nuevo México. Además cuenta con un sistema de transmisión directa de datos que son enviados al sistema de datos y operaciones del EOS Data and Operations System (EDOS) al centro espacial de vuelo Goddard (Mas, 2011). Estos datos son procesados en tres niveles dependiendo de los insumos que se utilicen y el fin que se quiera dar a dichos datos; por ejemplo, existen productos obtenidos para realizar estudios de la atmósfera, productos para aplicaciones terrestres (MODIS Land), productos de cobertura de nieve y hielo.

### • Niveles de procesamiento

Todos los productos MODIS son divididos en 5 niveles (0 a 4), dependiendo del nivel de procesamiento realizado a cada uno de ellos:

- **Nivel 0:** Datos crudos obtenidos por el sensor y transmitidos a las estaciones terrestres, no tienen ningún tratamiento y solo han sido eliminados los encabezados propios del satélite.
- **Nivel 1A:** Contiene datos de radiancia para cada una de las 36 bandas, junto a datos adicionales del satélite y del sensor como coeficientes de calibración radiométrica, corrección geométrica y parámetros de georeferenciación.

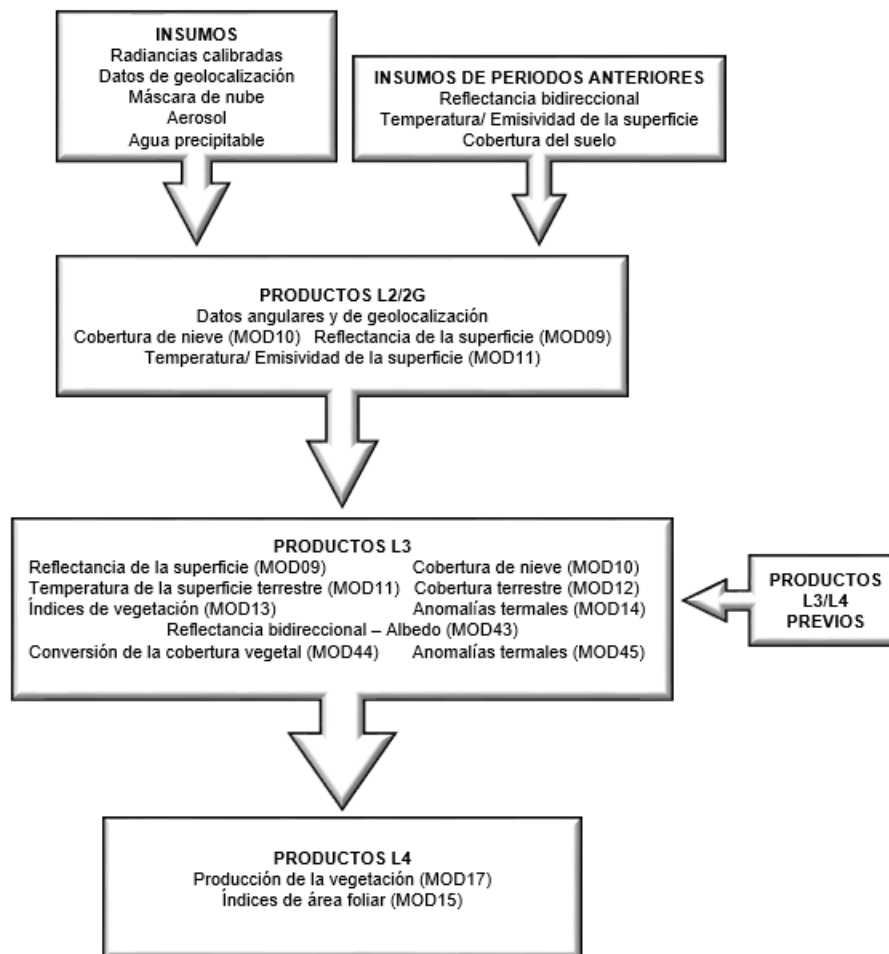
- **Nivel 1B:** Son datos que contienen las radiancias calibradas y con geolocalización, además incluye otros datos como las estimaciones de calidad, error y datos de calibración.
- **Nivel L1:** Datos de geolocalización, denominados como MOD03, contiene coordenadas geodésicas, información sobre la elevación del terreno, máscara de tierra y agua, cenit, azimut del satélite y del sol.
- **Nivel L2G:** Son productos que contienen variables geofísicas proyectadas en una malla uniforme (1200 x 1200 km), llamada como tile, empleando la reproyección sinusoidal.
- **Nivel L2:** Contienen variables geofísicas, que son generados a partir del producto nivel L1 aplicando correcciones atmosféricas y bio-ópticas. Están almacenados en gránulos de aproximadamente 2340 x 2340 km.
- **Nivel 3:** Son productos con valor agregado derivados de variables geofísicas mapeadas. Se generan realizando un remuestreo a menor resolución espacial para elaborar compuestos de intervalos en tiempos establecidos (1, 8, 16 y 30 días). Algunos productos son la reflectancia de la superficie (MOD09), NDVI (MOD13), la temperatura y la emisividad de la superficie terrestres (MOD11) y puntos de calor (MOD14).
- **Nivel 4:** Son obtenidos mediante modelos para estimación de variables geofísicas. Algunos de estos productos son el índice de área foliar (MOD15), coberturas del suelo (MOD12) y producción primaria (MOD17).

Los productos de nivel 0, 1 y 2 son presentados en “gránulos”, los cuales son datos sin proyectar y que han sido obtenidos cada 5 minutos.

La siguiente figura muestra un resumen los niveles de procesamiento y el nombre de los productos que se obtienen en cada una de ellas.

**Figura 5**

*Nivel de procesamiento de los productos MODIS Land*



*Nota.* Fuente: Modificado de Roy et al. (2002)

### **C. Garantía de calidad para los productos MODIS**

Todos los productos MODIS Land tienen información sobre la garantía de calidad (QA). El Science Team (ST) es responsable de proporcionar la evaluación de calidad de todos los productos MODIS Land; para ello se apoya de la Evaluación Operacional de la Información y Productos de MODIS Land (LDOPE). Como resultado se obtienen declaraciones descriptivas sobre la calidad del producto y se almacenan como metadatos por cada píxel dentro del producto (Roy et al., 2002).

Los datos de control de calidad por píxel son diferentes dependiendo del producto y del nivel de procesamiento. Por ejemplo, el producto de temperatura de la superficie terrestre almacena estimaciones de emisividad y error de temperatura. Existen tres fuentes de información de control de calidad dentro de los productos terrestres MODIS, las cuales son (Daac, 2012):

- Metadatos a nivel de archivo.
- Metadatos a nivel de píxel.
- Información web de LDOPE.

El control de calidad a nivel de archivo es un buen indicador para estimar si el producto está apto o no para ser usado, ya que es un resumen de la calidad de todo el archivo. Sin embargo, es necesario hacer una evaluación a nivel de píxel para identificar errores en algunos valores. Para ello, es necesario el control de calidad mediante el uso de los bits genéricos para cada píxel del producto. La Tabla 4 describe los códigos y su interpretación para este control de calidad de los productos de temperatura de la superficie terrestre, emisividad e índices de vegetación.

**Tabla 4**

*Control de calidad a nivel de píxel en todos los productos terrestres MODIS*

<b>Código QA</b>	<b>Interpretación</b>
0	Píxel producido de buena calidad, no es necesario examinar más a detalle el QA.
1	Otra calidad, se recomienda un análisis de mayor detalle

*Nota.* Fuente: Daac (2012).

#### **D. Producto MOD11A2 - Temperatura superficial del suelo**

Los productos MOD11 brindan estimaciones de la temperatura y de la emisividad tanto en la mañana como en la noche, de tal manera que ambos permitan obtener promedios diarios de la temperatura superficial terrestre a partir de una temperatura máxima y mínima. Esta temperatura se encuentra expresada en grados Kelvin y la emisividad es un número adimensional igual al cociente entre la radiación emitida por un objeto y un cuerpo negro a la misma temperatura (Mas, 2011). Los productos MOD11A2 son una composición de valores de la LST cada 8 días, con una resolución espacial de 1 km. El algoritmo utilizado para estimar la temperatura a partir de un par de imágenes diurnas y nocturnas tomadas en condiciones de cielo despejado se basa en la utilización de 7 bandas del infrarrojo medio y térmico (bandas 20, 22, 23, 29 y 31-33) en cualquier tipo de cobertura de suelo. El producto se calcula entonces a partir de la temperatura de brillo utilizando el algoritmo de ventana dividida solo en condiciones de cielo despejado (Wan & Dozier, 1996). La ecuación está determinada entonces por:

$$T_s = C + \left( B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left( A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2}$$

$$\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$$

$$\Delta\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} - \varepsilon_{32})$$

Donde  $T_{31}$  y  $T_{32}$  son las temperaturas de brillo en las bandas 31 y 32;  $\varepsilon_{31}$  y  $\varepsilon_{32}$  son las emisividades de la superficie terrestre en estas dos bandas, las cuales fueron estimadas usando el método basado en la clasificación de emisividad dependiendo del tipo de cobertura de la superficie derivado del producto de cobertura (MOD12Q1) y la cobertura de la nieve (MOD10L2); los coeficientes  $A_i$  ( $i=1,2,3$ ),  $B_i$  ( $i=1,2,3$ ) y  $C$  son determinados por interpolación del conjunto de datos multidimensional en tablas de consulta (Aguilar et al., 2019).

La validación de los productos MOD11A2 se realizó con 47 mediciones *in situ* bajo cielo despejado (el rango de valor de la LST se encuentra entre  $-10^{\circ}\text{C}$  a  $58^{\circ}\text{C}$  y 0.4 cm-3.5 cm para la columna de vapor de agua). Muestran una mayor precisión a  $1^{\circ}\text{K}$  en la mayoría de los casos y la raíz de la desviación cuadrática media (RMSD) es menor a  $0.7^{\circ}\text{K}$  para todos los casos (Snyder & Wan, 1998; Wan, Zhang, Zhang & Li, 2002).

**Tabla 5**

*Características del producto MOD11A2*

<b>Característica</b>	<b>MOD11A2</b>
<b>Plataforma</b>	Terra, Aqua
<b>Resolución temporal</b>	8 días
<b>Resolución espacial</b>	1000 m
<b>Extensión espacial</b>	Tile
<b>Nivel</b>	L3
<b>Versión</b>	005
<b>Fase de validación</b>	2
<b>Tamaño del archivo (MB)</b>	5
<b>Número de capas</b>	12
<b>Capa más importante</b>	LST_Day_6km LST_Night_6km

	Emis_31
	Emis_32
<b>Fecha de inicio de la</b>	05/03/2000
<b>producción</b>	04/07/2002

*Nota.* Fuente: modificado de Mas (2011).

### **E. Producto MOD10A2 - Cobertura de nieve**

Los productos MOD10 contienen capas de información correspondientes a la extensión y cobertura fraccional de la nieve, así como los datos de albedo a una resolución espacial de 500 m. La elaboración del producto se realiza utilizando el algoritmo SNOMAP, el cual está basado en la diferencia existente entre las bandas del visible y del infrarrojo cercano (Cogliati, Groch & Finessi, 2015; Hall, Riggs & Salomonson, 1995), como se muestra en la siguiente ecuación:

$$NDSI = \frac{(TM \text{ banda } 2 - TM \text{ banda } 5)}{(TM \text{ banda } 2 + TM \text{ banda } 5)}$$

Este algoritmo fue mejorado incorporando el Índice Normalizado para Diferenciar Vegetación (NDVI) para ser aplicable en áreas con cobertura forestal o con presencia de cobertura vegetal. Esto permite mapear la cobertura de nieve en bosques densos y, así, minimizar la cantidad de errores que se puedan generar en estos lugares (Klein, Hall & Riggs, 1998; Tucker, 1986). En condiciones ideales de cielo despejado, los productos de nieve MODIS tienen una fiabilidad aproximada del 90% a una resolución espacial de 500 metros cuando el espesor de la nieve es mayor a los 4 cm; a pesar de ello la fiabilidad es considerablemente baja cuando la cobertura de nieve es muy delgada o se distribuye de manera muy discontinua (Ault et al., 2006).

Los productos MOD10A2 se elaboran con resoluciones de 500 metros. Este producto cuenta con varias capas de información, siendo estas la capa de extensión máxima de la cobertura de nube y la cronología de las observaciones de nieve durante el período observado.

**Tabla 6***Características del producto MOD10A2*

<b>Característica</b>	<b>MOD11A2</b>
<b>Plataforma</b>	Terra, Aqua
<b>Resolución temporal</b>	8 días
<b>Resolución espacial</b>	500 m
<b>Extensión espacial</b>	Tile
<b>Nivel</b>	L3
<b>Versión</b>	005
<b>Fase de validación</b>	2
<b>Tamaño del archivo (MB)</b>	0.08
<b>Número de capas</b>	2
<b>Capa más importante</b>	Maximum_snow_extent
<b>Fecha de inicio de la producción</b>	26/02/2000 04/07/2002

*Nota.* Fuente: Modificado de Mas (2011).

### **2.2.7 Métodos de interpolación y correlación**

Métodos de predicción espacial se han utilizado para generar superficies continuas a partir de datos climáticos provenientes de un número discreto de puntos de medición. Estas metodologías buscan generar superficies climáticas en un área de interés a partir de mediciones en ciertos puntos, en algunos casos integrando variables topográficas o geográficas (Agnew & Palutikof, 2000; Hurtado & Mesa, 2015). Dentro de ambos métodos de predicción espacial se puede hablar de dos enfoques. El primero, llamado determinístico, de carácter empírico tradicional, y se encuentra ampliamente instrumentalizado en modelos mecánicos como los de Thiessen, red de triángulos irregulares, distancia inversa ponderada, funciones de regresión lineal y redes neuronales (Sluiter, 2009). El segundo, conocido como probabilístico. Ambos incorporan el concepto de aleatoriedad e incluyen métodos como los modelos de regresión lineal, geoestadística e interpolación óptima como los modelos Kriging, Cokriging, Optimum interpolation y Universal Kriging (Sluiter, 2009). Sin embargo en una comparación realizada se encontró que la espacialización realizada mediante métodos determinísticos obtuvo mejores resultados que los métodos probabilísticos, puntualmente el método de interpolación por

regresión lineal Regnie (Alzate, Araujo, Rojas, Gómez & Matínez, 2018; Rauthe, Steiner, Riediger, Mazurkiewicz & Gratzki, 2013).

A continuación, se describen los métodos más usuales para espacializar variables climáticas, como la temperatura del aire y la precipitación.

### A. Método de interpolación por la distancia ponderada (IDW)

El método de la media ponderada por el inverso de la distancia (Inverse Distance Weighting) estima una variable **Z** a partir de medias ponderadas mediante la función:

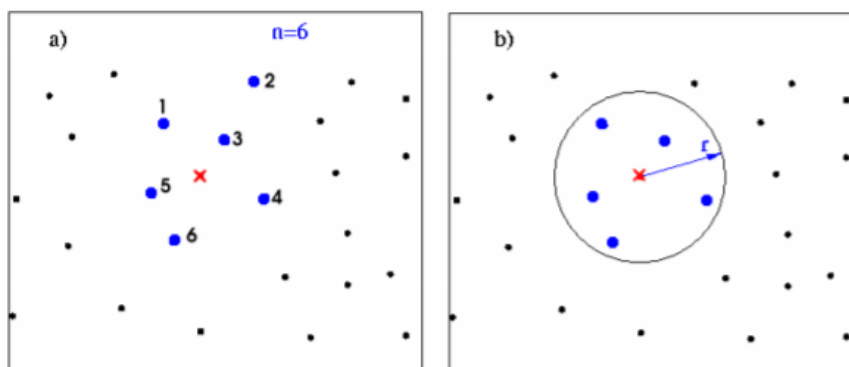
$$Z(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) \cdot d_{ij}^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-\alpha}}$$

Donde **Z** es el valor estimado en el punto  $x_j$ ,  $x_j$ , el punto en los que se estima el valor de la variable,  $x_i$  son los puntos muestrales vecinos, **z**: valor observado de la variable en el punto muestral dentro de la región de vecindad, **n**: número de puntos muestrales utilizados en la estimación,  $d_{ij}$ : distancia euclidiana entre  $x_j$  y  $x_i$  y  $\alpha$ : exponente de ponderación (normalmente  $\alpha=2$ ).

Lo que se debe tener en cuenta con respecto a este método de interpolación es que la autocorrelación disminuye con el incremento en la distancia  $d_{ij}$  de acuerdo a una función de ponderación. Por ello, es necesario decidir la cantidad de puntos más cercanos al punto a interpolar o el umbral (radio) al punto a interpolar (Gomariz, 2013). Estos criterios se aplican como en la imagen inferior.

### Figura 6

*Criterios para aplicar IDW. De izquierda a derecha a) n puntos más cercanos a interpolar y b) umbral r al punto a interpolar.*



## B. Método de interpolación Kriging

Se realiza mediante la combinación lineal de variables, suponiendo que la medición de la variable  $Z$  en los puntos  $u$  nos permitirá obtener o predecir  $Z(u_\alpha)$  no conocido. Esto es posible gracias a la siguiente ecuación (Gomariz, 2013; Paredes, Salinas, Martínez, & Jiménez, 2013):

$$Z^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_\alpha(u) [Z(u_\alpha) - m(u_\alpha)] + m(u)$$

Siendo  $Z^*(x_0)$  el valor estimado para cada ubicación  $x_0$  utilizando  $n$  muestras,  $\lambda_\alpha$  es la ponderación de los valores originales y  $m(u_\alpha)$  y  $m(u)$  son los valores esperados o medias aritméticas de las muestras disponibles y del parámetro en el área cubierta por el método de interpolación (Paredes et al., 2013). Este método tiene como objetivo minimizar la varianza del error de estimación mediante la siguiente restricción:

$$E\{Z^*(u) - Z(u)\} = 0$$

Que es alcanzada a través de la ponderación  $\lambda_\alpha$  de los valores originales, con suma igual a 1 y que son estimados mediante  $\gamma(h)$ .

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{\alpha=1}^{n(h)} [z(u_\alpha) - z(u_\alpha + h)]^2$$

Donde  $h$  es la distancia entre las muestras  $z(u_\alpha)$  y  $z(u_\alpha+h)$  y  $n$  es el número de muestras separadas por la distancia  $h$ .

## C. Método de interpolación por Modelos de Regresión Lineal Múltiple (MRLM)

Los MRLM intentan analizar la relación entre una variable dependiente  $Y$  y otras independientes, realizando solo una dependencia matemática de los valores y no causal. En una primera etapa se debe conocer la relación entre la variable respuesta y las variables regresoras; luego se utiliza el modelo de regresión ajustado para predecir el valor de la variable respuesta  $Y$  cuando las variables regresoras toman un valor determinado. La función se expresa de la siguiente manera (Gomariz, 2013):

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \epsilon$$

Donde  $Y$  es la variable de un objeto en un determinado punto,  $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$  son los coeficientes de regresión en la ecuación para la variable que estamos analizando,  $X_1, X_2, \dots, X_k$  son los valores de las variables independientes en un determinado punto y  $\epsilon$  es la proporción aleatoria o residuo.

Los modelos generados utilizando los MRLM se testean empleando la validación cruzada, con la cual se valida dejando para cada interacción una muestra y estimando el modelo para determinar su error para n-1 elementos. También es usual estimar el error; para ello, se utiliza el mínimo error cuadrático medio (RMSE).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (\hat{z}(x_j) - z(x_j))^2}$$

Donde **n** es el número de puntos de validación,  $\hat{z}(x_j)$  son los valores estimados y  $z(x_j)$  son los valores observados.

- **Modelo de interpolación Regnie**

También conocido como modelo de lluvia regionalizada, es un modelo determinístico que fue desarrollado a partir de estudios de la influencia de la topografía en la hidrología e hidrometeorología (Rauthe et al., 2013), empleado por el Servicio Meteorológico y la comunidad climatológica e hidrológica en Alemania. El modelo Regnie es una combinación entre los métodos de interpolación a través de regresión lineal múltiple e IDW. Se trata básicamente de utilizar datos puntuales de variables climáticas, como la temperatura y precipitación, con su respectiva ubicación geográfica (latitud y longitud) y variables topográficas del terreno (elevación, pendiente y orientación), para poder calcular cocientes con una regresión lineal múltiple (RLM) y que luego son multiplicados por los valores de cada una de las variables asignadas (Soenario, Plieger, & Sluiter, 2010). El modelo Regnie es utilizado a nivel mundial, pues considera la información externa a los datos climáticos para poder predecir los valores que se desean interpolar —por ejemplo, un modelo de elevación digital— y los asocia con los datos climáticos que se desean analizar (Saz, Serrano, Luis, & Longares, 2010).

La función para determinar la temperatura del aire, para cualquier punto sobre una determinada área de estudio (Alzate et al., 2018), está dada por:

$$Y_i = a_1 X_{i1} + a_2 X_{i2} + a_3 X_{3i} + residuo$$

Donde  $Y_i$  es la temperatura media anual para una latitud  $X_{i1}$ , longitud  $X_{i2}$  y elevación  $X_{i3}$ . Los coeficientes son determinados empleando la ecuación de regresión lineal múltiple, y para completar el cálculo se determinan los residuos de la regresión utilizando la interpolación IDW según la siguiente función:

$$\tilde{Z}_i = \frac{\sum_{k=1}^n \frac{Z_k}{d_{ki}^2}}{\sum_{k=1}^n \frac{1}{d_{ki}^2}}$$

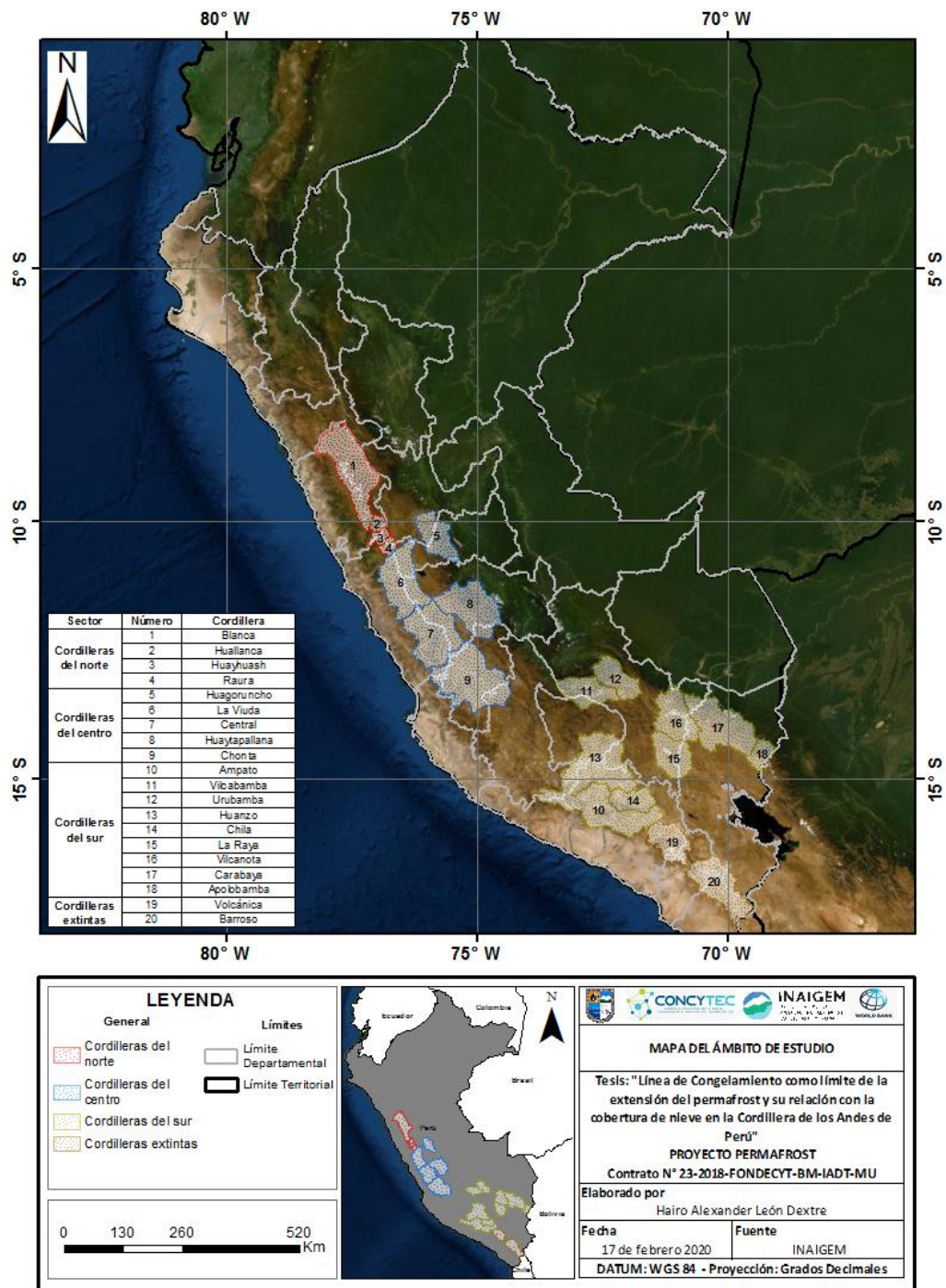
Donde  $\tilde{Z}_i$  es el valor interpolado para el ráster vacío  $i$ ,  $Z_k$  es el residuo para el ráster lleno  $k$ ,  $d_{ki}$  la distancia entre los puntos centrales del ráster  $k$  e  $i$  y  $n$  el número de estaciones cercanas que se utilizarán en la interpolación.

### 2.2.8 Cordillera de los Andes de Perú

La cordillera de los Andes de Perú comprende la región andina tropical entre 7°S y 18°S, por encima de los 1000 m s.n.m. (Aguilar et al., 2019). Esta cadena montañosa está constituida por dieciocho cordilleras con cobertura glaciar y dos sin cobertura glaciar, también denominadas extintas; todas ellas están distribuidas entre las zonas norte, centro y sur del país. En el norte se encuentran las cordilleras Blanca, Huallanca, Huayhuash y Raura; en el centro Huagoruncho, La Viuda, Central, Huaytapallana y Chonta; en el sur Ampato, Vilcabamba, Urubamba, Huanzo, Chila, La Raya, Vilcanota, Carabaya, Apolobamba, Volcánica y Barroso. Estas cordilleras se caracterizan por una topografía compleja, diversas condiciones climáticas, una biodiversidad extraordinaria en sus ecosistemas y abarca alrededor de 36 cuencas hidrográficas. Entre los principales ríos de la vertiente del Pacífico se encuentran: Camaná, Cañete, Santa, Lurín, Rímac, Chillón, Pativilca, entre otros. En la vertiente del Atlántico se puede mencionar Apurímac, Huallaga, Madre de Dios, Marañón, Inambarí, Mantaro, Perené y Urubamba, entre otros. En la vertiente del Titicaca se tienen los ríos Azángaro, Suche, Pucará y Huancané (INAIGEM, 2018). De acuerdo a su longitud, continuidad y altura, en la cordillera de los Andes de Perú prevalecen condiciones relativamente frías y áridas a lo largo de la costa del Pacífico que se extiende hasta las laderas occidentales de la cordillera, mientras que las condiciones cálidas, húmedas y lluviosas prevalecen sobre las laderas orientales (Garreaud, 2009).

**Figura 7**

*Mapa de las cordilleras del Perú, tomadas como el ámbito del presente estudio*



Por esta diversidad climática presente en la cordillera de los Andes de Perú, principalmente el clima frígido a elevadas altitudes y la escasa radiación en laderas occidentales, puede propiciar la formación y presencia y del permafrost de montaña, similar a lo encontrado en diversas partes del mundo como los Alpes en Europa, Himalayas en

Asia y los Andes Chilenos. Estos lugares comparten características similares a las que podemos encontrar en nuestro territorio, motivo por el cual se ha escogido a todo este sistema montañoso como el ámbito de estudio.

## **2.3 Definición de términos**

**2.3.1 Criósfera.** La criósfera es el sistema de la Tierra que permanece congelado por un año o estacionalmente. La componen la cobertura de nieve, cuerpos de agua congelada, glaciár, casquetes glaciales y permafrost (Ahumada et al., 2014).

**2.3.2 Nieve.** Precipitación en forma de pequeños cristales de hielo, generalmente ramificados, provenientes de la congelación de partículas de agua en suspensión en la atmósfera, que se pueden agrupar al caer y llegar a la superficie terrestre en forma de copos blancos (Cogliati et al., 2015).

**2.3.3 Glaciár.** Es una gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre por acumulación, compactación y recristalización de la nieve, mostrando evidencias de flujo en el pasado o en la actualidad (INAIGEM, 2018).

**2.3.4 Temperatura del aire.** Es una magnitud relacionada con la rapidez del movimiento de las partículas que constituyen el aire, producto de la incidencia de la radiación solar.

**2.3.5 Isotermas.** Es una isolínea que une los puntos en un plano cartográfico que presentan la misma temperatura en la unidad de tiempo considerada (King & Turner, 1997).

**2.3.6 Temperatura superficial del suelo.** Es el grado térmico en el que se encuentra la superficie del suelo; las variaciones en la LST son una respuesta a varias interacciones atmósfera-superficie, que incluyen flujos de energía (Aguilar et al., 2019).

**2.3.7 Modelo de elevación digital.** Representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, que permite caracterizar las formas del relieve (Grohmann, 2018).

**2.3.8 Sistemas de Información Geográfica.** Es una integración organizada de hardware, software y datos geográficos diseñada para capturar, almacenar, manipular, analizar y

desplegar en todas sus formas la información geográficamente referenciada (Labrador, Évora, & Arbelo, 2012).

**2.3.9 Cordillera de los andes.** Sistema montañoso de América del Sur, comprendido entre los 11° de latitud Norte y los 56° de latitud Sur, que atraviesa Argentina, Bolivia, Chile, Ecuador, Colombia, Perú y parte de Venezuela. La altura media alcanza los 4000 metros (INAIGEM, 2018).

**2.3.10 Lenguaje R.** Es un entorno de software libre para computación estadística y gráficos. Compila y se ejecuta en una amplia variedad de plataformas como UNIX y Windows (R-project, s.f.).

## CAPÍTULO III

### MARCO METODOLÓGICO

#### 3.1 Tipo de investigación

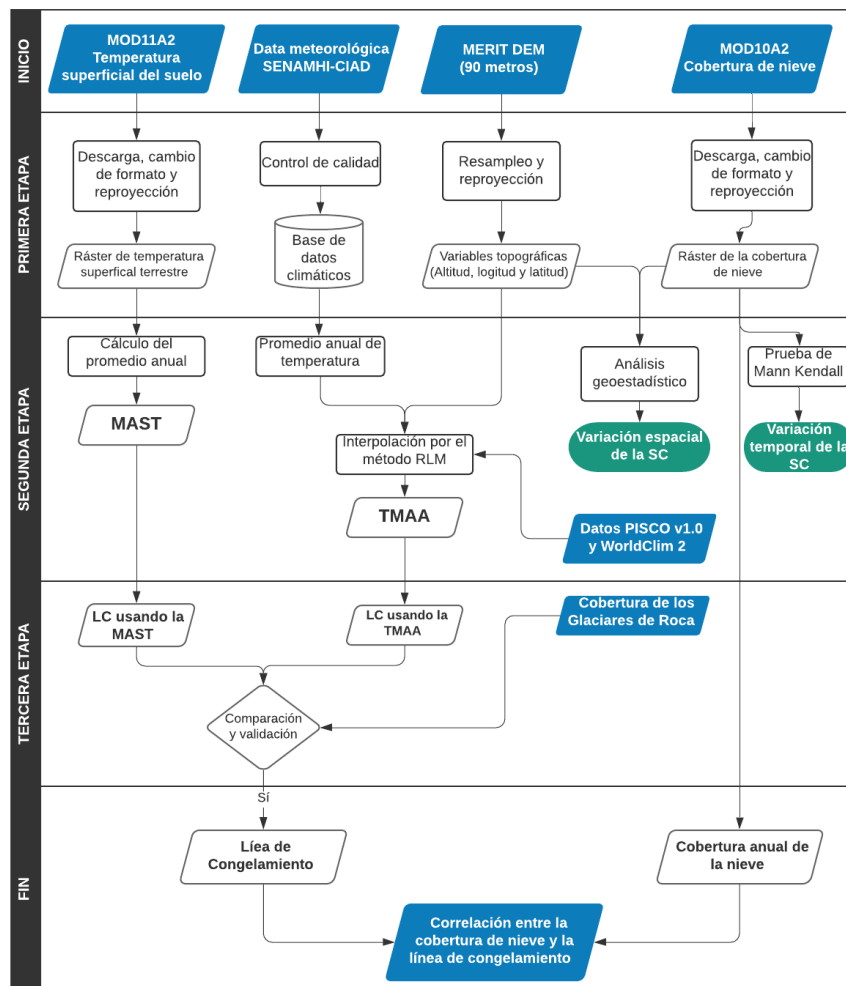
La investigación fue de tipo cualitativa, asociada a un diseño correlacional-causal porque tiene como propósito describir las relaciones entre las variables topográficas, la temperatura y la cobertura de nieve con la línea de congelamiento como probable límite de la extensión del permafrost, en un período determinado, precisando el sentido de causalidad.

#### 3.2 Diseño de investigación

##### 3.2.1 Diagrama general de la investigación

Figura 8

Diagrama general de la metodología empleada en la investigación



### 3.2.2 Para la estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C

#### a. Adquisición de información topográfica y meteorológica

Se realizó principalmente para la adecuación de los datos meteorológicos (corrección por falta de datos, eliminación de eventos extremos y uniformización a escala anual), preprocesamiento de los productos ráster que incluye cambio de formato, resampleo a la escala de trabajo (1 km) y grillado para empalmar cada una de las imágenes.

- **Temperatura superficial de la tierra (LST)**

Se emplearon los productos MODIS LST (MOD11A2, versión 006) obtenidos del satélite Terra, estos fueron descargados de la base de datos EarthData que pertenece a la USGS (United States Geological Survey). Las características de cada producto se describen en la siguiente tabla:

**Tabla 7**

*Características de los productos MODIS empleados.*

<b>Producto</b>	<b>MOD11A2</b>
<b>Período de adquisición</b>	2002-2016
<b>Tiles*</b>	h10v09, h10v10 y h11v10
<b>Resolución temporal</b>	8 días
<b>Resolución espacial</b>	1 km
<b>Capas de interés</b>	LST_Day_1km LST_Night_1km

\*Grillas necesarias para abarcar toda el área de estudio.

Estos productos contienen diversas capas de información como la LST durante el día y la noche, ángulo zenital, evaluación de la calidad, periodo de observación, entre otras (Wan, 2014; Wan et al., 2002). El satélite TERRA/MODIS pasa por el área de estudio dos veces al día, la primera entre las 15:40-15:45 y luego completa toda el área a las 03:15-03:20 siguiendo una órbita solar sincrónica y cercana a los polos. Por ello, puede viajar fácilmente de sur a norte y obtener, así, en un mismo día la temperatura superficial del suelo tanto en el día como en la noche (Mao et al., 2017).

La descarga de los productos MOD11A2 se realizó a través de un gestor de descargas conocido como *Daac2Disk\_win.exe* (disponible en <https://lpdaac.usgs.gov/tools/daac2diskscripts/>). Este gestor utiliza el lenguaje de

programación Java ejecutándolo en la ventana de comandos en Windows (Daac, 2014). Las siguientes capturas de pantalla muestran cómo se ejecutó el script.

**Figura 9**

*Ejecución del script en la ventana de comandos en Windows*

```
C:\temp\D2D>Daac2Disk_win.exe
USAGE:
    Daac2Disk_win.exe --version
OR
    Daac2Disk_win.exe --shortname <SHORTNAME> --versionid <VER>
    [--noscience]
    [--nometadata]
    [--browse]
    [--qa]
    [--begin <YYYY-MM-DD> --end <YYYY-MM-DD>]
    [--bbox <llLon llLat urLon urLat>] or
    [--tile <horizMin> <horizMax> <vertMin> <vertMax>]
    [--outputdir <output directory>]
    [--test]
NOTE: The versionid is not a number. It is a string and as
      such much match exactly. ie '5' is not the same as '005'
OR
    Daac2Disk_win.exe --inputfile <input file name>
    [--output <output directory>]
OR
    Daac2Disk_win.exe --orderurl <URL from order email>
    [--output <output directory>]
OR
    Daac2Disk_win.exe --url <Single URL>
    [--output <output directory>]
NOTE: The output location defaults to the current directory.
NOTE: The Science files are downloaded by default, to turn that off, use --no
science
NOTE: The Metadata files are downloaded by default, to turn that off, use --n
ometadata
```

Luego se ingresó el nombre corto y el ID de la versión del producto MOD11A2, así como otros parámetros adicionales para filtrar la búsqueda, como la fecha de inicio, fecha de fin y la grilla del producto.

**Figura 10**

*Ejemplo de búsqueda empleando tiles*

```
C:\Users\COREI7\Desktop>Daac2Disk_win.exe --shortname MOD11A2 --versionid 006 --
browse --begin 2018-03-30 --end 2018-04-06 --tile 10 11 9 10 --output C:\MOD11A2
\2018
There are 12 files to download. Do you wish to continue; [y/n]? y
NASA Earthdata Username: aleo95
NASA Earthdata Password:
Downloading: https://e4ftl01.cr.usgs.gov/MODU6_Cmp_a/MOLT/MOD11A2.006/2018.03.3
0/MOD11A2.A2018089.h10v10.006.2018098033022.hdf
Downloading: https://e4ftl01.cr.usgs.gov/WORKING/BRWS/Browse.001/2018.04.08/BRO
WSE.MOD11A2.A2018089.h10v10.006.2018097233023.1.jpg
Downloading: https://e4ftl01.cr.usgs.gov/WORKING/BRWS/Browse.001/2018.04.08/BRO
WSE.MOD11A2.A2018089.h10v10.006.2018097233023.2.jpg
```

- **Datos meteorológicos de temperatura del aire**

La temperatura del aire se obtuvo de estaciones meteorológicas terrestres a nivel nacional. Para ello, se elaboró un listado de las instituciones públicas o privadas que cuentan con datos meteorológicos de distintas regiones del Perú. Una vez definida la lista se redactaron oficios que fueron presentados a dichas entidades.

Para almacenar la información recibida se generó una base de datos, constituida y organizada por carpetas que contienen los datos meteorológicos organizados. Esta base de datos se ha organizado de la siguiente manera:

Se creó un archivo denominado como **“BASE\_DE\_DATOS\_MH”**, el cual contiene dos carpetas denominadas **“Datos nivel 0”** y **“Datos nivel 1”**. La primera carpeta contiene los datos en bruto, sin procesar, y que sirven como archivos de respaldo. La nomenclatura determinada para guardar los archivos en esta carpeta fue **“Nombre institución\_período de datos”**, todos ellos en formato Excel. A continuación, se muestra un ejemplo de la organización de los archivos.

### Figura 11

*Organización de archivos Nivel 0*



Cada archivo contiene hojas de cálculo con la codificación de las estaciones meteorológicas; la codificación se realizó teniendo en cuenta algunas consideraciones:

- El código se realizó para cada estación meteorológica, y cada una tiene 8 caracteres combinando números y letras mayúsculas.

### Figura 12

*Estructura de la codificación para cada EM*



- Las dos primeras letras identifican el tipo de estación de la cual se han extraído los datos, siendo:

“EM” para *Estaciones Meteorológicas*  
 “EH” para *Estaciones Hidrometeorológicas*

- Las tres letras siguientes llevan las 3 primeras letras iniciales del nombre de la región donde se encuentra la estación.

*Amazonas* → AMA  
*Ancash* → ANC  
*Arequipa* → ARE

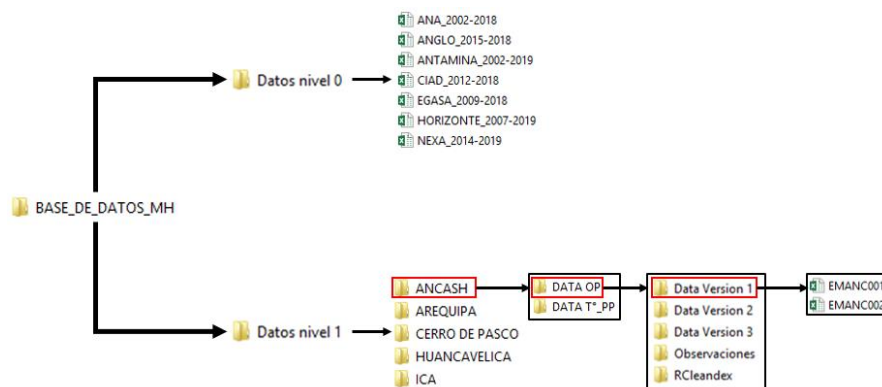
- Finalmente, el código termina con un número de tres dígitos. Estos fueron asignados en el orden que se recibieron los datos. Por ejemplo, el CIAD envió primero los datos solicitados, por lo que sus estaciones comienzan con la numeración 001, 002, 003, y así consecutivamente, hasta completar la cantidad de estaciones que tiene.

En la carpeta de Datos de nivel 1, se crearon subcarpetas con el nombre de la región a la cual pertenecen los datos meteorológicos y dentro de cada una de ellas se crearon 2 carpetas; la primera, para almacenar los parámetros de temperatura del aire (tanto máxima como mínima) y precipitación; la segunda carpeta contiene los valores de los otros parámetros seleccionados (radiación solar directa, radiación solar difusa, velocidad y dirección del viento).

En ambas subcarpetas, se tienen 5 contenedores, así como se muestra en la figura inferior.

**Figura 13**

*Organización de los datos meteorológicos*



Donde **Data versión 1** son los datos sin modificar a paso diario, **Data versión 2** los archivos procesados y corregidos, **Data versión 3** los archivos que fueron reprocesados para eliminar errores remanentes del anterior proceso (archivo corregido y listo para usar), **Observaciones** el cual contiene la identificación de datos con anomalías y **Rcleandex** que son los archivos generados por el filtro.

- **Cobertura de nieve (SC)**

Se emplearon los productos de cobertura de nieve (MOD10A2, versión 006) obtenidos por el sensor MODIS a través de la base de datos de la NSIDC, disponible en <https://nsidc.org/data/search/#keywords=snow>. Las características de cada producto descargado se resumen en la siguiente tabla.

**Tabla 8**

*Características de los productos de nieve empleados*

<b>Producto</b>	<b>MOD10A2</b>
<b>Período de adquisición</b>	2002-2016
<b>Tiles*</b>	h10v09, h10v10 y h11v10
<b>Resolución temporal</b>	8 días
<b>Resolución espacial</b>	500 m
<b>Capas de interés</b>	Snow_cover_extent

\*Grillas necesarias para abarcar toda el área de estudio

Los productos MOD10A2 presentan cuatro capas de información, incluyendo Fractional Snow Cover y Snow Cover. Este producto también incluye una corrección radiométrica y geométrica de los datos del terreno a un nivel 3 (Cherry, Zhu, & Kirchner, 2017; Cogliati et al., 2015).

La descarga de los productos MOD10A2 se realizó de manera directa y manual a través del portal de la NSIDC, empleando la interfaz de descarga (<https://nsidc.org/data/MOD10A2/versions/6>) y filtrando los productos dependiendo del período y el área de interés deseados.

**Figura 14**

Interfaz para la descarga de productos MOD10A2.



- **Modelo de elevación digital (DEM)**

El modelo de elevación digital elegido fue el MERIT DEM, el cual fue solicitado al autor de estos productos mediante un correo electrónico, para que se genere una cuenta de usuario; luego se procedió a realizar la descarga del modelo de elevación digital ([http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT\\_DEM/](http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT_DEM/)).

**Tabla 9**

Características del DEM utilizado

DEM	MERIT DEM
<b>Año de elaboración</b>	2017
<b>Productos utilizados para elaborarlo</b>	NASA SRTM3 DEM v2.1 JAXA AW3D-30m DEM v1 VFP-DEM
<b>Ruido de rayas</b>	0 – 4 metros
<b>Sesgo absoluto</b>	-4 – 4 metros
<b>Ruido moteado</b>	0 – 1 metro
<b>Sesgo de altura del árbol</b>	0 – 8 metros
<b>Resolución espacial</b>	90 metros
<b>Elaboración y distribución</b>	Dai Yamazaki

Este modelo de elevación fue elegido porque los errores, producto de la captación de datos que presentaban los DEM SRTM y ASTER, fueron removidos al momento de generar el MERIT DEM (Yamazaki et al., 2017). Es conocido también que los mejores modelos de elevación digital para realizar estudios en ámbitos de montaña son los DEM SRTM y ASTER, debido a su buena captura de datos proveídos por radar, por lo que a menudo son utilizados en estudios relacionados a glaciares, glaciares de roca, morrenas y ámbitos de montaña que se desarrollan a escala media o regional (Bolch & Kamp, 2005; Miles, 2013).

#### **b. Estimación de la Temperatura Media Anual de la superficie Terrestre (MAST)**

Se organizó todos los productos descargados en una carpeta y se clasificaron según el año al cual pertenecen; se asumió que las máximas temperaturas se dan durante las mañanas debido a que el satélite MODIS Terra pasa aproximadamente entre las 13:00 y 15:00 horas, mientras que se asumieron los valores mínimos de temperatura durante la noche por el paso horario entre las 02:00 y 04:00 am (NASA, 2008). Identificados estos valores se procedió a extraer estas dos capas de información empleando un código de programación en el lenguaje R.

Se emplearon las librerías *rgdal*, *gdalUtils* y *raster* para poder extraer las capas de información empleando las funciones *get\_subdatasets* y *gdal\_translate*, posteriormente se creó un bucle para extraer la capa de información a todos los archivos (Bivand, 2019; Greenberg & Mattiuzzi, 2018; Hijmans, 2015).

**Figura 15**

Script diseñado para procesar los productos LST.

```
#Importar librerías
library(gdalUtils)
library(rgdal)
library(raster)

#Información del producto LST (MOD11A2)
gdalinfo("C:/MOD11A2/2009/MOD11A2.A2009001.h10v09.006.2016005062004.hdf")

#Subdatasets del producto LST
sds <- get_subdatasets("C:/MOD11A2/2009/MOD11A2.A2009001.h10v09.006.2016005062004.hdf")
sds

#Extracción de subdataset de interés
gdal_translate(sds[5],dst_dataset = "C:/MOD11A2/2009/LST2009.tif")

#Cargar y plotear el nuevo archivo ".tif"
rast <- raster("C:/MOD11A2/2009/LST2009.tif")
plot(rast)

#Bucle para convertir archivos masivos
setwd("C:/MOD11A2/2009") #Directorio donde se encuentran los archivos
files <- dir(pattern = ".hdf") #Archivos LST compilados
files

filename <- substr(files,10,23) #Cambio de nombre en los archivos de salida
filename <- paste0("LSTN",filename, ".tif") #Asignación de nombre y formato
filename

#Función para extraer y reprojectar la LST_Day y LST_Night
i <- 1
for (i in 1:184){
  sds <- get_subdatasets(files[i])
  gdal_translate(sds[5],dst_dataset = filename[i])
}
```

De esta manera se obtuvieron los dos datos de temperatura cada 8 días, un valor máximo durante el día ( $LST_D$ ) y un valor mínimo durante la noche ( $LST_N$ ), luego se calculó el valor medio anual para la temperatura máxima y mínima siguiendo la metodología establecida por el SENAMHI (Díaz, 2015), la cual consiste en obtener un promedio anual de la temperatura máxima y mínima, según las siguientes funciones:

$$LST_D = \frac{LST_{D1} + LST_{D2} + LST_{D3} + \dots + LST_{Dn}}{n}$$

$$LST_N = \frac{LST_{N1} + LST_{N2} + LST_{N3} + \dots + LST_{Nn}}{n}$$

Donde  $LST_D$  es el valor promedio anual de la temperatura superficial del suelo durante el día y asumida como máxima,  $LST_{D1} + LST_{D2} + LST_{D3} + \dots + LST_{Dn}$  son los valores de temperatura superficial máximos,  $LST_N$  es el valor promedio anual de la temperatura superficial del suelo durante la noche y asumida como mínima,  $LST_{N1} + LST_{N2} + LST_{N3} + \dots + LST_{Nn}$  son los valores de temperatura superficial mínimos y  $n$  es la cantidad de datos que se tienen en un año.

Teniendo los valores máximos y mínimos promediados, se procedió a realizar el cálculo de la temperatura media anual de la superficie (MAST) empleando la siguiente ecuación:

$$MAST = \frac{LST_D + LST_N}{2}$$

De esta manera, se calculó la MAST en grados kelvin para cada píxel en todos los años estudiados. Finalmente, se realizó la conversión de los datos para tenerlos en grados Celsius.

$$MAST (^{\circ}C) = MAST(^{\circ}K) - 273.15$$

Debido a que este proceso es repetitivo se optó por programarlo en el lenguaje de programación R, con la finalidad de hacerlo automáticamente y fue así como se obtuvieron imágenes de la temperatura media anual de la superficie, con las cuales se construyó un mosaico de imágenes.

## Figura 16

*Script diseñado para calcular la MAST por año.*

```
#Importación de librerías
library(rgdal)
library(raster)
library(gdalUtils)

#Creación de listado de imágenes raster
listado = list.files("D:/MLST/LST", pattern = "tif", full.names = T)
listado
datos = lapply(listado, FUN = raster)

#Unimos los archivos en un solo "fichero"
datos_stack = stack(datos)

mean_data = mean(datos_stack, na.rm = TRUE)

#Conversión a grados Celsius
LST_C <- mean_data - 273.15
plot(LST_C)

#Exportación de archivo MALST
writeRaster(LST_C, "C:/MOD11A2/2016/MALSTh11v10.tif")

#Mosaico de imágenes
setwd("C:/MOD11A2/2016")

r1 <- raster("C:/MOD11A2/2016/MALSTh10v09.tif")
r2 <- raster("C:/MOD11A2/2016/MALSTh10v10.tif")
r3 <- raster("C:/MOD11A2/2016/MALSTh11v10.tif")

MALST <- mosaic(r1, r2, r3, fun=mean)

plot(MALST)

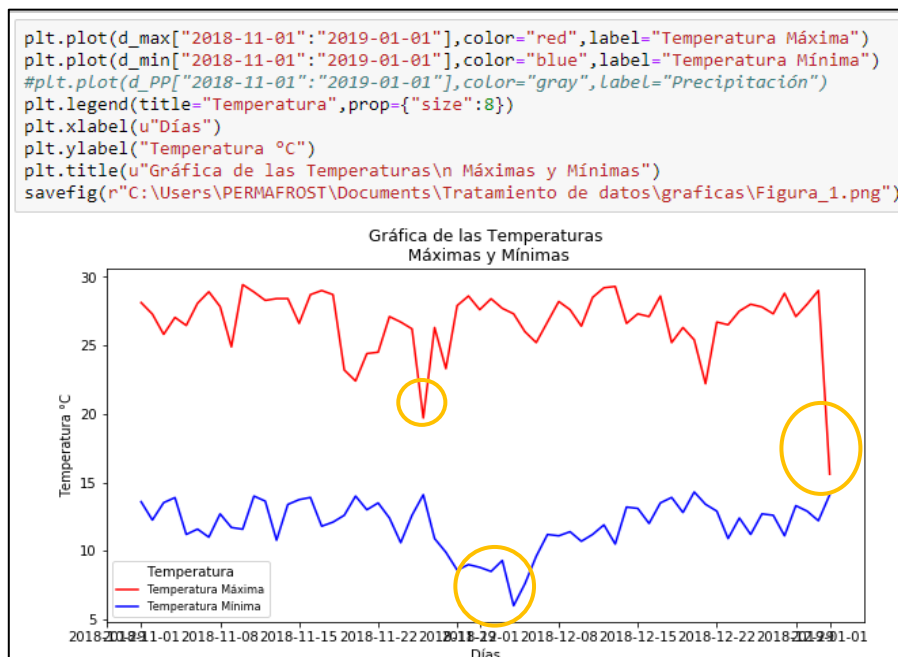
writeRaster(MALST, "C:/MOD11A2/2016/MALST2016.tif")
```

### c. Estimación de la Temperatura Media Anual del Aire (TMAA)

Luego de organizar los datos meteorológicos se procedió a realizar la corrección de cada uno de ellos. Para ello, primero se identificó los valores que generaban una gran variación en los datos de temperatura, y la visualización e identificación de datos erróneos se realizó empleando la interfaz de Jupyter Notebook que emplea el lenguaje de programación Python.

**Figura 17**

*Visualización de picos altos y bajos en los valores de temperatura*

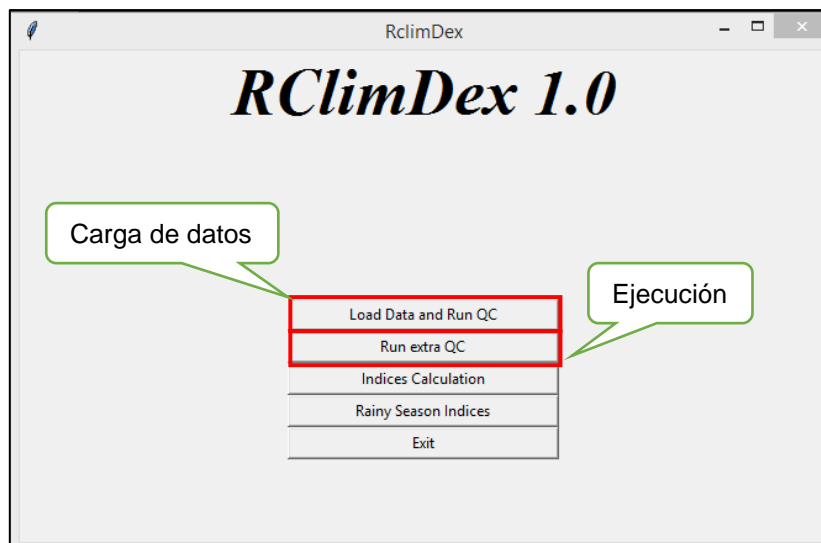


Una vez identificada la existencia de algunos datos erróneos, se procedió a realizar la corrección de estos. La metodología aplicada para corregir datos meteorológicos está basada en la misma que se empleó para generar los modelos climáticos de PISCO, que fueron elaborados por el SENAMHI (Aybar et al., 2017). Esta metodología emplea la herramienta *Rclimdex* como un gestor para analizar la calidad de los datos, con la cual se obtiene una mejor consistencia de ellos.

Para aplicar esta prueba de calidad de datos fue necesario realizar un pretratamiento a los datos de cada estación meteorológica, el cual consistió en llevar los archivos de formato Excel a texto y organizarlos siguiendo la siguiente secuencia: fecha, temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación. Una vez hecho este procedimiento se realizó la ejecución de la herramienta *Rclimdex* en el software Rstudio, el cual genera una pestaña donde se cargaron los datos y luego se ejecutó la limpieza de datos. Este procedimiento se realizó dos veces para garantizar la eliminación de los datos errados o anomalías.

**Figura 18**

*Ventana de ejecución del control de calidad de datos Rclimdex*



Luego de ejecutar la herramienta, se generó un archivo en formato texto que contiene las fechas con los datos de temperatura mínima y máxima eliminados porque contenían errores; así estos se conservan como un archivo de metadatos.

**Figura 19**

*Datos de temperatura máxima y mínima que han sido eliminadas por la herramienta Rclimdex*

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda
pc	up			
tx	up			
tx	low			
2018	8	4	0	23.2 9.3 13.9
2018	10	21	8.4	21.4 11.9 9.5
tn	up			
2018	7	10	0	26 13 13
tn	low			
tr	up			
tr	low			

Con los datos corregidos se calculó la temperatura media anual del aire (TMAA) para cada estación meteorológica, siguiendo la metodología propuesta por Haeberli (1975) y Hoelzle (1996). La TMAA es definida como la temperatura por encima de la cobertura de nieve, y está determinada por la siguiente expresión:

$$TMAA = \frac{Tx + Tmin}{2}$$

Siendo **TMAA** la temperatura media anual del aire, **Tx** y **Tmin** son las temperaturas medias máximas y mínimas expresadas en grados Celsius de cada estación meteorológica. **Tx** y **Tmin** están definidas por:

$$Tx = \frac{\sum_{i=1}^n \overline{tx}_i}{n}$$

$$Tmin = \frac{\sum_{i=1}^n \overline{tmin}_i}{n}$$

Donde  $\overline{tx}_i$  y  $\overline{tmin}_i$  son los promedios mensuales de las temperaturas máximas y mínimas del aire y **n** es la cantidad de meses en un año (Allen et al., 2015; Fedorov et al., 2014; Smith & Riseborough, 2002). Al obtener la TMAA para cada año se procedió a espacializar estos datos de temperatura para todo el ámbito de estudio; por tanto, se siguió la metodología seguida por Alzate et al. (2018) y Rauthe et al. (2013), en la cual proponen un modelo de espacialización basado en una ecuación de regresión lineal múltiple para ámbitos de montaña ubicados en Colombia y Europa respectivamente. Este modelo genera una ecuación de predicción basada en variables que tienen relación, por ejemplo la temperatura del aire varía en función a la altitud, latitud y longitud (Giorgi et al., 1997; Pepin et al., 2015). Por tanto, se puede construir una ecuación de predicción basada en dichas variables. De ese modo, se espacializó la TMAA para todo el ámbito de estudio, empleando la siguiente ecuación:

$$MAAT = a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_3 + residuo$$

Donde **a<sub>1</sub>**, **a<sub>2</sub>** y **a<sub>3</sub>** son los coeficientes determinados para cada una de las variables, **X<sub>1</sub>** es el valor de latitud para una estación ubicada en cualquier punto, **X<sub>2</sub>** es la longitud de ese mismo punto, **X<sub>3</sub>** es el valor de elevación obtenido del MERIT DEM y el **residuo** es obtenido aplicando la interpolación por distancia ponderada (IDW). Mediante esta multiplicación de coeficientes se procedió a obtener la superficie de la TMAA, para lo cual se desarrolló un script en el lenguaje R que emplea los paquetes *RegRAIN* y *lubridate*.

**Figura 20**

*Script para espacializar la TMAA para cada año en todo el ámbito de estudio*

```
1 library(RegRAIN)
2 library(lubridate)
3
4 #Cargar datos de temperatura anual
5 tprom <- read.csv("C:/DATA CLIMÁTICA/ELIMINAR/TEMP_PERU_2002_N.csv")
6 tprom$FECHA <- ymd(tprom$FECHA)
7 class(tprom$FECHA)
8
9 #load the digital elevation model to use in the interpolation
10 dem <- raster("C:/DATA CLIMÁTICA/ELIMINAR/DEM_P.tif")
11 plot(dem)
12
13 #load the daily minimum temperature data that will be interpolated
14 tprom
15
16 #Define wheter it is min, max or mean temperature
17 var<- "Tmean_"
18
19 #Run the RegTEMP function. Here the minimum temperature data between the
20 #first (ini) and the 5th (fin) date will be interpolated, using
21 #the dem pixel resolution (0.0091 decimal degrees).
22 setwd("C:/DATA CLIMÁTICA/PRUEBAS/REGNIE")
23 RegTEMP(tprom, dem, 1, 1, TRUE, "Tmean_")
```

Para algunos sectores como las cordilleras ubicadas al norte fue necesario la creación de estaciones meteorológicas ficticias, ya que la cantidad de estaciones con datos de temperatura es muy escasa; por lo tanto, fue necesario emplear los datos de temperatura obtenidos del grillado PISCO v1.0 (Aybar et al., 2017) y WorldClim 2 (Fick & Hijmans, 2017) para esos sectores donde los resultados mostraron una variabilidad bastante fuerte.

### **3.2.3 Para comparar las líneas de congelamiento obtenidas a través de la MAST Y TMAA**

#### **a. Estimación de la LC usando la Temperatura Media Anual de la Superficie Terrestre (MAST)**

La ubicación de la línea de congelamiento fue determinada aplicando herramientas de información geográfica; para ello, de cada una de las imágenes de MAST se extrajeron las áreas que se encuentran  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ , y de esa manera se asignó valores a cada píxel según el cuadro inferior.

**Tabla 10**

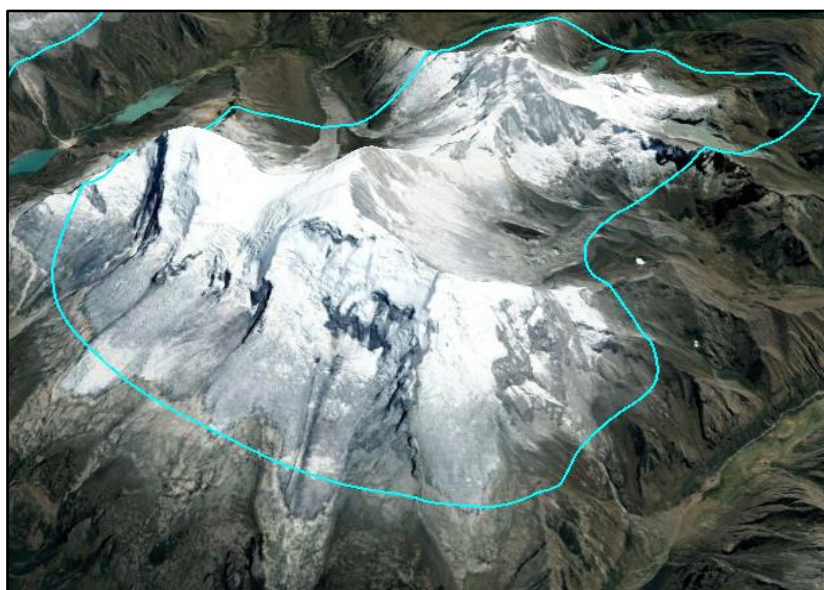
*Nuevos valores asignados a las imágenes MAST.*

<b>Valor MAST (<math>^{\circ}\text{C}</math>)</b>	<b>Valor asignado</b>
MAST $> 0^{\circ}\text{C}$	0
MAST $\leq 0^{\circ}\text{C}$	1

Así se obtuvieron imágenes con valores binarios: aquellas con valores de 1, que representan las superficies con temperaturas iguales o menores a los 0 grados y con valores de 0, y aquellas áreas con temperaturas mayores a los 0 grados. Luego esta imagen fue convertida a un dato vectorial para eliminar todas las áreas con valores iguales a 0. Finalmente, estas áreas remanentes fueron transformadas a líneas y así se obtuvo la línea de congelamiento.

### **Figura 21**

*Vista de la línea de congelamiento usando la MAST*



La altitud de la línea de congelamiento se determinó extrayendo los valores de altitud del DEM MERIT; así se obtuvieron los valores máximos, mínimos y medios de altitud.

#### **b. Estimación de la LC usando la Temperatura Media Anual del Aire (TMAA)**

La ubicación de la línea de congelamiento fue determinada de la misma manera que la estimada con la MAST; para ello, de cada una de las imágenes de TMAA se extrajeron las áreas que se encuentran  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ ; de esta manera, se asignó valores a cada píxel según el cuadro inferior.

**Tabla 11**

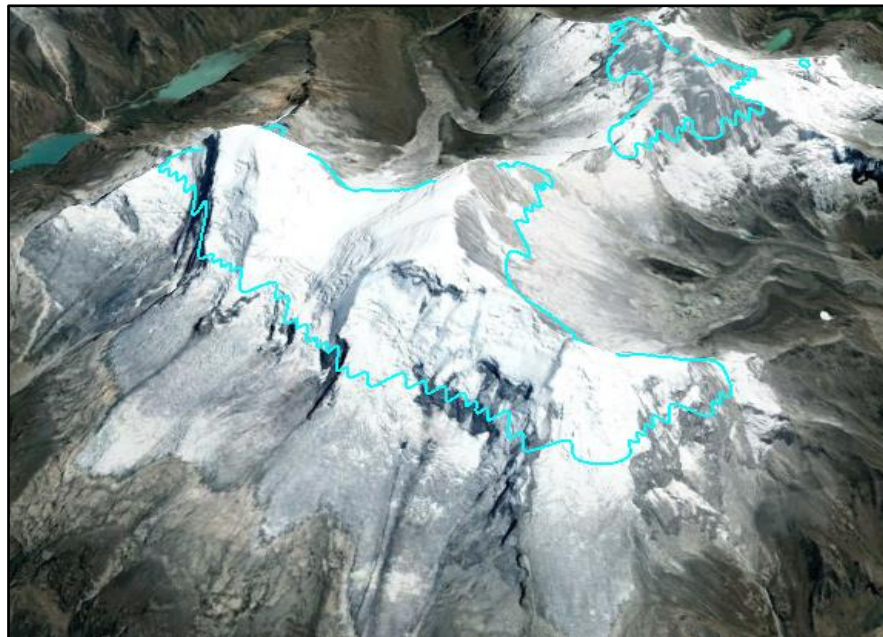
Nuevos valores asignados a las imágenes TMAA

Valor MAST (°C)	Valor asignado
TMAA > 0 °C	0
TMAA ≤ 0 °C	1

Así se obtuvieron imágenes con valores binarios, y se eliminaron todas aquellas áreas con temperaturas mayores a los 0 grados; en este caso, los pixeles tienen los valores de 0. Finalmente, las áreas remanentes fueron transformadas en líneas y, así, se obtuvo la línea de congelamiento.

**Figura 22**

*Vista de la línea de congelamiento usando la TMAA*



La altitud de la LC se determinó extrayendo los valores de altitud del MERIT DEM; así se obtuvieron los valores máximos, mínimos y medios de altitud.

**c. Comparación de la LC obtenidas mediante la TMAA y MAST**

Para la validación de ambas líneas de congelamiento, se emplearon las coberturas de los glaciares de roca, pues estos son indicadores de permafrost y de que la temperatura probablemente se encuentra cerca a los 0°C (Azócar & Brenning, 2010; Delaloye & Echelard, 2019). En cuanto a la calibración de los modelos, se evaluó cada imagen

empleando la validación cruzada de los datos obtenidos, y, así, se escogió aquella línea de congelamiento que poseyera un error medio más bajo (Alzate et al., 2018).

### 3.2.4 Para distinguir la variación espacial y temporal de la cobertura de nieve

Las imágenes de cobertura de nieve (SC) fueron tratadas de manera similar que las imágenes de LST. Se emplearon los paquetes rgdal, gdalUtils y raster. Para poder extraer las capas de información se emplearon las funciones get\_subdatasets y gdal\_translate, y posteriormente se creó un bucle para extraer la capa de información a todos los archivos (Bivand, 2019; Greenberg & Mattiuzzi, 2018; Hijmans, 2015).

#### Figura 23

*Script para extraer la SC de los productos MOD11A2*

```
library(gdalUtils)
library(rgdal)
library(raster)
rast <- raster("C:/MODIS_SC_MOD10A2/2016/SC_2016.tif")
plot(rast)

#Bucle para convertir archivos masivos
setwd("C:/MODIS_SC_MOD10A2/2016")
files <- dir(pattern = ".hdf")
files

filename <- substr(files,10,23)
filename <- paste0("SC",filename, ".tif")
filename

#Función
i <- 1
for (i in 1:184){
  sds <- get_subdatasets(files[i])
  gdal_translate(sds[1],dst_dataset = filename[i])
}
```

Luego estos archivos fueron ordenados en una carpeta y se determinó la cobertura anual de la nieve por cada año siguiendo la metodología descrita por Cogliati et al. (2015). La cobertura de nieve fue tratada de dos maneras para la obtención de los resultados.

#### a. Para la variación espacial de la SC

La variación espacial de la cobertura de nieve se analizó empleando tres variables topográficas obtenidas del MERIT DEM (rango altitudinal, pendiente y orientación). La clasificación de orientación se realizó de acuerdo con la Tabla 12.

**Tabla 12***Reclasificación de la orientación de la SC*

<b>Orientación en grados</b>	<b>Tipo de orientación</b>
$0 \leq \text{Orientación} < 22.5$	Norte (N)
$22.5 \leq \text{Orientación} < 67.5$	Noreste (NE)
$67.5 \leq \text{Orientación} < 112.5$	Este (E)
$112.5 \leq \text{Orientación} < 157.5$	Sureste (SE)
$157.5 \leq \text{Orientación} < 202.5$	Sur (S)
$202.5 \leq \text{Orientación} < 247.5$	Suroeste (SW)
$247.5 \leq \text{Orientación} < 292.5$	Oeste (W)
$292.5 \leq \text{Orientación} < 337.5$	Noroeste (NW)
$337.5 \leq \text{Orientación} < 360$	Norte (N)

Para el caso del rango de altitud se han considerado rangos desde la altitud mínima cada 500 metros; en cuanto a las pendientes se han determinado 8 rangos de pendientes cada una clasificada según Camino et al. (2018).

**Tabla 13***Clasificación de pendientes aplicado a la SC.*

<b>Pendiente (%)</b>	<b>Tipo de relieve</b>
0 – 2	Plano
2 – 4	Ligeramente ondulada
4 – 8	Moderadamente ondulada
8 -15	Fuertemente ondulada
15 - 25	Moderadamente quebrada
25 – 50	Ligeramente escarpada
50 – 75	Moderadamente escarpada
> 75	Fuertemente escarpada

*Nota.* Fuente: modificado de Camino et al. (2018)

## b. Para la variación temporal de la SC

El análisis para la variación temporal de la SC se realizó aplicando pruebas de tendencia a través de todos los años evaluados; para esto se utilizó el método de Sen (Sen, 1968) aplicado a cada píxel de nieve mediante la siguiente ecuación:

$$\beta = \text{Median} \left( \frac{x_j - x_k}{j - k} \right), \forall j > k$$

Donde  $x_j$  y  $x_k$  representan los valores de nieve en los tiempos  $j$  y  $k$  respectivamente, un  $\beta < 0$  indica una tendencia negativa y un  $\beta > 0$  indica una tendencia positiva. La prueba de Mann-Kendall se empleó para evaluar la significación estadística de las tendencias. Esta prueba se ha aplicado en diversos estudios sobre tendencias hidrometeorológicas y otras series temporales ambientales (Aguilar et al., 2019; Jorge & Herms, 2015; Ran et al., 2011).

### 3.2.5 Para correlacionar la presencia de la cobertura de nieve y la LC

Se evaluó la relación entre la presencia de la cobertura de nieve y la línea de congelamiento siguiendo la metodología descrita por François et al. (1999). Esta metodología establece que ambos datos serán evaluados mediante regresión lineal. Para ello, se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson como prueba de bondad de ajuste, coeficiente definido por la siguiente expresión:

$$r_{xy} = \frac{\sum Z_X Z_Y}{N}$$

Donde  $r_{xy}$  tiene valores que oscilan de 0 a 1, 1 significa un alto grado de correlación y 0 significa que ambas variables son independientes.

## 3.3 Métodos y técnicas de percepción remota

- **Reproyección cartográfica.** Transformación del sistema de coordenadas de los productos MODIS en proyección sinusoidal a coordenadas geográficas.
- **Construcción de mosaico a partir de los productos ráster.** Unión de productos ráster pertenecientes a diferentes sectores que cubren el área de estudio para construir una imagen única de toda el área.
- **Análisis visual y reclasificación.** Análisis de las subcapas de información contenidas en los diferentes productos ráster, para extracción de la capa de información necesaria para ejecutar el estudio.
- **Evaluación de calidad pixel a pixel.** Control de calidad de los valores por cada píxel obtenido por los sensores remotos, empleando la subcapa de información Quality Assessment de los productos ráster.

- **Algebra de mapas.** Cálculo del promedio anual de la temperatura superficial terrestre y del aire a partir de los productos ráster.
- **Interpolación de datos in situ y datos ráster.** Obtención de la ecuación de regresión para la predicción de los valores de temperatura para toda el área de estudio, a partir de los datos de temperatura proveídos por estaciones meteorológicas y variables topográficas a partir del MERIT DEM.
- **Análisis multitemporal de imágenes.** Comparación de valores obtenidos por cada año de estudio, para obtener la tendencia existente en los valores de temperatura y la línea de congelamiento.
- **Conversión de datos ráster a información vectorial.** Transformación de los productos ráster a información vectorial para facilitar su manejo en la obtención de resultados.

### **3.4 Población y muestra de estudio**

#### **3.4.1 Población**

La población estuvo constituida por las zonas de alta montaña en las que, por sus condiciones fisiográficas, podría existir permafrost, delimitada por la región andina entre los 7° S y 20° S, por encima de los 1000 m s.n.m. Esta región también incluye el altiplano sudamericano (15° y 21°S) y el lago Titicaca que se encuentra en esta llanura.

#### **3.4.2 Unidad de análisis o muestra**

La muestra estuvo comprendida por la cordillera de los Andes de Perú, la cual se encuentra ubicada entre los 7° S y 18° S, con una extensión de 5300 km aproximadamente, tiene valores altitudinales entre los 1800 y 6757 m s.n.m., y se encuentra constituida por 20 cordilleras distribuidas en los sectores norte, centro y sur del Perú, donde por sus características fisiográficas podría existir permafrost.

### **3.5 Técnicas e instrumentos de recolección de datos e información**

**Tabla 14**

*Técnicas e instrumentos de recolección de datos*

<b>TÉCNICAS</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>	<b>INSTRUMENTOS EMPLEADOS</b>
Observación indirecta	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Ubicación de las estaciones meteorológicas empleadas en el estudio, para observar si son comparables dependiendo de las características fisiográficas de la zona en que se encuentran.</li> <li>➤ Visualización de la temperatura superficial terrestre en función a los rangos altitudinales para observar el gradiente de cambio en la temperatura superficial en función del incremento de altitud.</li> </ul>	Análisis visual de imágenes satelitales y productos ráster.
Análisis de documentos	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Adaptación metodológica a nuestro entorno de modelos de regionalización empleados en América Latina y Europa.</li> <li>➤ Adquisición de registros históricos de temperatura del aire a nivel nacional.</li> <li>➤ Comparación de resultados obtenidos con resultados encontrados en diferentes estudios.</li> <li>➤ Manejo de datos ráster derivados del sensor MODIS y el satélite Terra.</li> </ul>	Artículos científicos. <hr/> Reportes meteorológicos. <hr/> Formato para adquisición de datos. <hr/> Manual de uso para productos MODIS.
Análisis de contenido	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Procesamiento de los datos de temperatura para estimar las posibles áreas que tienen temperaturas por debajo de los 0°C y posteriormente el trazado de la línea de congelamiento y la obtención de sus valores altitudinales.</li> </ul>	Sistemas de Información Geográfica.
Pruebas estadísticas	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Validación de los resultados obtenidos.</li> <li>➤ Comparación en el comportamiento de las variables de cobertura de nieve y línea de congelamiento.</li> <li>➤ Evaluación de tendencia existente en la cobertura de nieve durante el período de estudio.</li> </ul>	Regresión lineal múltiple <hr/> Prueba de Mann Kendall <hr/> Coeficiente de correlación de Pearson <hr/> Error cuadrático medio <hr/> Error medio absoluto

### 3.6 Procesamiento y análisis estadístico de la información

Para desarrollar el procesamiento, análisis e interpretación de la información se emplearon las siguientes pruebas estadísticas:

- Estadística descriptiva: cálculo de promedios, desviación estándar, valores mínimos y máximos para los datos de temperatura y la altitud de la línea de congelamiento.
- Análisis de correlaciones: una vez obtenida la estadística descriptiva de los datos se desarrollaron los supuestos estadísticos (distribución normal de datos) para la aplicación del coeficiente de correlación de Pearson que relaciona la covarianza de dos variables entre la multiplicación de ambas desviaciones estándar. Así, se obtuvieron valores comprendidos entre -1 y 1, siendo -1 una correlación inversa o negativa y 1 indica una correlación perfecta o positiva.
- Análisis predictivo: representada en la ecuación de regresión lineal obtenida para interpolar la temperatura de las estaciones meteorológicas, se identificó como variable de causa a la temperatura medida por las estaciones meteorológicas y la temperatura en cualquier punto del área de estudio como el efecto, empleándose también variables topográficas como la altitud, latitud y longitud para generar los coeficientes de predicción.
- Análisis de tendencias: aplicación de la prueba estadística de tendencia Mann Kendall para los ráster en serie de tiempo de la cobertura de nieve.
- Cálculo de errores y validación estadística de resultados: evaluación del modelo de interpolación para la temperatura del aire, a través del cálculo del error cuadrático medio, error medio absoluto y r cuadrado ajustado.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS

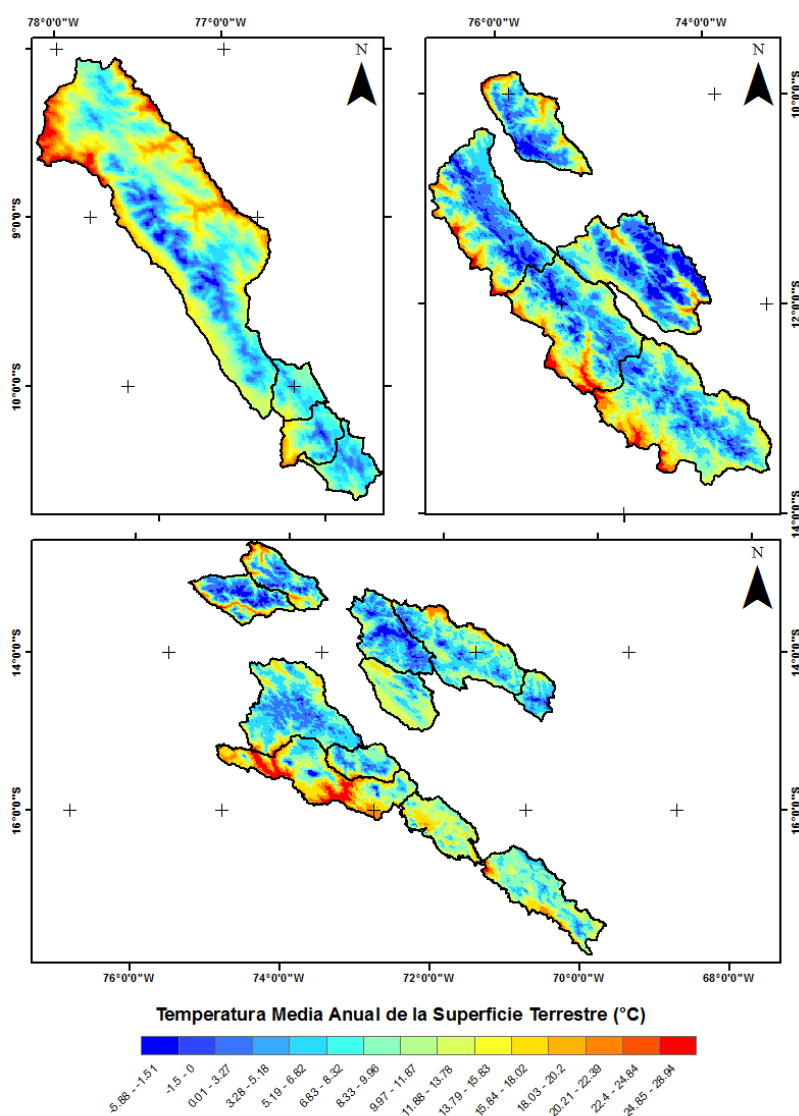
#### 4.1 Estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C

##### 4.1.1 Estimación de la temperatura media anual de la superficie terrestre

La figura 24 muestra la temperatura media anual de la superficie terrestre en las 20 cordilleras del Perú, estimada a partir del análisis de la MAST desde el año 2002 hasta el 2016, teniendo un valor máximo de 28.9°C, valor mínimo -5.9°C y un valor medio de 10.6°C.

**Figura 24**

*MAST durante el período 2002-2016*



*Nota.* Mapa completo en el anexo N°2.

Un análisis más específico se realizó a nivel de cordilleras, de tal manera que se pueda apreciar los valores anteriores pero precisados a nivel de cada cordillera. Esto permite identificar aquellas cordilleras que presentan un MAST por debajo de los 0°C en todos los años que se realizó el estudio (período 2002-2016). El análisis arrojó los siguientes valores, que han sido sistematizados en la tabla 15.

**Tabla 15**

*Valores de la MAST obtenidos por cordillera*

<b>Cordillera</b>	<b>Valor máximo (°C)</b>	<b>Valor Mínimo (°C)</b>	<b>Valor medio (°C)</b>	<b>Desviación estándar (°C)</b>
Blanca	28.9	-5.9	11.2	5.8
Huallanca	17.9	2.3	8.5	2.4
Huayhuash	24.0	-2.7	9.3	5.0
Raura	22.3	-0.8	7.3	2.8
Huagoruncho	23.9	-1.2	10.5	3.8
La Viuda	25.5	2.5	11.1	1.9
Central	27.2	-0.8	10.9	4.1
Huaytapallana	25.2	-0.9	9.1	3.4
Chonta	26.6	2.6	11.2	3.6
Ampato	28.4	-4.2	14.6	4.9
Vilcabamba	24.9	-3.8	9.3	4.9
Urubamba	23.4	-0.1	10.8	4.5
Huanzo	24.8	1.6	9.6	2.8
Chila	23.5	2.9	10.3	2.9
La Raya	16.3	2.7	11.1	1.9
Vilcanota	18.1	-5.2	7.7	2.9
Carabaya	22.3	-0.9	10.2	2.9
Apolobamba	17.3	0.1	8.9	2.5
Volcánica	19.4	4.6	12.3	2.0
Barroso	28.1	4.3	11.3	2.8

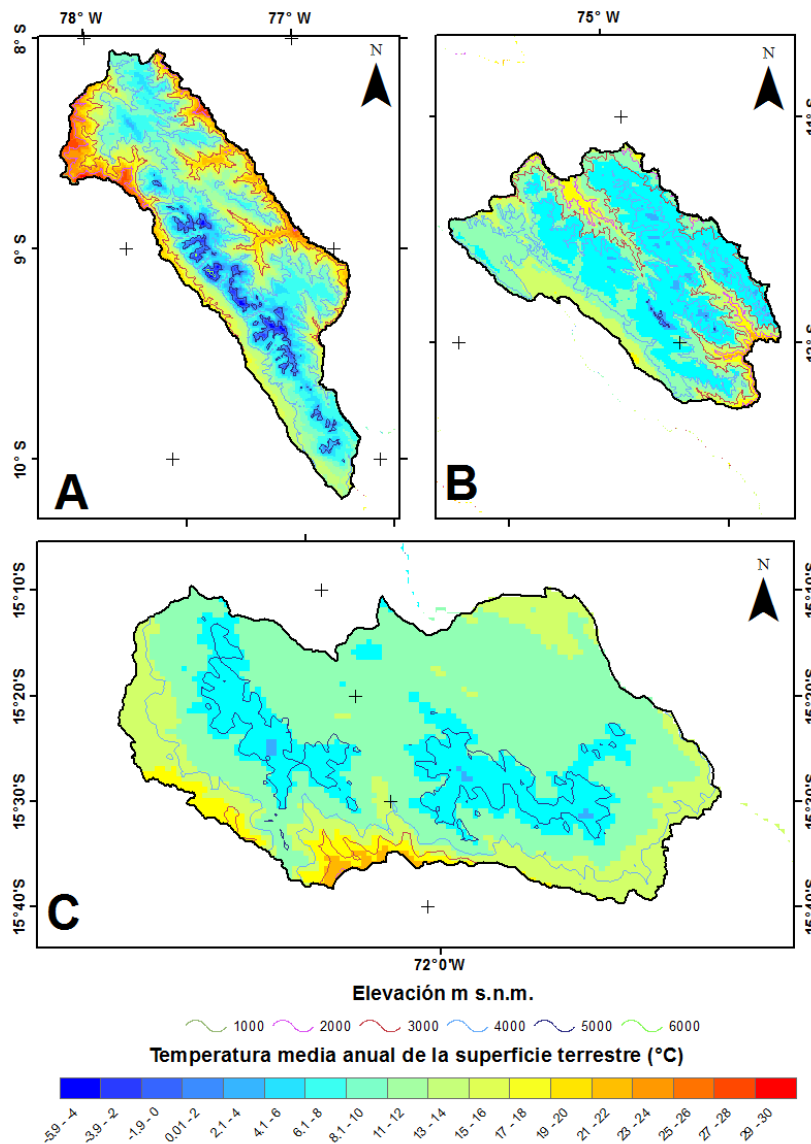
Como se puede apreciar, existen varias cordilleras que presentan una MAST con valores mínimos positivos. Esto indica que en las cordilleras Huallanca, La Viuda, Chonta, Huanzo, Chila, La Raya, Apolobamba, Volcánica y Barroso el trazado de la línea de congelamiento basada en la MAST no se podrá realizar, pues no existen zonas con temperaturas debajo de los 0°C. Sin embargo, al analizar los valores que obtiene la MAST en otras cordilleras, se logra observar temperaturas negativas comprendidas entre los -5.9 y los -0.1°C. Por ejemplo, la cordillera Blanca presenta valores entre -5.9 y 28.9 °C, lo cual implica que el grado de dispersión de los datos sea mayor con respecto a su media y que está fundamentado en el valor 5.8 que obtiene la desviación estándar. Por otro lado, las

cordilleras La Viuda y La Raya presentan un menor grado de dispersión en sus datos (desviación estándar igual a 1.9), ya que su rango de valores se encuentra más próximo.

En cuanto al análisis de la MAST en función de la altitud, se puede apreciar que la relación altitud-temperatura muestra un comportamiento inversamente proporcional, lo cual demuestra que, al aumentar la altitud, los valores de temperatura disminuyen. Sin embargo, la temperatura superficial también está determinada por el tipo de cobertura, la pendiente y orientación del suelo, como señala Galve et al. (2008).

**Figura 25**

*MAST en función a la altitud: A: MAST en la cordillera Blanca (Norte), B: MAST en la cordillera Huaytapallana (Centro) y C: MAST en la cordillera Chila (Sur)*



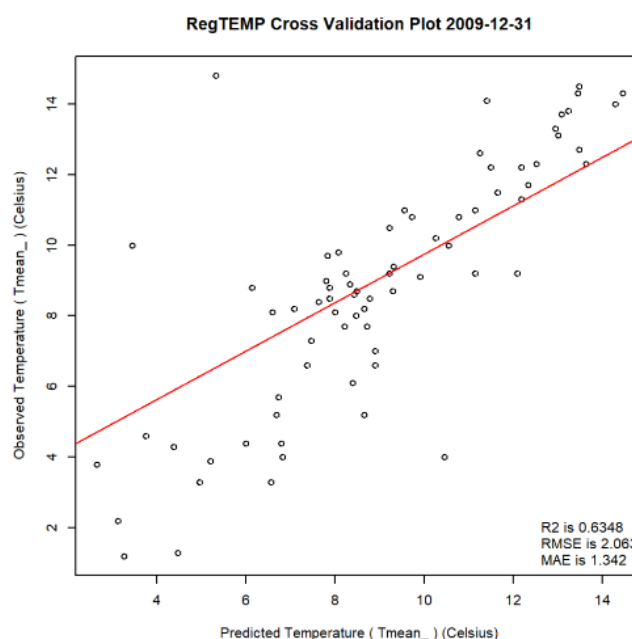
La figura 25 muestra el comportamiento de la MAST en función de la altitud para tres cordilleras del Perú, donde los valores MAST que se encuentran por debajo de los 0°C se ubican en altitudes por encima de los 4500 m s.n.m., mientras que en áreas con una altitud de 4000 m s.n.m. o menos, la MAST se incrementa y alcanza valores comprendidos entre los 13 y 30 °C (este último se aprecia entre los 1000 y 2000 m s.n.m.) (para más detalle sobre la MAST en las demás cordilleras dirigirse al anexo 4). También podemos apreciar que hay una fuerte relación entre la cobertura glaciaria y la MAST, pues la cordillera Blanca es la que mayor área glaciaria posee a nivel del Perú (INAIGEM, 2018), y de acuerdo con el análisis los valores obtenidos de la MAST, esta es la cordillera que temperaturas más bajas tiene; en cambio, esto no ocurre en cordilleras con una cobertura glaciaria pequeña, tal y como sucede con la cordillera Chila.

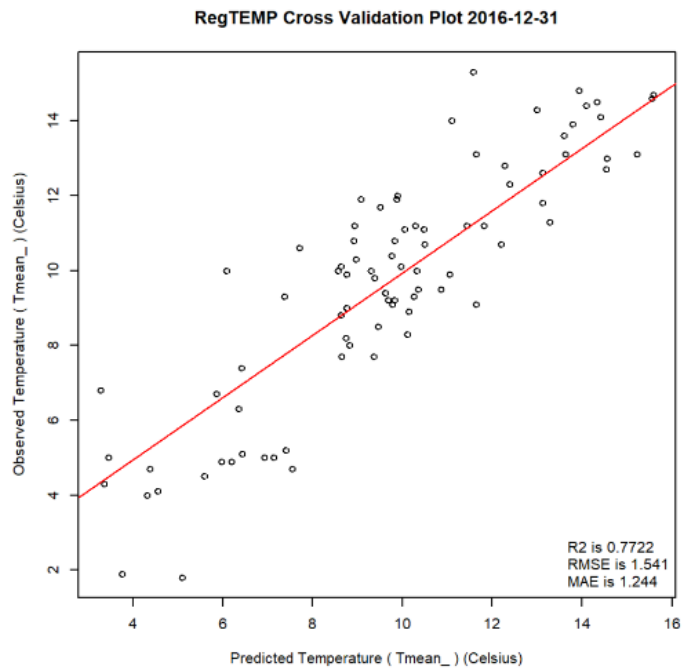
#### 4.1.2 Estimación de la temperatura media anual del aire (TMAA)

Al desarrollar la validación estadística de la temperatura en las cordilleras del sur se obtiene un valor de  $R^2$  de 0.61 hasta 0.87, lo cual señala una concordancia positiva entre la temperatura predicha y la obtenida por las estaciones meteorológicas. Asimismo, la validación cruzada muestra un error medio absoluto que va desde 0.88 hasta 1.3 °C, y el error cuadrático medio presenta valores que fluctúan de 1.17 a 2.06, mostrando una baja variación en los datos ajustados.

#### Figura 26

*Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMMA para las cordilleras del Sur*



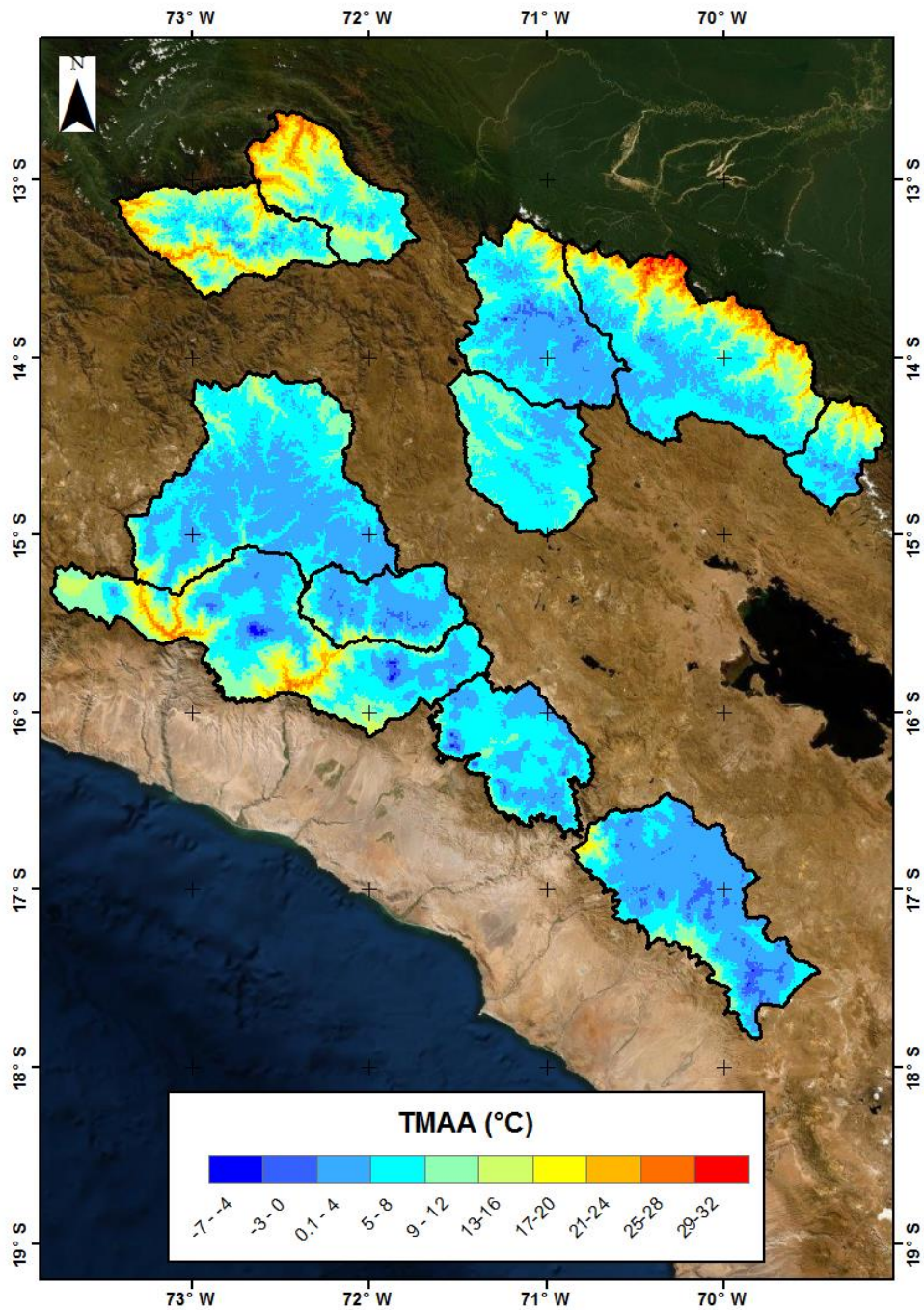


La variación de la TMAA, a diferencia de la MAST, sí tiene valores por debajo de los 0°C en todas las cordilleras del Perú. Esta variación en la estimación de la temperatura radica en la obtención de ambos datos, como se aprecia en el apartado de la discusión de resultados.

En la figura 27, se muestran los valores de la TMAA que presentan las cordilleras del sur; y alcanzan un valor medio de 7°C, un valor mínimo cercano a -7.1°C y un máximo de 30.2°C. La validación de estos datos se realizó por año y, como se aprecia en la figura 25, el grado de correlación entre los valores de temperatura predichos y observados es cercana a 1, lo cual indica que los valores de temperatura regionalizados no han sido colocados al azar, sino que responden a los valores de temperatura registrados por las estaciones meteorológicas. Las validaciones cruzadas año por año se detallan en el anexo N°5 correspondiente a las cordilleras del sur.

**Figura 27**

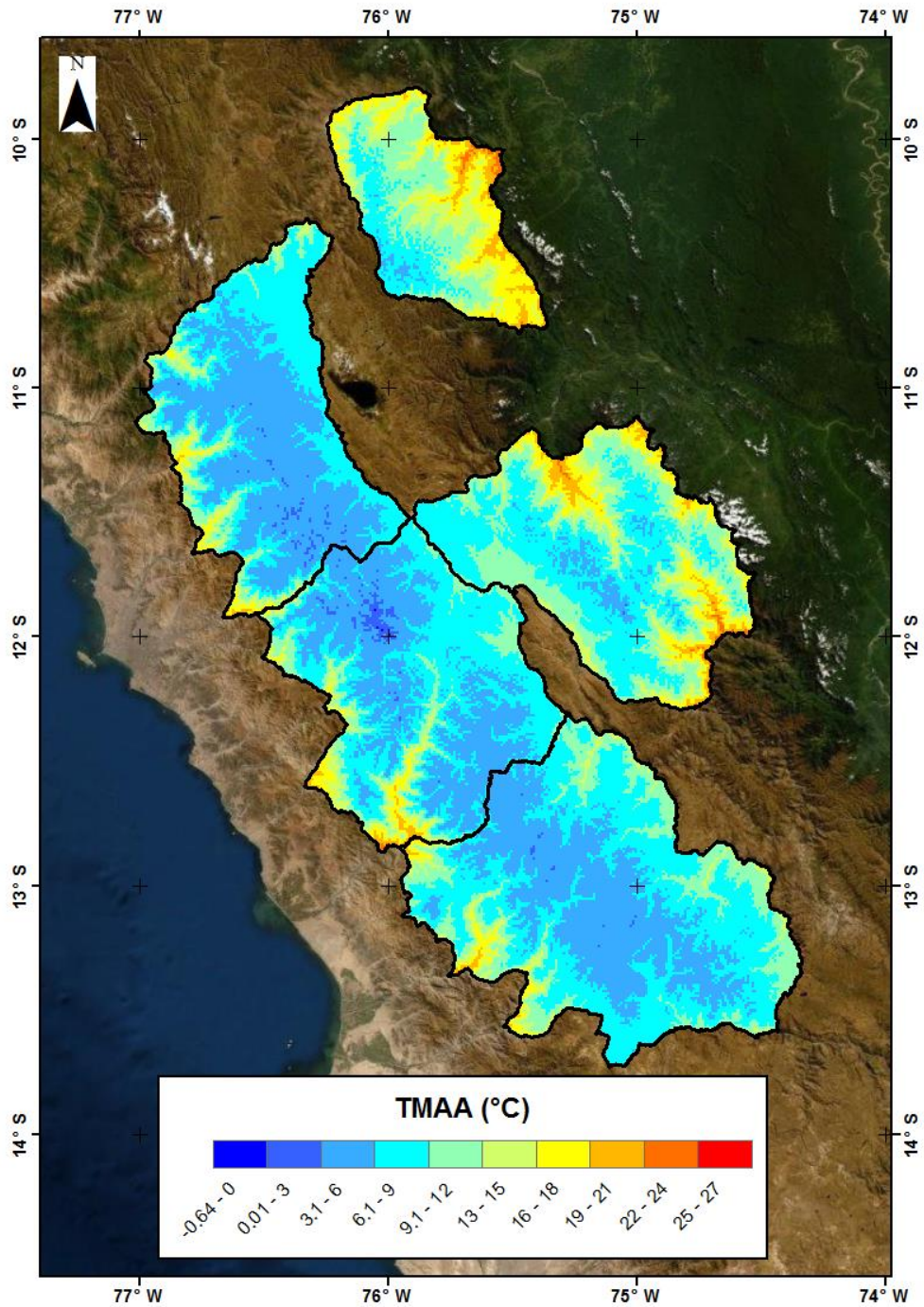
*TMAA de las cordilleras ubicadas al sur del Perú*



Para las cordilleras del sector centro se han obtenido los valores de TMAA, los cuales muestran un valor medio de 8.5 °C, un mínimo de -0.64 °C y un máximo de 27°C. En la figura inferior, podemos apreciar la variación de estas temperaturas a lo largo de las cordilleras del centro.

**Figura 28**

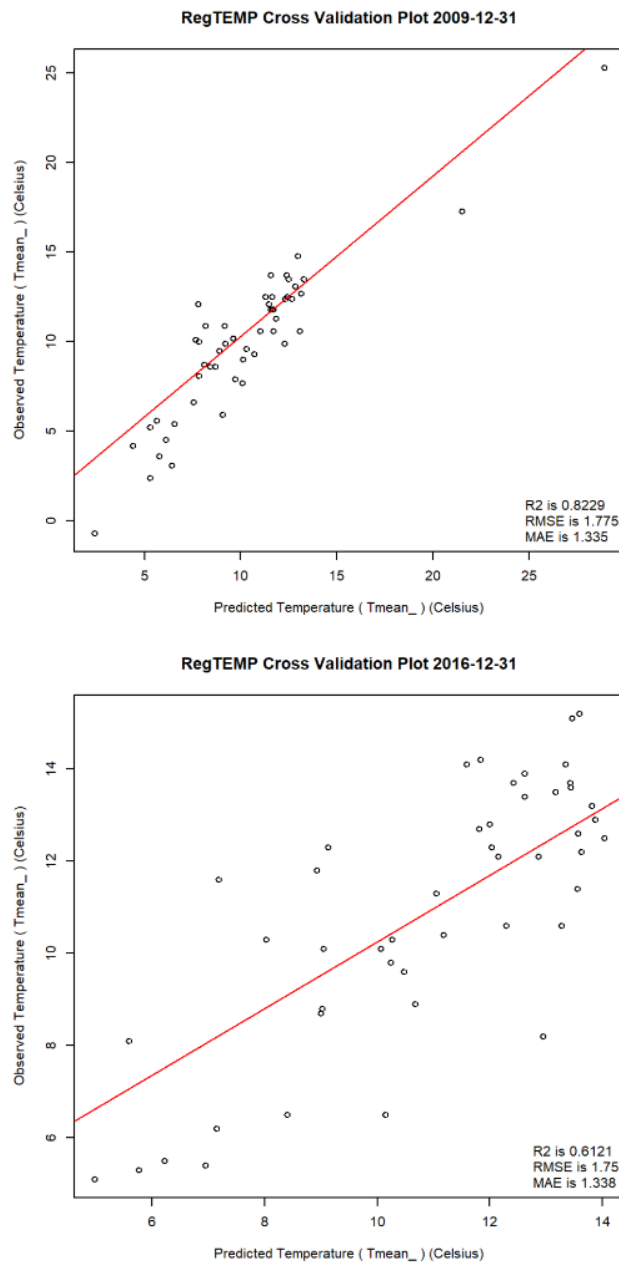
TMAA de las cordilleras ubicadas en el centro del Perú



Similar al caso anterior la validación de los datos de TMAA fueron ajustados mediante validación cruzada. A continuación, se muestran algunos valores de la validación realizada para las cordilleras del centro (ver anexo 4 para más detalle).

**Figura 29**

*Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMAA para las cordilleras del Centro*



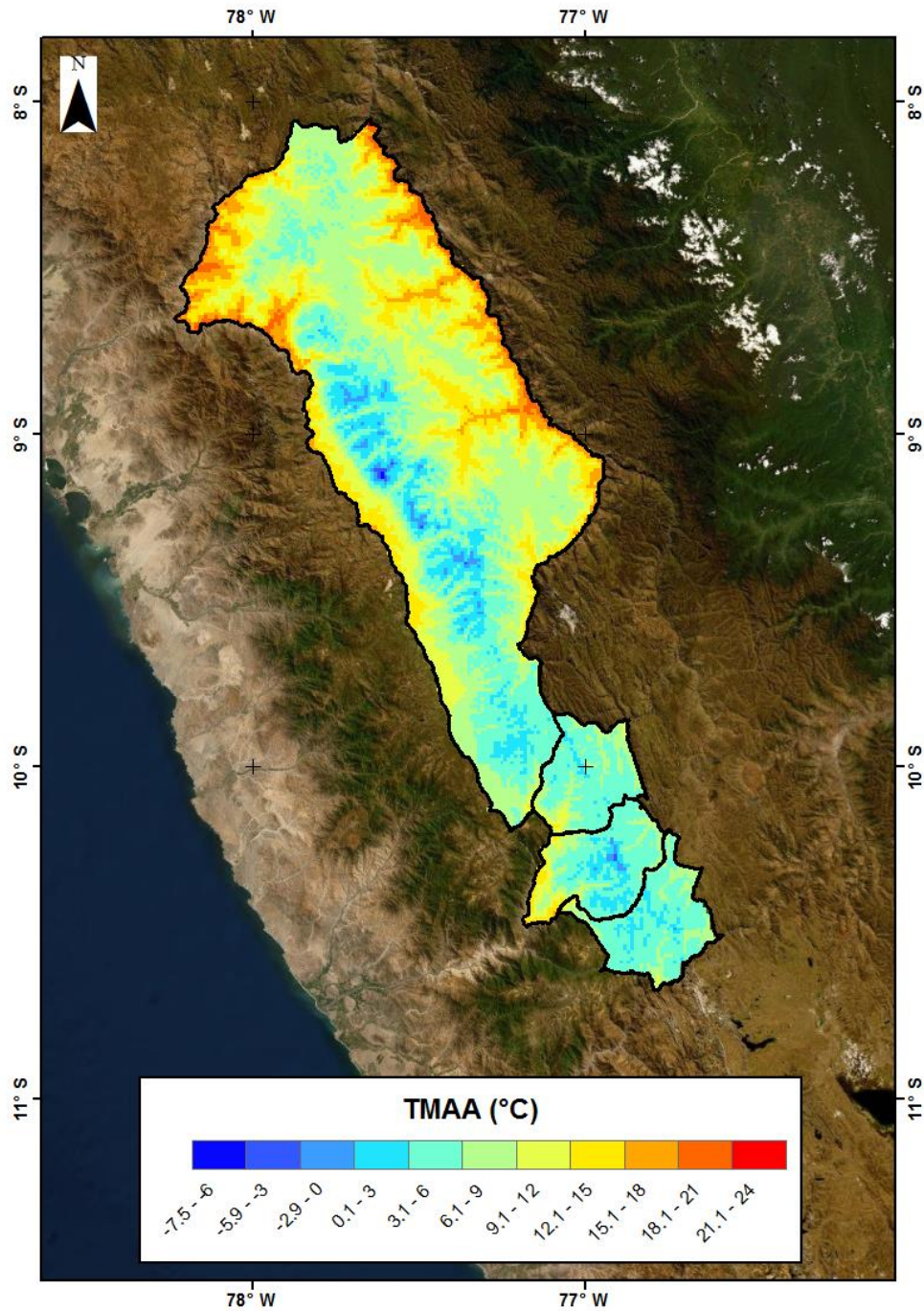
La validación estadística obtuvo un valor de  $R^2$  comprendido entre 0.61 y 0.87, lo cual señala una concordancia positiva entre la temperatura predicha y la obtenida por las estaciones meteorológicas. Asimismo, la validación cruzada muestra un error medio absoluto que va desde 1.1 hasta 1.4 °C, y el error cuadrático medio presenta valores que fluctúan entre 1.43 y 1.89, mostrando una baja variación en los datos ajustados.

Para las cordilleras del sector norte se han obtenidos los valores de TMAA, que muestran un valor medio de 15.5 °C, un mínimo de -7.5 °C y un máximo de 24 °C. En la

figura 30, podemos apreciar la variación de estas temperaturas a lo largo de las cordilleras del centro.

### Figura 30

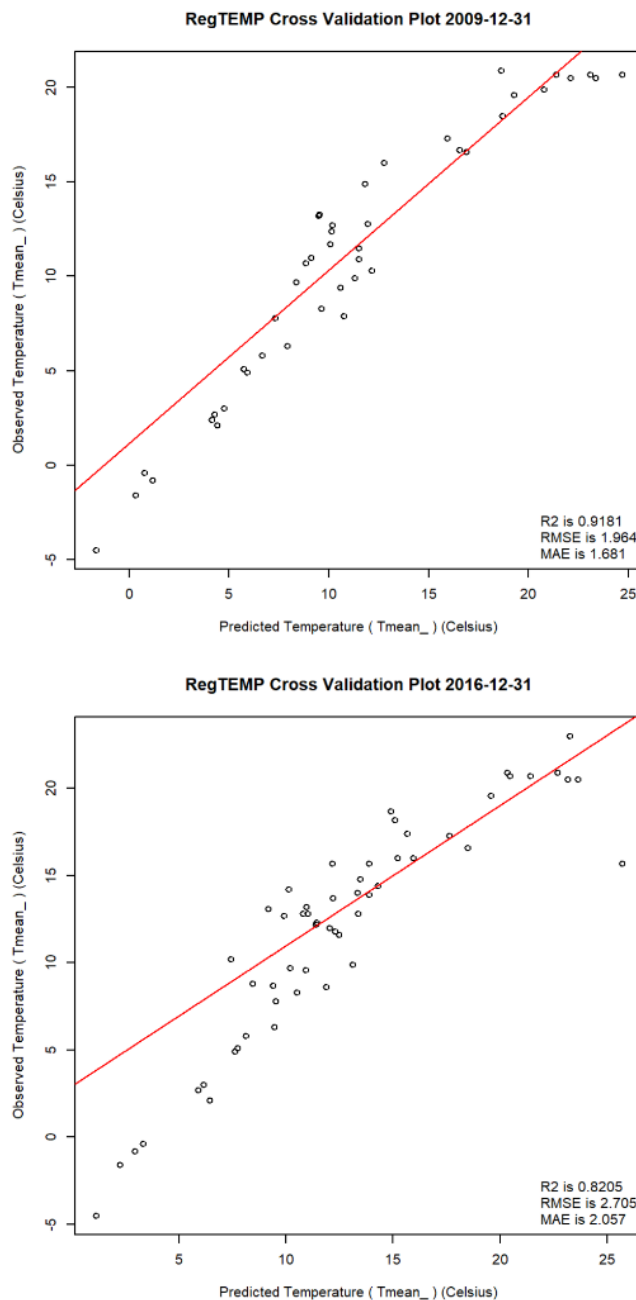
*TMAA de las cordilleras ubicadas en el norte del Perú*



Como en los casos anteriores la validación del modelo de interpolación de la TMAA se realizó año a año. (Ver anexo 5 para todas las validaciones).

**Figura 31**

*Validación cruzada del modelo de interpolación de la TMAA para las cordilleras del Norte*



La validación estadística obtuvo un valor de  $R^2$  comprendido entre 0.82 y 0.95, lo cual señala una concordancia positiva entre la temperatura predicha y la obtenida por las estaciones meteorológicas. Asimismo, la validación cruzada muestra un error medio absoluto que va desde 1.1 hasta 1.4 °C, y el error cuadrático medio presenta valores que fluctúan entre 1.43 y 1.89, y con ello muestran una baja variación en los datos ajustados.

A partir del análisis de la TMAA, desde el año 2002 hasta el 2016, esta tiene un valor máximo de 30.9°C, valor mínimo -7.5°C y un valor medio de 8.03°C.

**Tabla 16***Valores de la TMAA obtenidos por cordillera*

<b>Cordillera</b>	<b>Valor máximo (°C)</b>	<b>Valor Mínimo (°C)</b>	<b>Valor promedio (°C)</b>	<b>Desviación estándar (°C)</b>
Blanca	22.4	-7.5	8.7	4.2
Huallanca	12.9	1.6	5.7	1.9
Huayhuash	17.8	-4.3	5.7	3.4
Raura	15.1	-0.1	5.1	1.8
Huagoruncho	23.9	3.2	12.7	3.9
La Viuda	20.9	1.6	6.8	2.9
Central	22.5	-0.6	7.3	3.2
Huaytapallana	22.9	2.7	10.5	3.7
Chonta	21.9	2.3	7.5	2.8
Ampato	27.1	-7.1	8.3	5.6
Vilcabamba	28.8	-5.2	11.9	5.9
Urubamba	29.4	-1.1	12.9	6.2
Huanzo	23.4	-0.1	4.9	3.0
Chila	19.7	-2.1	4.4	3.2
La Raya	12.1	-0.3	16.5	2.0
Vilcanota	27.2	-5.0	5.3	4.4
Carabaya	30.9	-2.0	9.6	7.0
Apolobamba	24.4	-2.3	8.5	5.5
Volcánica	10.9	-5.5	4.8	2.2
Barroso	22.1	-4.4	3.6	3.3

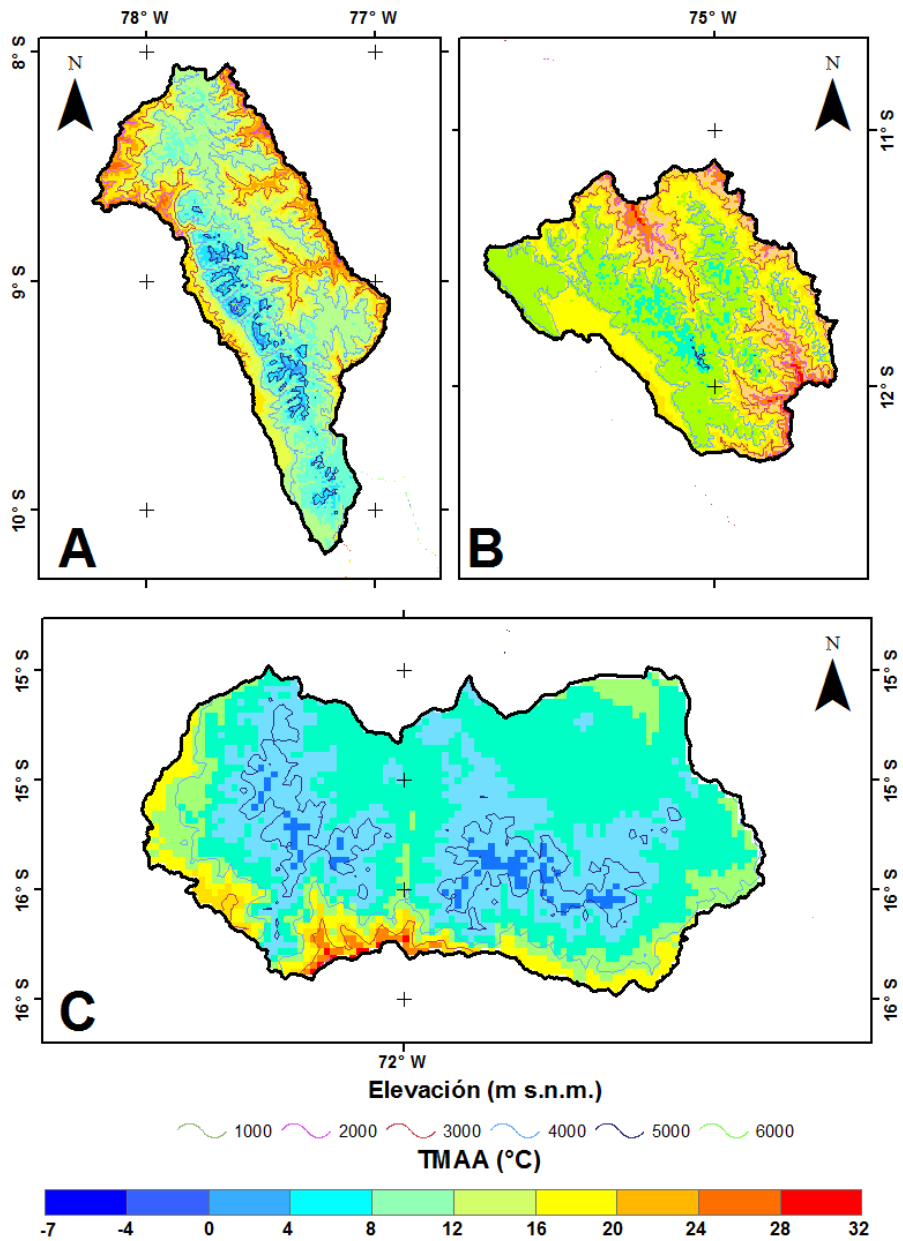
Como se puede apreciar en la tabla 16, existen algunas cordilleras que presentan una TMAA con valores mínimos positivos; esto indica que en las cordilleras Chonta, Huaytapallana, La Viuda, Huagoruncho y Huallanca el trazado de la línea de congelamiento basada en la TMAA no se podrá realizar, pues no existen zonas con temperaturas bajo los 0°C. Sin embargo al analizar los valores que obtiene la TMAA en otras cordilleras, se logra observar temperaturas negativas comprendidas entre los -7.5 y los -0.1°C, con temperaturas positivas que llegan hasta los 30 °C, como es el caso de las cordilleras Carabaya y Urubamba, lo cual implica que el grado de dispersión de los datos sea mayor con respecto a las demás cordilleras y que está fundamentado en el valor 7.0 y 6.2 que obtiene la desviación estándar. Por otro lado, las cordilleras Huallanca y Raura presentan un menor grado de variación en sus datos (desviación estándar igual a 1.9 y 1.8, respectivamente), ya que el rango de sus valores es menor, pues tampoco son ámbitos muy extensos.

Del análisis de la TMAA en función de la altitud, se obtuvo que las temperaturas más frías se presentan por encima de los 5000 m s.n.m.; ya que a estas altitudes la temperatura desciende cerca de los 0°C, demostrándose, así, que la temperatura tiene una fuerte relación con las variables que se han empleado en su estimación, tal y como se puede

evidenciar en los estudios hechos por Rauthe et al. (2013) en Europa y por otros investigadores (Pepin et al., 2015).

**Figura 32**

*TMAA en función a la altitud: A: TMAA en la cordillera Blanca (Norte), B: TMAA en la cordillera Huaytapallana (Centro) y C: TMAA en la cordillera Chila (Sur)*



## 4.2 Aproximación de la línea de congelamiento

### 4.2.1 Línea de congelamiento empleando la MAST

Los resultados presentados en la tabla 17 muestran que la línea de congelamiento está presente en 11 de las 20 cordilleras de nuestro país, pues como se aprecia en los resultados de MAST en 9 cordilleras no se encontraron temperaturas medias negativas o igual a 0°C.

Por lo tanto, según la MAST calculada, la línea de congelamiento se ubica a una altitud promedio de 5260 m s.n.m., la cual es menor en la cordillera Huagoruncho, con un valor medio de 4824 m s.n.m., y mayor en la cordillera Ampato, con un valor medio de 5763 m s.n.m. A continuación, se muestra la lista de altitudes máximas, mínimas y medias en las cuales se encuentra la línea de congelamiento.

**Tabla 17**

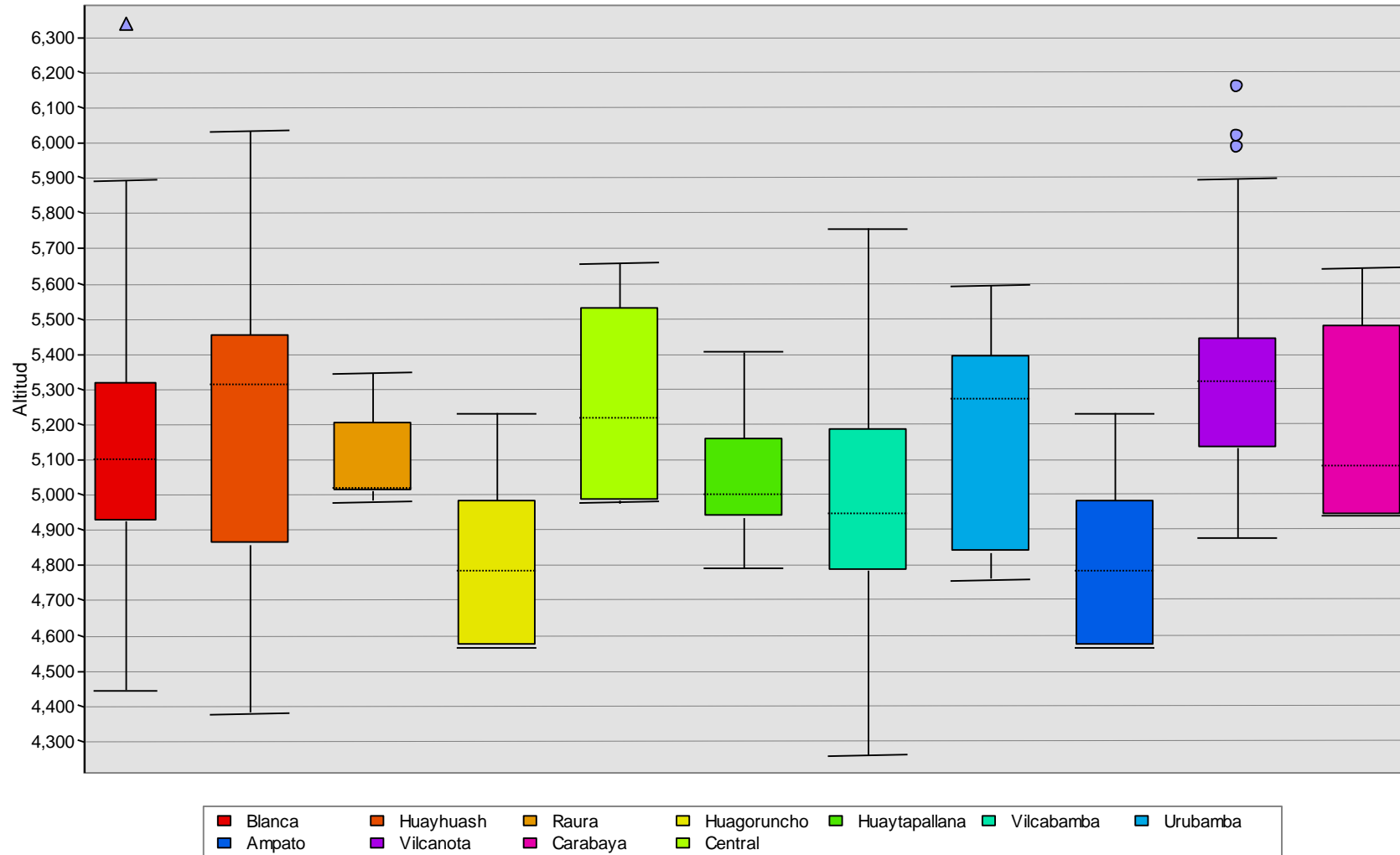
*Altitudes de la línea de congelamiento según la MAST*

<b>Cordillera</b>	<b>Altitud máxima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud mínima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud media (m s.n.m.)</b>
Blanca	6340	4446	5128
Huayhuash	6034	4376	5231
Raura	5344	4976	5086
Huagoruncho	5233	4564	4824
Central	5656	4980	5249
Huaytapallana	5406	4791	5046
Vilcabamba	5757	4259	4994
Urubamba	5591	4756	5169
Ampato	6362	5231	5763
Vilcanota	6157	4878	5317
Carabaya	5644	4943	5185
<b>Promedio</b>	<b>5775</b>	<b>4745</b>	<b>5260</b>

Para precisar con mayor claridad los valores de altitud que toma la línea de congelamiento, se ha elaborado un diagrama donde se puede visualizar el comportamiento de estas variaciones, en función de los cuartiles calculados para cada cordillera (ver figura 33).

**Figura 33**

*Diagrama de caja que indica la variación altitudinal de la línea de congelamiento*



En la figura 32, se puede apreciar las fluctuaciones que experimenta la línea de congelamiento en las diferentes cordilleras. Los valores de altitud más resaltantes son aquellos que presentan las cordilleras Blanca y Vilcanota, ya que se pueden apreciar valores atípicos que se encuentran fuera del diagrama. Estos valores atípicos corresponden a ciertos errores en la toma de datos del sensor causados por la presencia de nubes o también puede deberse al cambio de la cobertura del suelo; en este caso, siendo superficies que se encuentran cercanas a los 6000 m s.n.m., podrían deberse al cambio en la cobertura de nieve que cubre a los glaciares.

#### 4.2.2 Línea de congelamiento empleando la TMAA

La línea de congelamiento trazada empleando la TMAA, obtuvo los resultados positivos, lográndose trazar la línea para las 20 cordilleras del Perú. Estos resultados muestran una buena calidad en las cordilleras del sur debido a la disponibilidad de información meteorológica, en cambio en las demás cordilleras se pueden presentar valores con ciertos comportamientos atípicos por el uso de datos provenientes de los grillados PISCO y WorldClim. A continuación, se muestra la altitud máxima, mínima y media que alcanza la línea de congelamiento en las distintas cordilleras del Perú.

**Tabla 18**

*Altitudes de la línea de congelamiento según la TMAA*

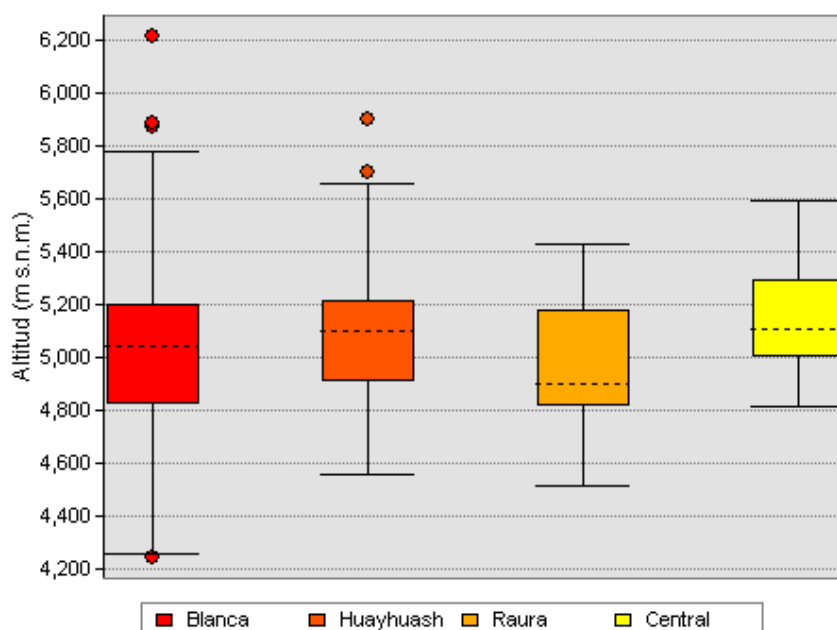
<b>Cordillera</b>	<b>Altitud máxima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud mínima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud media (m s.n.m.)</b>
Blanca	6213	4244	5023
Huallanca	-	-	-
Huayhuash	5900	4559	5084
Raura	5427	4517	4954
Huagoruncho	-	-	-
La Viuda	-	-	-
Central	5592	4817	5152
Huaytapallana	-	-	-
Chonta	-	-	-
Ampato	5689	4274	4925
Vilcabamba	5715	4368	5021
Urubamba	5626	4511	4959

<b>Cordillera</b>	<b>Altitud máxima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud mínima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud media (m s.n.m.)</b>
Huanzo	5318	4679	5000
Chila	5389	4349	4964
La Raya	5295	4679	4977
Vilcanota	5666	4310	5020
Carabaya	5269	4526	4943
Apolobamba	5830	4450	5149
Volcánica	5369	4444	4861
Barroso	5393	4372	4779
<b>Promedio</b>	<b>5579</b>	<b>4473</b>	<b>5026</b>

De la tabla 18, se observa que la altitud de la línea de congelamiento para la cordillera de los Andes de Perú se ubica a una altitud media de 5026 m s.n.m. Sin embargo, este valor es referencial y varía según la cordillera que se esté estudiando. Para apreciar mejor esta variación se ha realizado un diagrama de cajas presentado en la figura 34, donde se puede observar los distintos valores que toma la línea de congelamiento en función a la altitud.

**Figura 34**

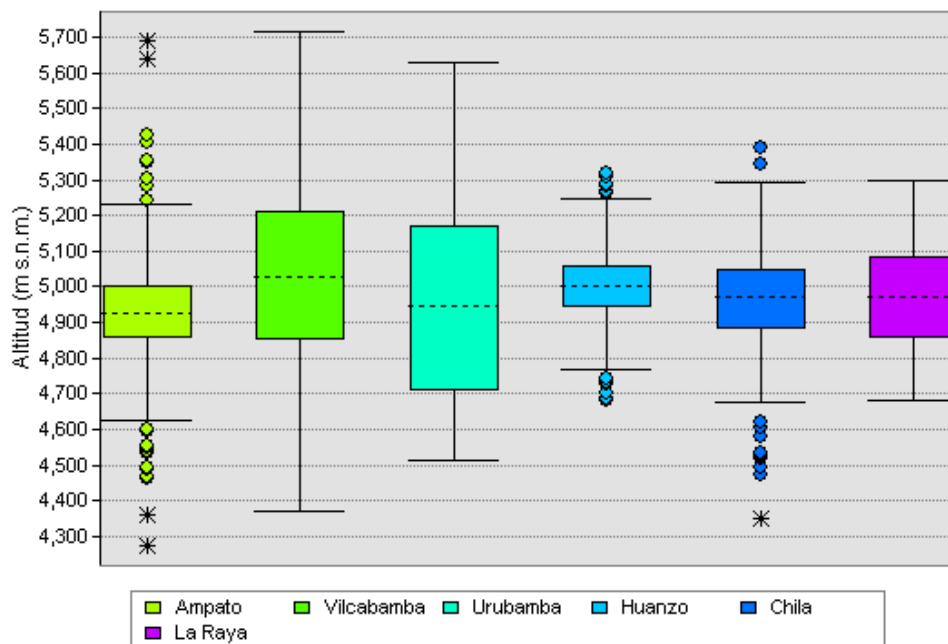
*Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de congelamiento en las cordilleras del sector norte y centro*



En la figura 33, se muestra las fluctuaciones que experimenta la altitud a la cual se encuentra la línea de congelamiento, si bien los valores son variables la media de los datos de altitud no varía demasiado de una a otra cordillera. Únicamente podemos apreciar la existencia de valores fuera de los rangos en la cordillera Blanca y Huayhuash; para la primera cordillera, existen 4 valores fuera de los valores comunes, y para la cordillera Huayhuash, 2 valores fuera de los rangos. Estos valores pueden responder a la variación de la TMAA en estas cordilleras asociada a la topografía que se presenta en estas cordilleras.

**Figura 35**

*Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de congelamiento en las cordilleras del sector sur-1*



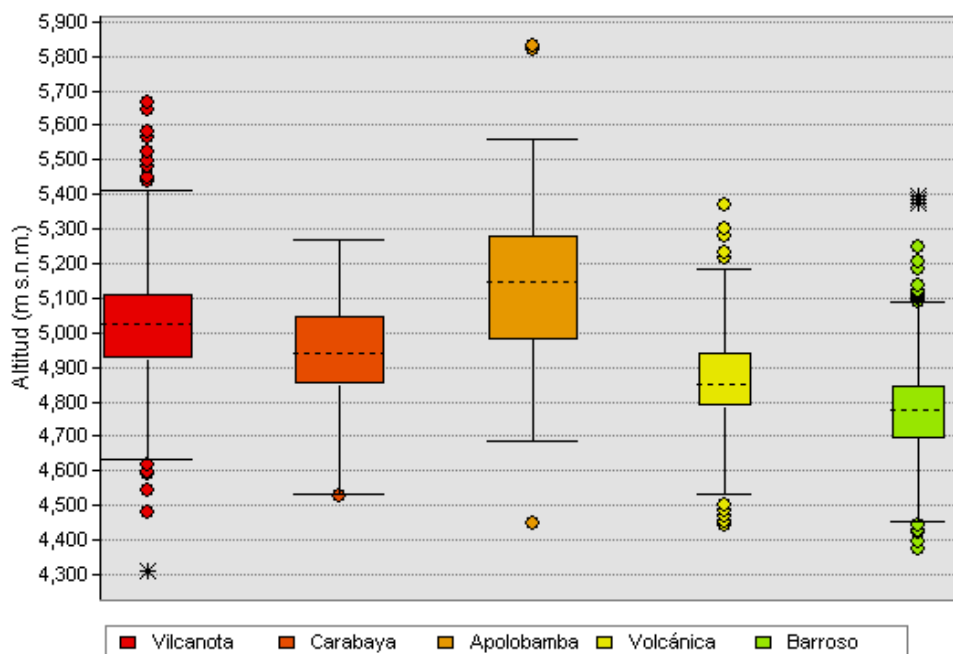
Analizando las figuras 35 y 36 que corresponde al primer bloque de las cordilleras del sector sur, se puede apreciar que no existe una asimetría marcada entre las cajas, lo cual indica que los datos en su mayoría están distribuidos normalmente. Sin embargo, se puede apreciar la presencia de valores atípicos principalmente en las cordilleras Ampato, Chila, Vilcanota y Barroso, las cuales responden a la variabilidad en la topografía que existe en estos lugares, donde el paisaje es cambiante a lo largo del ámbito de la cordillera, típica de una morfología montañosa asociada a un paisaje volcánico influenciada por marcados procesos de escorrentía superficial en el caso de las cordilleras Ampato, Volcánica, Chila y Barroso (INAIGEM, 2018). Las cordilleras Vilcanota, Huanzo y Apolobamba, en cambio, tienen una topografía influenciada principalmente por procesos glaciares y la acción de

factores como la escorrentía superficial, que generan cambios en el paisaje originando una variabilidad altitudinal marcada (INAIGEM, 2018).

Al comparar los valores de las medias obtenidas en cada diagrama, se puede apreciar que la variación no es muy amplia, lo cual indica un comportamiento similar en la altitud de la línea de congelamiento; sin embargo, en la figura 36 se puede apreciar que hay una leve variación en la altitud media de la línea de congelamiento.

### Figura 36

Diagrama de caja que muestra la variación altitudinal de la línea de congelamiento en las cordilleras del sector sur-2



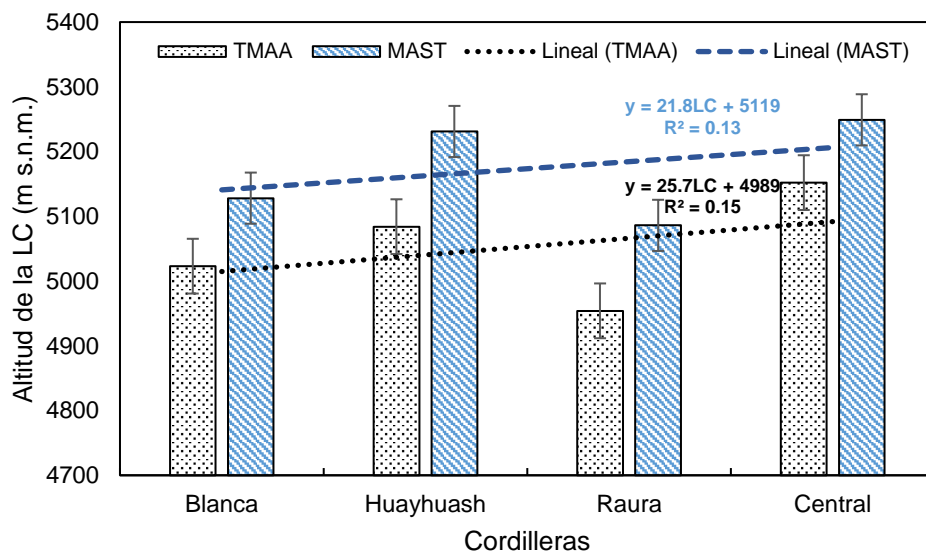
La variación se aprecia desde la cordillera Apolobamba hasta la cordillera Barroso. Esta variación se debe a la ubicación de estas dos últimas cordilleras, pues son las que se ubican más al sur del Perú haciendo que los valores de temperatura varíen significativamente producto de la latitud, longitud y elevación, y da lugar a temperaturas bajas a una altitud menor. Este comportamiento se puede ver también en las parte central de Chile, donde la línea de congelamiento se ubica a una altitud promedio de 2612 m s.n.m. y va descendiendo hasta los 2290 m s.n.m., mientras se ubique más al sur (Garreaud, 1995).

### 4.2.3 Comparación y validación de ambas líneas de congelamiento

Al realizar una primera comparación en la obtención de la línea de congelamiento, es evidente que la línea determinada con la TMAA genera un mejor resultado con respecto a la línea estimada con la MAST.

**Figura 37**

*Comparación de la altitud de la línea de congelamiento obtenida a través de la MAST y TMAA*

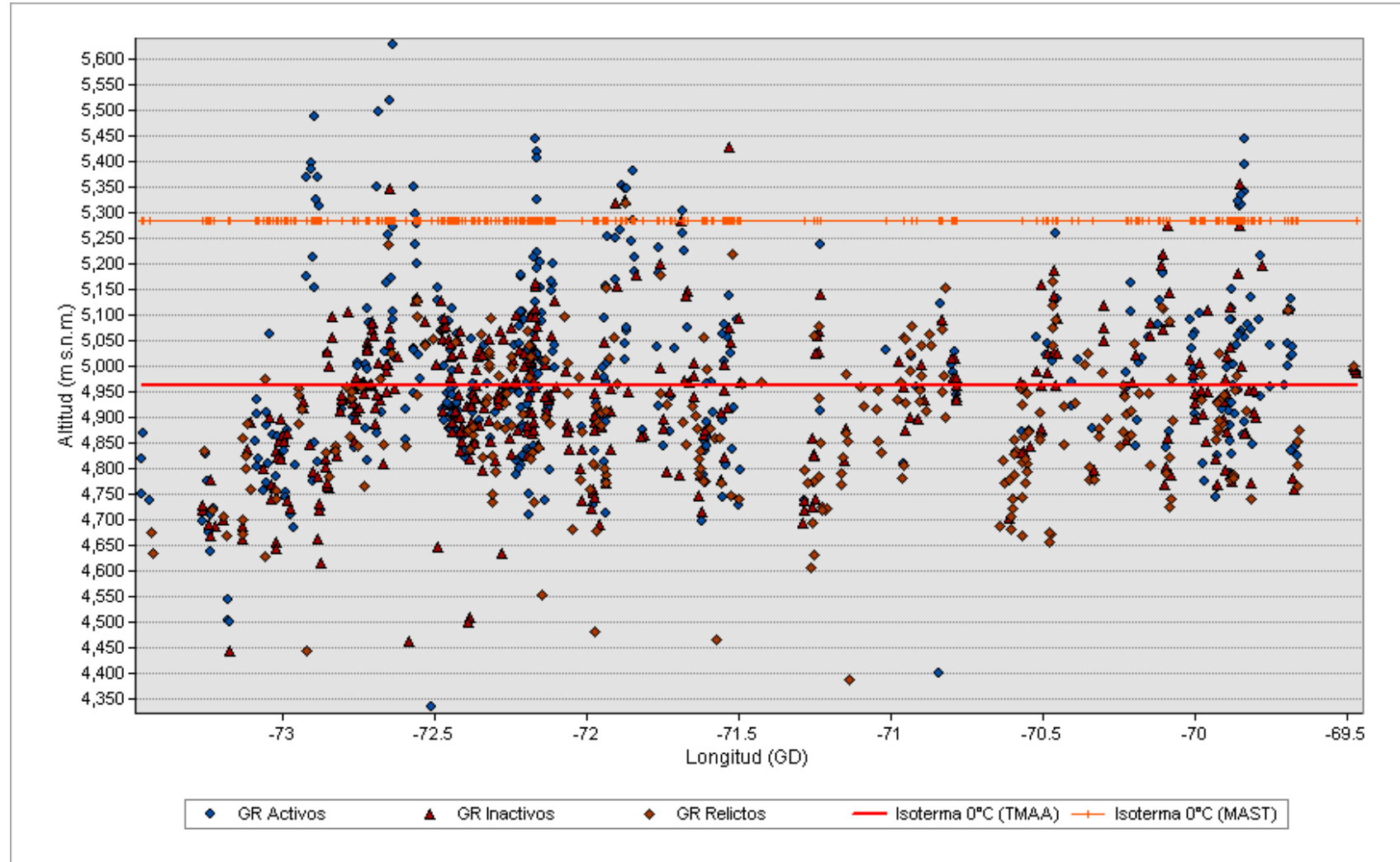


La figura 37, muestra un valor un valor  $R^2$  cercano a 0, y se puede observar que la altitud de la línea de congelamiento obtenida a través de la MAST y la TMAA tienen un comportamiento similar, a pesar de ello hay ciertas diferencias en las altitudes estimadas; esto puede deberse a la manera de obtención de ambos datos. Los datos LST, que son la base para la obtención de las MAST, son obtenidos a través de la radiación emitida por la superficie de la Tierra y captada por el sensor de un satélite con un ángulo de visualización (Aguilar et al., 2019; Wan et al., 2002); mientras que los datos de temperatura son medidos con un termómetro expuesto al aire a más de 1.5 m del suelo y protegido por la radiación solar (Organización Meteorológica Mundial, 2017).

Para validar los resultados se empleó en primera instancia los glaciares de roca ubicados en el sector sur y la línea de congelamiento obtenida por ambas metodologías.

**Figura 38**

*Distribución de los glaciares de roca ubicados en las cordilleras del Sur en función a la línea de congelamiento o isoterma de 0°C*

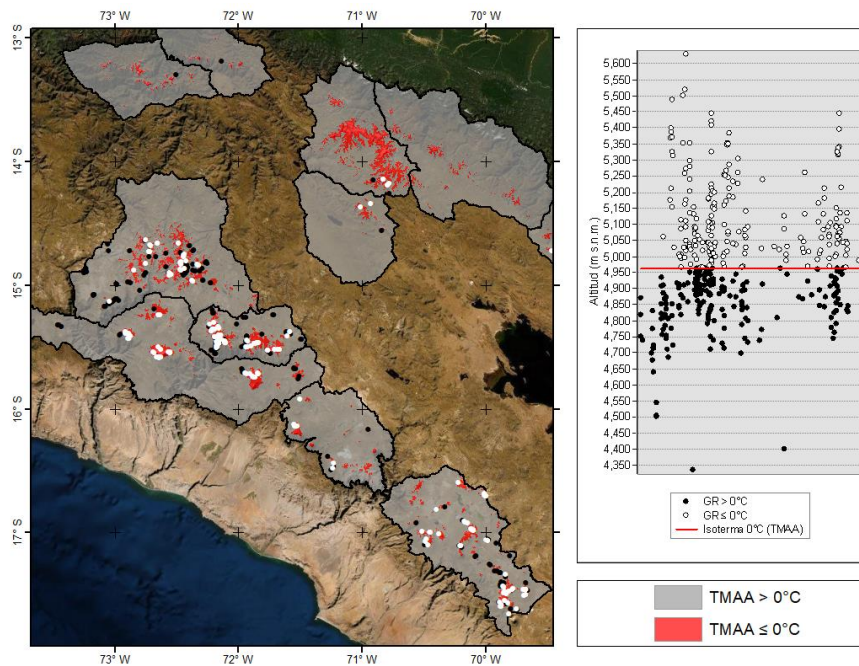


De los 1122 glaciares de roca encontrados en el inventario nacional, existen 1087 glaciares de roca en las cordilleras del sur: 416 son glaciares de roca activos, 386 son inactivos y 285 son relictos. Tanto los GR activos como los inactivos (intactos) deben encontrarse a temperaturas cercanas o por debajo de los 0°C; así, en estas condiciones existen 159 glaciares de roca inactivos y 212 glaciares de roca activos que se encuentran dentro la LC estimada por la TMAA, mientras que solo 74 glaciares relictos están en esta área; por lo tanto, más de la mitad de GR intactos y solo unos pocos GR relictos se encuentran dentro de la línea estimada por TMAA. Con las MAST, esto es distinto, pues el límite de la LC se encuentra muy por encima del nivel, permitiendo que solo existan 6 GR inactivos y 29 GR activos, cantidades demasiado bajas, que indican una estimación no muy acertada.

Para realizar un análisis más preciso de los resultados, se han comparado ambas líneas de congelamiento frente a los glaciares de roca activos, y se ha encontrado que, de un total de 416 glaciares de roca activos, existen 212 que se encuentran dentro del límite de la línea de congelamiento delimitada por la TMAA que se encuentra a una altitud de ~4963 m s.n.m. En el gráfico inferior se puede apreciar la distribución de los glaciares de roca en función a la altitud media calculada para la línea de congelamiento.

**Figura 39**

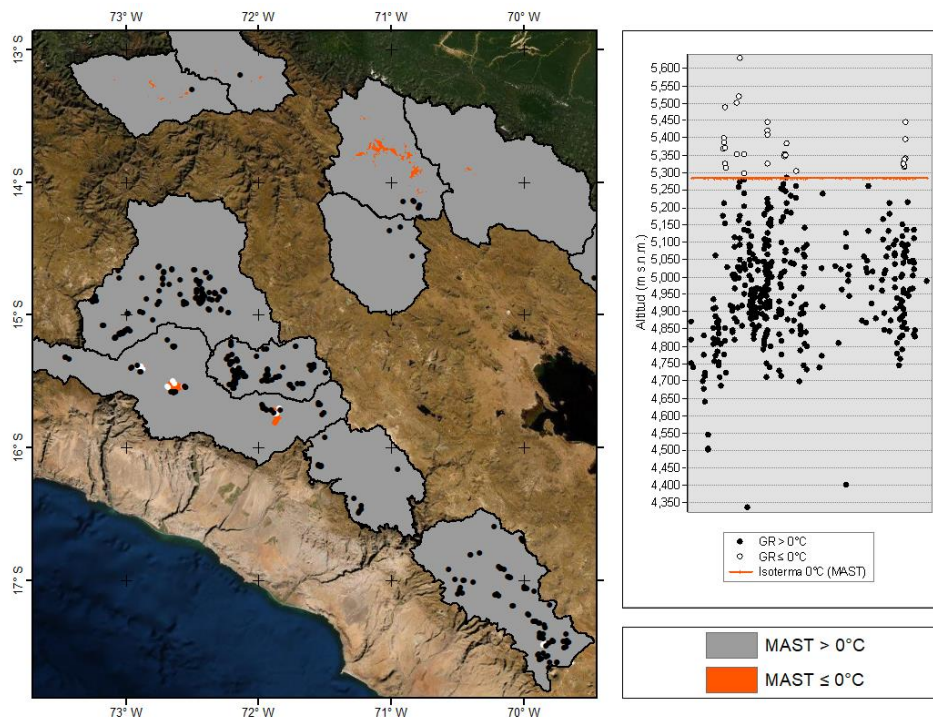
*Distribución de los glaciares de roca en función a la altitud de la línea de congelamiento (TMAA)*



Mientras que la cantidad de glaciares de roca dentro del límite de la línea de congelamiento estimada con la MAST asciende a 29 glaciares de roca activos (ver figura 40), este límite se encuentra a 5286 m s.n.m. y solo comprende los territorios de las cordilleras Vilcabamba, Urubamba, Ampato, Vilcanota y Carabaya; esto se debe a que en las demás cordilleras del sur la MAST no alcanza valores menores a los 0°C (ver tabla 12). Al comparar ambas líneas se puede apreciar que la línea de congelamiento varía aproximadamente en 400 metros, estando la LC delimitada por la TMAA por debajo de la línea delimitada por la MAST (ver figura 38).

### Figura 40

*Distribución de los glaciares de roca en función a la altitud de la línea de congelamiento (MAST)*

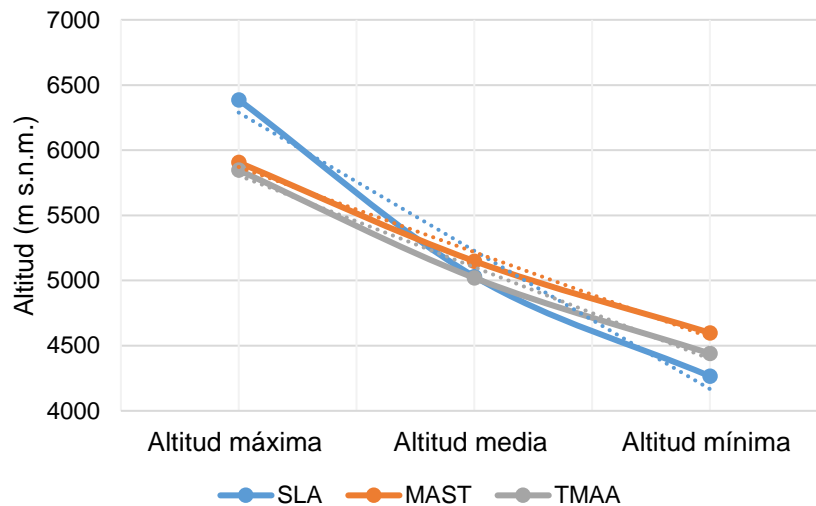


A pesar de esto, los glaciares rocosos intactos no siempre siguen la línea trazada por la isoterma de 0°C, sino que muchos de ellos pueden existir en temperaturas que exceden la temperatura de 0°C (Azócar & Brenning, 2010). Esto también encuentra su explicación debido a que en ciertos lugares donde la temperatura es mayor a 0 la existencia de glaciares de roca depende de la exposición a la radiación solar y también a la presencia de una topografía cóncava, lo que permite la formación de depósitos (Trombotto, Buk, & Hernández, 1997), así como a la respuesta que tiene el permafrost al incremento de temperatura (Haeberli, 1990).

Un segundo análisis se realizó a la línea de congelamiento comparándola con la línea de nieve permanente (SLA); para ello, se realizaron estimaciones de la cobertura de nieve y se relacionó con la altura de la línea de congelamiento.

**Figura 41**

*Comparación entre la SLA, LC estimada con la TMAA y LC estimada con la MAST*



Como se puede apreciar en la figura 41, las líneas de congelamiento estimadas con ambas metodologías se encuentran muy próximas a la cota de la SLA, sobre todo entre la línea estimada empleando la TMAA, ya que el valor medio es muy próximo al igual que el valor mínimo, ambas líneas presentan una fuerte correlación ( $\sim 0.98$ ) que indica un comportamiento similar; lo mismo ocurre entre los valores de altitud de la MAST y la SLA ( $\sim 0.97$ ); con ello, queda demostrado que la estimación de la altitud es válida para las cordilleras del centro y del norte.

### 4.3 Variación espacial y temporal de la cobertura de nieve

La variación a la cubierta de nieve (SC) se trató de dos maneras, de tal forma que se pueda entender su dinámica en función al espacio y al tiempo.

#### 4.3.1 Variación espacial de la cobertura de nieve

La variación espacial de la cobertura de nieve se realizó por sectores, de tal manera que se pudiera tener una mejor interpretación de los resultados. Para las cordilleras se obtuvieron los valores que se describen en la tabla 19.

**Tabla 19**

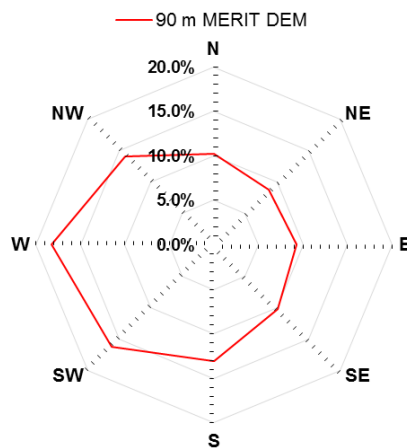
*Valores de orientación obtenida para las cordilleras del norte*

	Orientación	Cont. Pixeles	%	Área (Km <sup>2</sup> )
<b>Cordilleras del Norte</b>	<b>N</b>	5860	10.2	47.47
	<b>NE</b>	5029	8.8	40.73
	<b>E</b>	5295	9.2	42.89
	<b>SE</b>	5825	10.2	47.18
	<b>S</b>	7483	13.1	60.61
	<b>SW</b>	9313	16.2	75.44
	<b>W</b>	10445	18.2	84.60
	<b>NW</b>	8066	14.1	65.33
	<b>TOTAL</b>	<b>57316</b>	<b>100</b>	<b>464.26</b>

De la tabla 19, se puede decir que la cobertura de nieve en su mayoría existe en zonas con orientaciones hacia el oeste, ya que el 18.2% del total de las áreas tienen esta orientación, seguida por las orientaciones al suroeste (16.2%) y las del noroeste (14.1%). Finalmente, se observa que la mayoría de áreas se distribuye con orientaciones comprendidas entre el oeste y el sur (ver figura 42).

**Figura 42**

*Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del norte*



Una situación similar se puede apreciar en la cobertura nival de las cordilleras ubicadas en el centro, pues las orientaciones predominantes a las cuales se encuentra la SC es el oeste (17.0%), seguida por el suroeste (16.4%) y en tercer lugar por las orientaciones al noroeste (13.6%).

**Tabla 20**

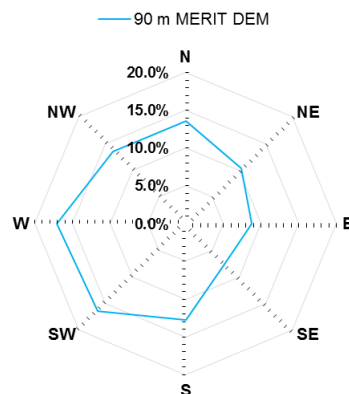
*Valores de orientación obtenida para las cordilleras del norte*

	Orientación	Cont. Píxeles	%	Área (Km <sup>2</sup> )
<b>Cordilleras del Centro</b>	<b>N</b>	1364	13.6	11.05
	<b>NE</b>	1049	10.4	8.50
	<b>E</b>	885	8.8	7.17
	<b>SE</b>	744	7.4	6.03
	<b>S</b>	1281	12.8	10.38
	<b>SW</b>	1648	16.4	13.35
	<b>W</b>	1711	17.0	13.86
	<b>NW</b>	1365	13.6	11.06
	<b>TOTAL</b>	<b>10047</b>	<b>100</b>	<b>81.38</b>

Además, estas áreas se distribuyen con mayor frecuencia entre las orientaciones comprendidas dentro del sur y oeste, ya que ambas tienen mayor área con respecto a los otros cuadrantes de orientación. (Ver figura 43).

**Figura 43**

*Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del centro*



En el caso de las cordilleras del sur este patrón se repite, aunque con un poco de visibilidad menor, debido a que las áreas se distribuyen de manera casi equitativa en diferentes orientaciones; sin embargo, la orientación predominante se encuentra hacia el sur (14.7%), seguida por el suroeste (14.5%) y en tercer lugar las orientaciones hacia el oeste (13.1%).

**Tabla 21**

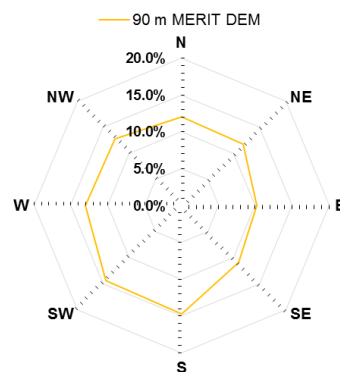
*Valores de orientación obtenida para las cordilleras del sur*

	Orientación	Cont. Píxeles	%	Área (Km <sup>2</sup> )
<b>Cordilleras del Sur</b>	<b>N</b>	10512	12.1	85.15
	<b>NE</b>	10274	11.8	83.22
	<b>E</b>	8893	10.2	72.03
	<b>SE</b>	9532	10.9	77.21
	<b>S</b>	12832	14.7	103.94
	<b>SW</b>	12624	14.5	102.25
	<b>W</b>	11411	13.1	92.43
	<b>NW</b>	11156	12.8	90.36
	<b>TOTAL</b>	<b>87234</b>	<b>100</b>	<b>706.60</b>

En cuanto a las orientaciones predominantes se puede apreciar en la figura 44, que corresponden a aquellas áreas que están orientadas hacia el sur y el oeste, haciendo que este patrón se cumpla en todas las cordilleras estudiadas.

**Figura 44**

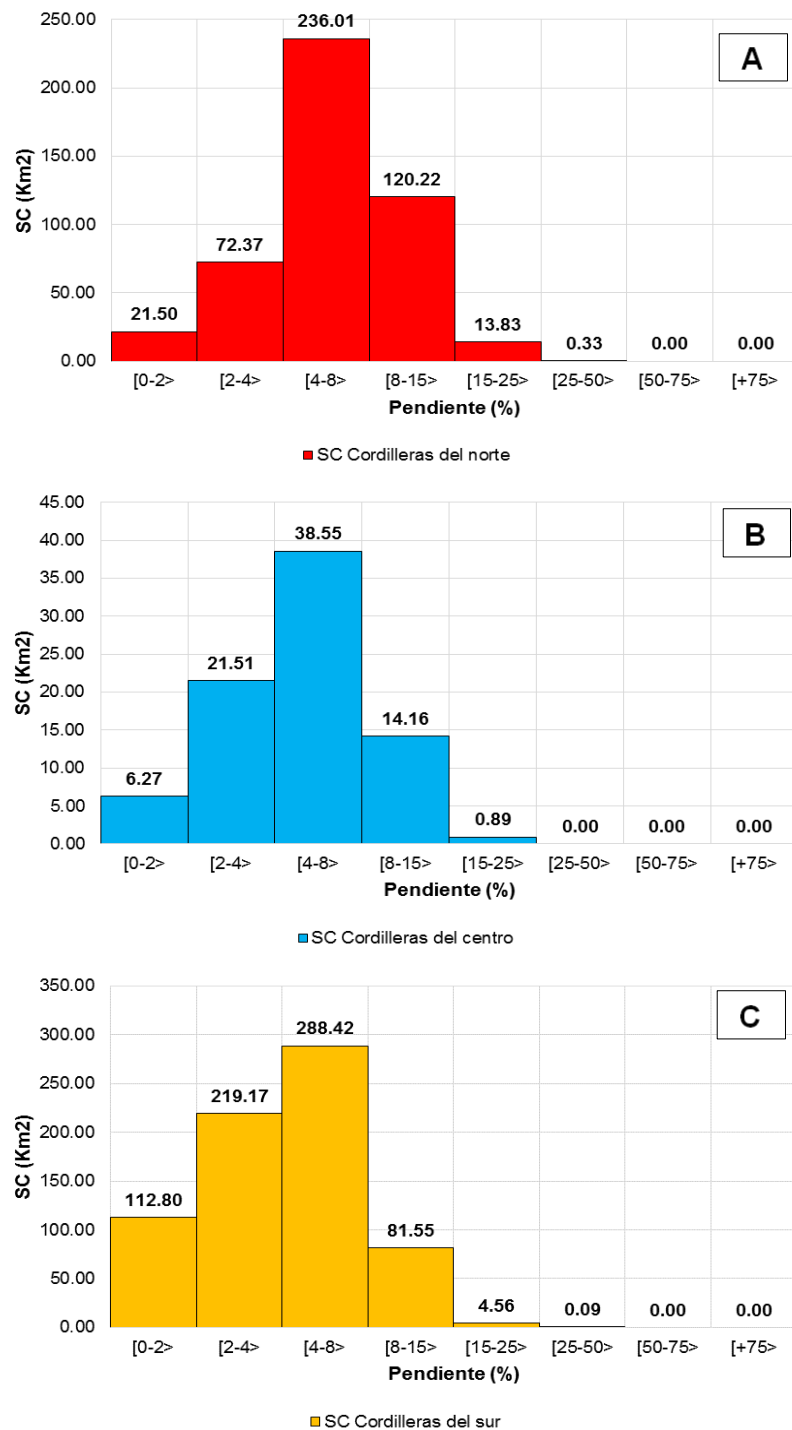
*Predominancia en las orientaciones de la cobertura de nieve en las cordilleras del sur*



En la figura 45 se puede apreciar la distribución de la SC en función a las pendientes.

### Figura 45

Rangos de pendiente donde ocurre la mayor persistencia de nieve. (A) cordilleras del Norte. (B) cordilleras del Centro. (C) cordilleras del Sur



En el mencionado gráfico, se aprecia que la predominancia de la cobertura de nieve ocurre entre los rangos [4-8> o según la clasificación realizada en pendientes moderadamente onduladas, pues la mayoría de áreas se encuentran en este rango. También se puede notar que la nieve suele no tener mucha persistencia en pendientes superiores al 50%, estando ausente en todas las cordilleras. Mientras que la siguiente mayor predominancia ocurre en los rangos inferiores al 4%, como se puede apreciar para las cordilleras del centro y sur. Sin embargo, en las cordilleras del norte ocurre lo contrario pues el siguiente rango con mayor predominancia está entre [8-15>; es justamente a partir de este rango donde la cobertura de nieve comienza a disminuir en función a pendiente del terreno.

Finalmente, se ha estimado la cota mínima de la nieve permanente. Los resultados se detallan en la tabla inferior.

**Tabla 22**

*Altitud de la cota mínima de la nieve permanente*

<b>Cordilleras</b>	<b>Altitud máxima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud mínima (m s.n.m.)</b>	<b>Altitud media (m s.n.m.)</b>
<b>Norte</b>	6387	4266	5031
<b>Centro</b>	5596	4611	5066
<b>Sur</b>	6034	4473	5161

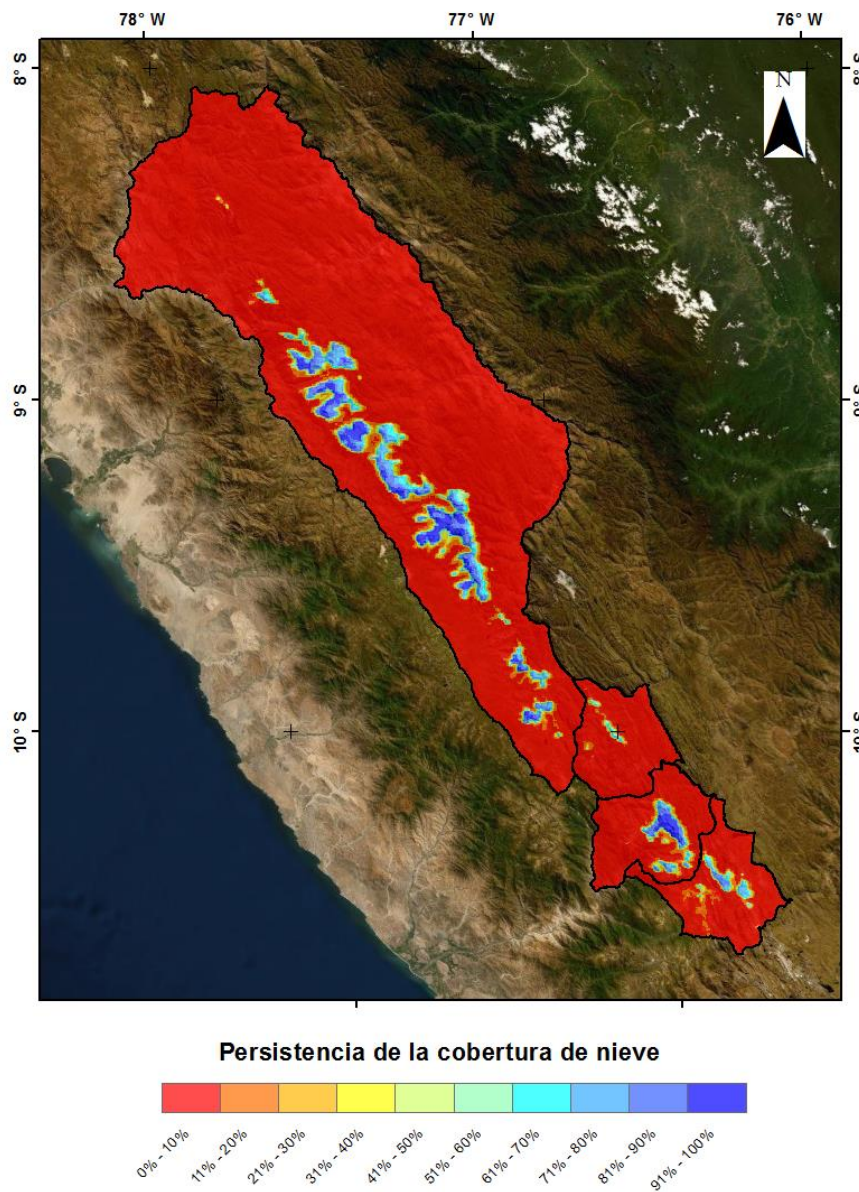
Se observa que la SC permanente se encuentra por encima de los 5031 m s.n.m. en las cordilleras del norte, 5066 m s.n.m. para el centro y 5161 m s.n.m. para las cordilleras del sur.

#### **4.3.2 Variación temporal de la cobertura de nieve**

La variación temporal evaluada arroja valores interesantes. Las cordilleras del norte en su mayoría tienen presencia de nieve permanente, alcanzando valores del 100% como se puede apreciar en la siguiente imagen. Esta persistencia se debe a la presencia de los glaciares propios de las cordilleras Blanca, Huayhuash, Huallanca y Raura. El caso de las persistencias de nieve por debajo del 70% está ligado a la precipitación sólida en torno a estos ecosistemas, pero que no se mantienen durante todo el tiempo en que se ha realizado este estudio (período 2002-2016).

**Figura 46**

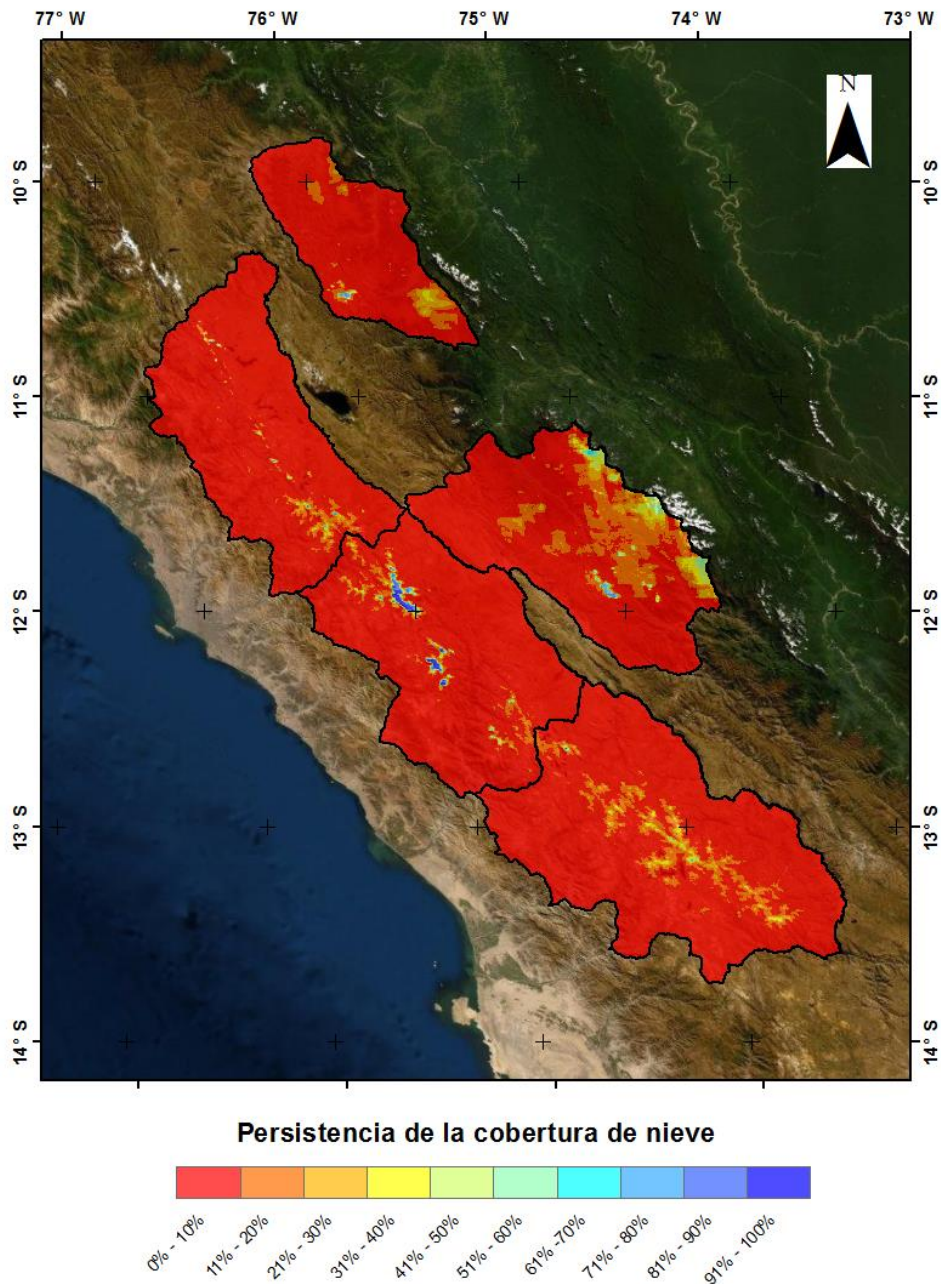
*Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del norte*



En las cordilleras del sector centro, los valores son levemente más bajos con respecto a la persistencia de las cordilleras del norte, como se puede apreciar en la figura 47. Existen cordilleras que no tienen una persistencia de nieve muy alta; la cordillera Central es la única que posee valores del 100% de persistencia, mientras que las cordilleras La Viuda, Huagoruncho y Huaytapallana presentan una persistencia máxima comprendida entre 60 y 90%, y la cordillera Chonta presenta unos valores de persistencia por debajo del 60%, siendo la cordillera que presenta una menor persistencia con respecto a las demás.

**Figura 47**

*Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del centro*

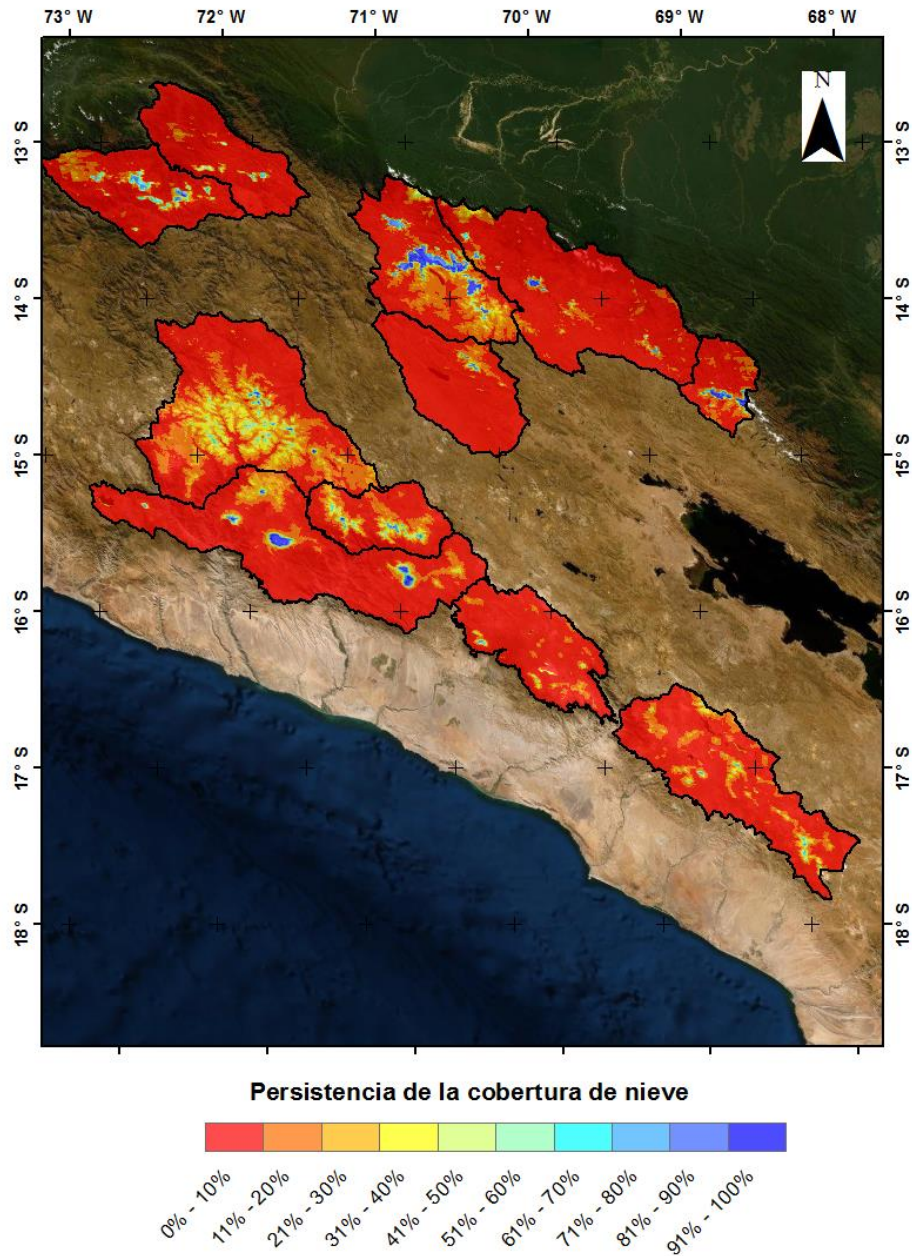


Las cordilleras del sur son las que muestran resultados más interesantes, pues muchas de estas cuentan con zonas donde la persistencia de la nieve alcanza valores similares a las cordilleras del norte. Por ejemplo, las cordilleras Vilcanota, Ampato, Apolobamba y Vilcabamba llegan a tener estos valores (100%) en gran parte debido a la existencia de cobertura glaciar. Sin embargo, cordilleras como Urubamba, la Raya, Chila y Huanzo presentan valores de persistencia máxima comprendidos entre 60 y 80%, a pesar de su pequeña área glaciar. A pesar de ello los resultados más resaltantes ocurren en las

cordilleras Volcánica y Barroso, que, a pesar de carecer de cobertura glaciar, presentan un valor máximo de persistencia cercano al 80%, lo que indica que sus superficies son frías y que permiten la existencia de la cobertura de nieve.

**Figura 48**

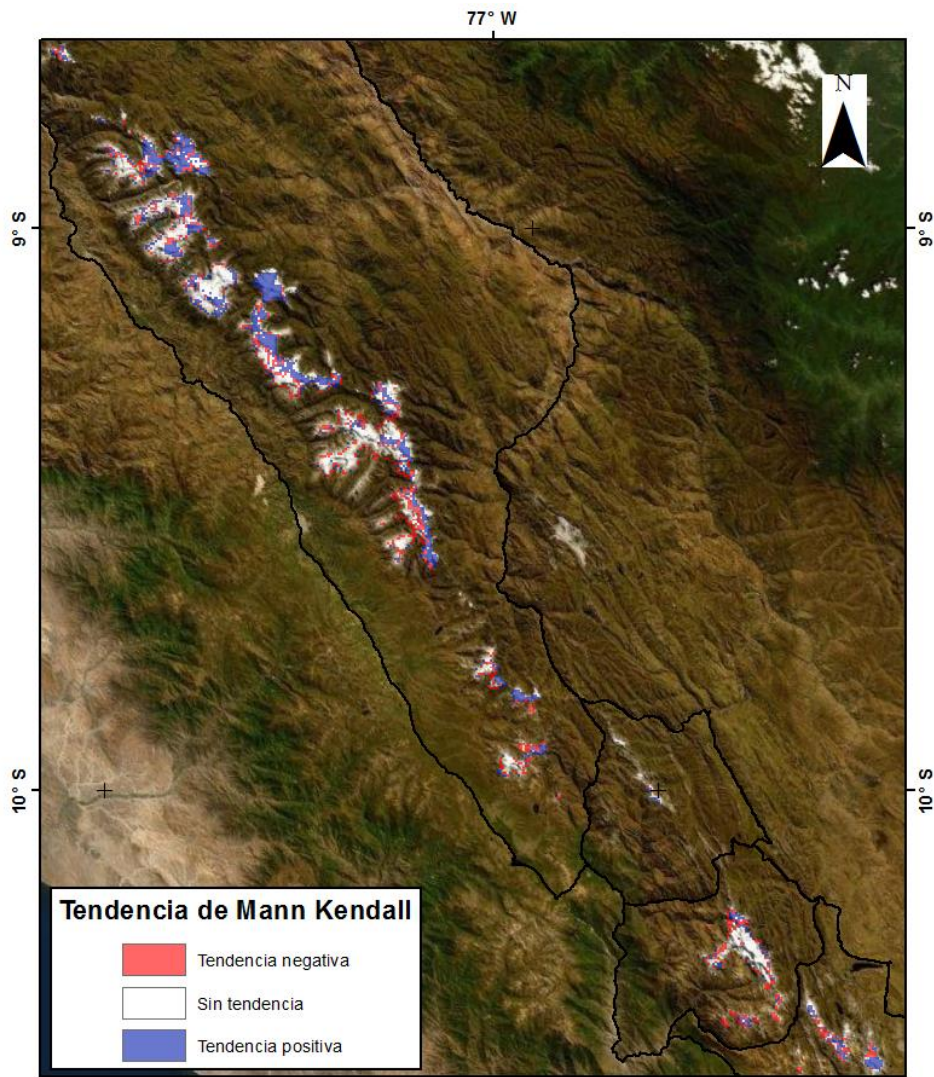
*Persistencia de la cobertura de nieve en las cordilleras del sur*



Con estos datos de persistencia y con la prueba de tendencia de Mann-Kendall, se determinó la tendencia en cada pixel de la cobertura de nieve.

**Figura 49**

*Prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del norte*

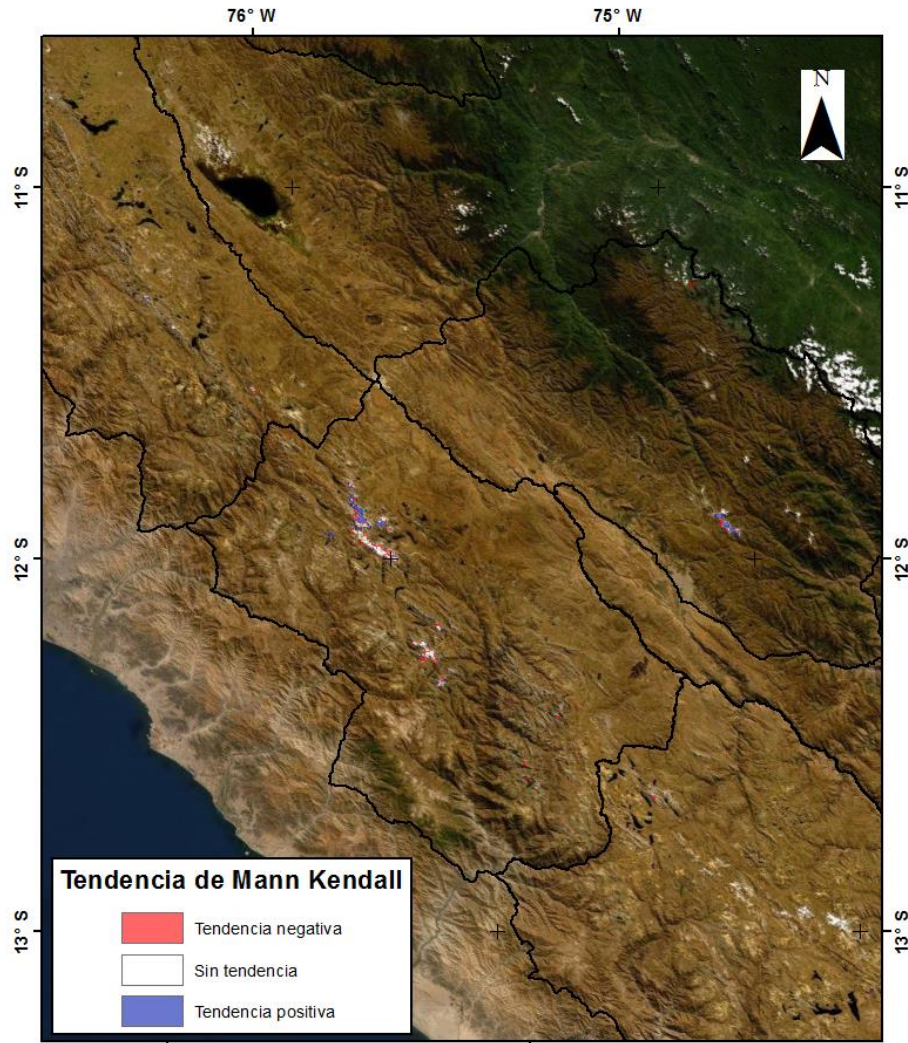


Los valores positivos (colores azulados) que se muestran en la figura 49 indican que existen pixeles con tendencia positiva; es decir, que en los 15 años de evaluación estos pixeles se han cubierto de nieve, mientras que los valores negativos (colores rojizos) indican pixeles que tenían cobertura de nieve pero que actualmente están tendiendo a disminuir, y los pixeles con valores cercanos o iguales a 0 (sin color) son pixeles que no tienen tendencia porque nunca estuvieron cubiertos de nieve o que presentan una cobertura que no varía en el tiempo (cobertura de línea permanente). En la tendencia aplicada a las cordilleras del norte, muestra que en su mayoría presentan valores positivos, lo cual indica un valor creciente en la cobertura de nieve. Sin embargo, los pixeles con tendencia negativa también ocupan una gran parte de la cobertura de nieve. También se puede apreciar la existencia de valores sin tendencia en las partes más altas de la

cobertura de nieve, lo cual se debe a la presencia permanente de la cobertura en estas áreas.

### Figura 50

*Prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del centro*

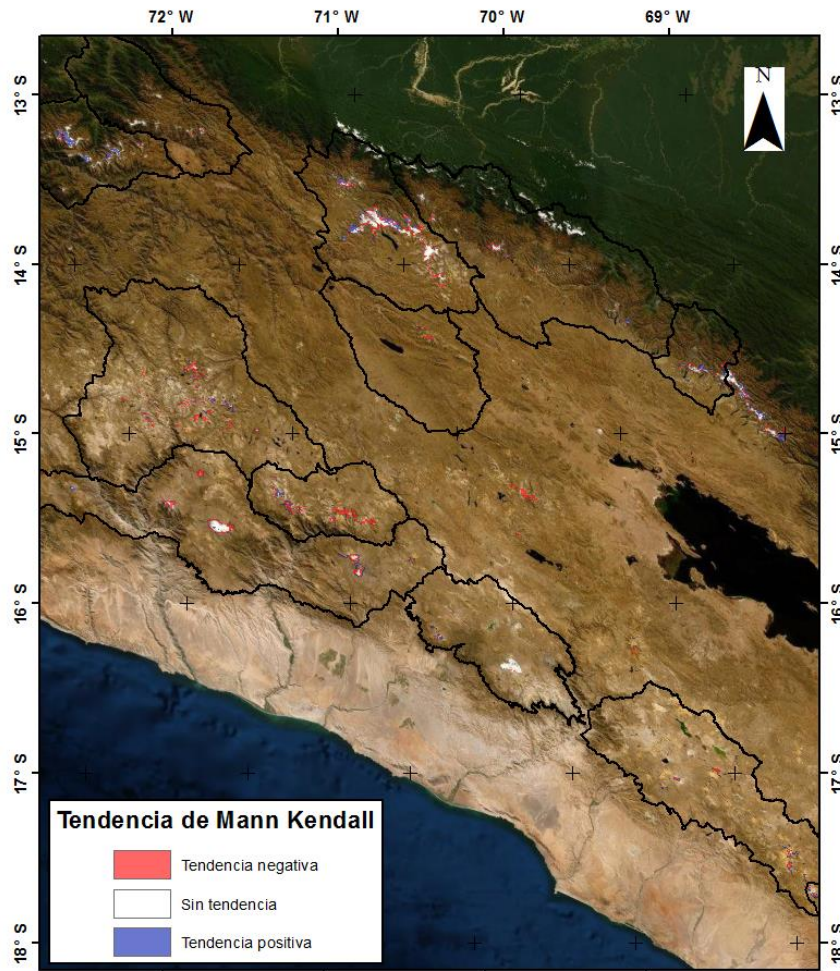


Siguiendo la simbología descrita en la figura 49, ahora se muestran los valores de tendencia obtenidos para la cobertura de nieve en las cordilleras del Centro (ver figura 50). En estas cordilleras la mayor extensión de la cobertura de nieve se encuentra en la cordillera Central y se obtienen los 3 tipos de tendencia, siendo ligeramente más abundante los pixeles que tienen valores positivos o con tendencia creciente, mientras que con valores próximos a estos se encuentran las tendencias negativas y las que no presentan ninguna tendencia. En la figura 51, se muestran los valores obtenidos para las cordilleras del sur. En este caso también se aprecian los tres valores de tendencia, pero al contrario de las anteriores aquí se puede notar que la cobertura de nieve presenta en su mayoría

tendencias negativas o de valor decreciente, lo cual significa una reducción en la cobertura de nieve; mientras que los pixeles con tendencia positiva son menores al igual que los que no presentan tendencia alguna.

### Figura 51

*Prueba de tendencia Mann Kendall para la SC de las cordilleras del sur*

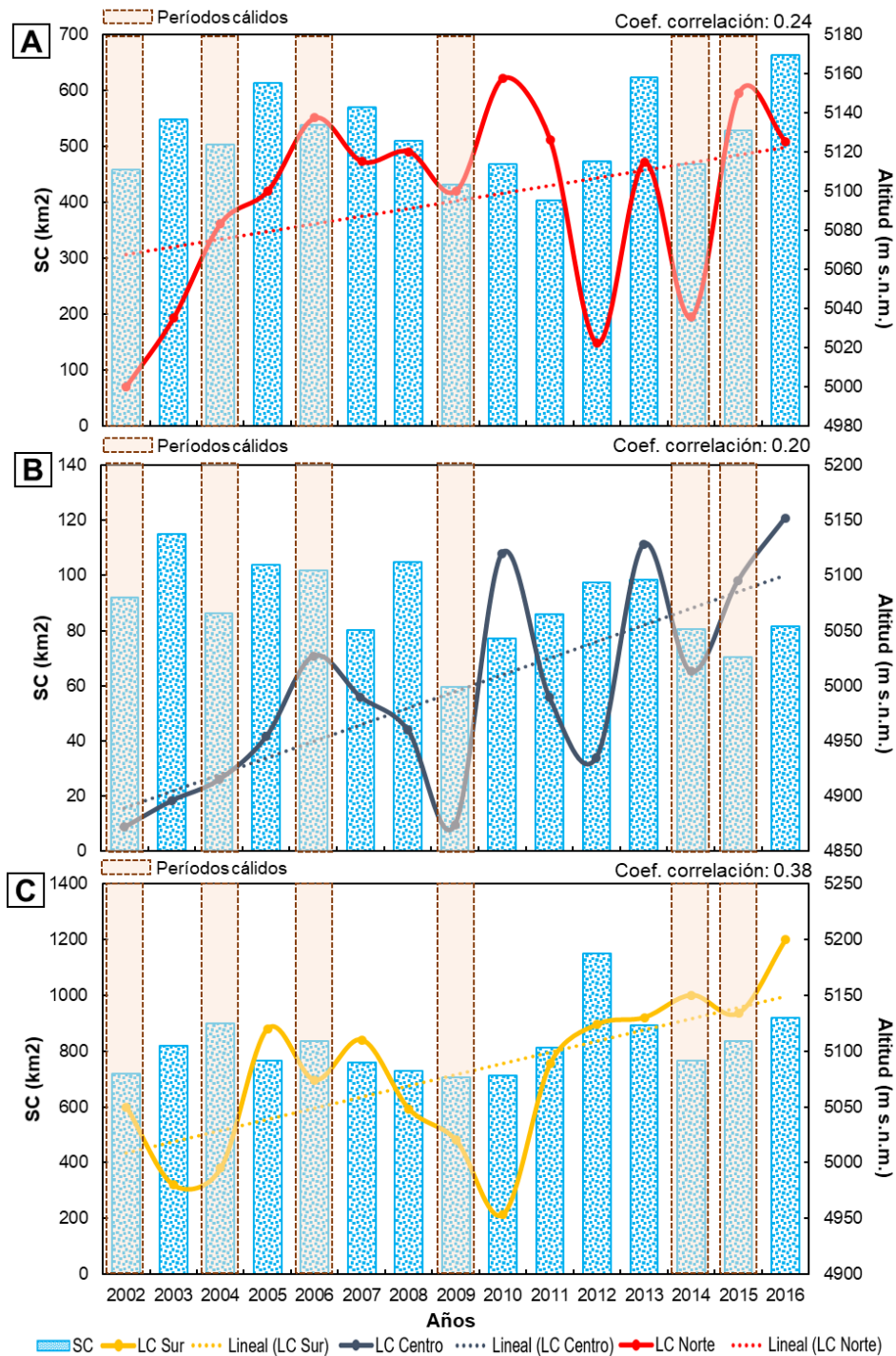


### 4.4 Correlación entre la LC y la SC

La prueba de correlación de Pearson aplicada a la cobertura de nieve expresada en  $\text{km}^2$  y la altitud de la línea de congelamiento arroja resultados interesantes. A continuación, se muestra una síntesis de los valores obtenidos para ambas variables en los 15 años de estudio que se han planteado en el presente trabajo de investigación.

**Figura 52**

Correlación entre la cobertura de nieve y la línea de congelamiento. (A) Cordilleras del Norte. (B) Cordilleras del Centro. (C) Cordilleras del Sur



En la figura 52, se aprecia la cobertura de nieve representada en un diagrama de barras y sobre ella, en línea continua, la altitud que alcanza la línea de congelamiento en cada año evaluado.

A esta línea se le ha graficado su línea de tendencia, la cual indica que, en los tres casos, tiene un valor positivo; es decir, que a medida pasa el tiempo las temperaturas frías se dan cada vez en altitudes más elevadas. El mismo tratamiento se realizó para la cobertura de nieve, en la cual no se puede encontrar un comportamiento claro, puesto que en algunos años el valor se incrementa y en otros disminuye. Esto se explica por su estrecha relación con los períodos cálidos inducidos por el ENSO (barras en color guinda transparente), los cuales producen períodos de escasas lluvias en los Andes y es en esos años donde la cobertura de nieve ocupa un área menor con respecto a los demás años. Esta dependencia en su comportamiento hace que la extensión de la cobertura de nieve no solo sea dependiente de la temperatura sino de la precipitación. En las pruebas de correlación realizadas, los resultados arrojados adquieren valores cercanos a 0 (entre 0.20 y 0.38), lo cual significa que las variables correlacionadas tienen un comportamiento inverso, siendo que si la altitud de la línea de congelamiento incrementa el área de la cobertura de nieve disminuye debido al incremento de temperatura en algunas áreas. Sin embargo, los valores de correlación obtenidos son positivos; esto se debe a la dependencia que tiene la cobertura de nieve con la precipitación, ya que esta depende de otros factores climáticos y no solo de la temperatura negativa. Este comportamiento se puede apreciar entre el año 2010 y 2011, mientras que los comportamientos inversos, entre el 2005 y 2007.

## CAPÍTULO V

### DISCUSIÓN DE RESULTADOS

#### 5.1 Estimación de zonas con temperaturas por debajo de los 0°C

Los valores de temperatura obtenidos con ambas metodologías (MAST y TMAA) muestran que existe una fuerte variabilidad en la temperatura, principalmente en la cordillera Blanca donde los rangos de temperatura son más amplios, los cuales también fueron reportados por el SENAMHI (2009), donde se explica que este comportamiento obedece a la variabilidad climática influenciada por la topografía y otros factores que existen en la cordillera; mientras que en las demás cordilleras estos valores de dispersión son más bajos, pues poseen un rango más corto en los valores de la temperatura. Estas variaciones y comportamientos también han sido evidenciados en otros estudios realizados sobre el clima en los andes tropicales (Buytaert et al., 2006; Gregory, 2000; Van Der Hammen & Hooghiemstra, 2000; Francou et al., 1995). Sin embargo, los resultados obtenidos con la MAST no son muy precisos, ya que en muchas de las cordilleras no se han encontrado temperaturas negativas, principalmente en el sur, las cuales han sido reportadas, por ejemplo, por el SENAMHI (2016) y oscilan entre -1 a -7°C en el nevado Coropuna. La razón de estos valores positivos en la MAST tiene diferentes explicaciones, pero la más acertada es el método de obtención de los productos LST, pues se fundamenta en la radiación emitida por la superficie de la Tierra y que es captada por el sensor MODIS a un determinado ángulo de inclinación (Mas, 2011; Wan et al., 2002), lo cual genera que haya una gran dependencia entre el tipo de cobertura del suelo y los valores de MAST, pues dependiendo del tipo de cobertura los valores de radiancia cambiarán (Aguilar et al., 2019). Aguilar también menciona que el incremento en la temperatura superficial ocurre con mayor severidad en las altitudes más altas (la tasa de cambio en la MAST aproximada es de 0.21°C/año), y hace que los resultados obtenidos no sean del todo errados, sino que los valores positivos sean producto de este calentamiento en la superficie. La interpretación de estos valores positivos se fundamenta también en la cobertura glaciar puesto que la nieve tiene un alto valor de reflectancia, haciendo que cordilleras con mayor masa glaciar tengan temperaturas más bajas y cordilleras con escasa o nula cobertura glaciar las temperaturas sean más altas (Moreno & Alonso, 1996). Por ejemplo, la cordillera Chila posee un área glaciar de 0.19 km<sup>2</sup> (INAIGEM, 2018) y los productos MAST abarcan un área de 1 km<sup>2</sup> haciendo que el área predominante tenga valores de reflectancia más bajos, lo que no ocurre con la cordillera Blanca, que tiene un área glaciar de 448.81 km<sup>2</sup> (INAIGEM, 2018) y cuyas temperaturas son más frías.

Para el caso de la TMAA, los valores obtenidos son compatibles con los estimados por Alzate et al. (2018) y Azócar et al. (2017) para la región andina; estimaciones en las que se obtuvieron errores medios absolutos comprendidos entre 0.8 y 1.8°C similares a los que se obtuvieron en este estudio (0.9 – 2.3°C), mejorando así la regionalización de la temperatura del aire en comparación con otros modelos de interpolación que se emplean en zonas montañosas (Guan et al., 2009). Los rangos de temperatura estimados con la TMAA se encuentran dentro de los rangos que han estimado otros estudios (Aybar et al., 2017; SENAMHI, 2009); sin embargo, se ha encontrado que el modelo de interpolación está restringido por la cantidad de estaciones meteorológicas dentro del ámbito de las cordilleras. A pesar de ello, estos valores pueden ser ajustados empleando otras fuentes de información, como el modelo WoldrClim 2 (Fick & Hijmans, 2017) y PISCO 1.0 (Aybar et al., 2017), los cuales ayudan a mejorar el modelo en zonas con escasa información meteorológica, como es el caso de las cordilleras ubicadas al norte y centro del Perú.

## **5.2 Aproximación de la línea de congelamiento**

El resultado no puede compararse directamente con otros estudios que puedan referirse a diferentes períodos de tiempo; sin embargo, existen varios estudios que han estimado los valores de la línea de congelamiento para los Andes del Perú. Según los valores obtenidos la línea de congelamiento estimada para la cordillera Blanca y Vilcanota, es de 5023 y 5020 m s.n.m obtenidos mediante la TMAA. Estos valores son similares a los encontrados por Schauwecker et al. (2017), quienes estiman una altitud de 4900 y 5010 m s.n.m. hasta el año 2015. A su vez, en la cordillera Vilcanota, Yarleque et al. (2018) estimaron una altitud de 5075 m s.n.m., y Bradley et al. (2009) encontraron una altitud superior a los 4800 m s.n.m. El SENAMHI (2016) estimó la altitud de la línea de congelamiento para algunas cordilleras; en la cordillera Ampato ubicó la línea de congelamiento a una altitud media de 5085 m s.n.m. mientras que en nuestro estudio se obtuvo una altitud de 4925 m s.n.m. Este estudio también abarca las cordilleras de la parte central, que tienen una altitud ~5100 m s.n.m., y en la estimada con la TMAA, una altitud de 5152 m s.n.m. Como se puede apreciar, las altitudes calculadas de la línea de congelamiento empleando la TMAA arrojan resultados muy próximos a los de otras investigaciones. Sin embargo, esto no ocurre con la línea estimada con la MAST, pues en algunos casos suele coincidir con los límites referidos en la bibliografía citada. A pesar de ello, varios estudios, como los realizados por Fick & Hijmans (2017) y Ruiz & Bernal (2009), estiman temperaturas negativas para las cordilleras del sur, pero que no son halladas por la MAST.

Derivada de estas validaciones, la cobertura de los glaciares de roca también fue un buen indicativo de que la estimación de las altitudes obtenidas por la TMAA, son mejores y están más ajustadas que las encontradas por la MAST. Los glaciares de roca, al ser indicadores directos de permafrost, son también indicadores de ambientes con temperaturas bajo o igual a 0°C (Scotti et al., 2013; Humlum 1982). En función de estos datos, se toma como referencia que la mayoría de ellos deberían estar contenidos dentro de los límites de la línea de congelamiento; así, en los resultados observamos que la mayoría de glaciares de roca activos (aproximadamente 212) se encuentran dentro del límite de la línea trazada con la TMAA, lo cual no ocurre con la línea estimada por la MAST (solo 29 de ellos se encuentran dentro de este límite). Si bien pueden existir glaciares de roca activos con temperaturas positivas, estos son una minoría, tal y como señalan Azócar y Brenning (2010), Brenning (2005) y Trombotto et al. (1997), los cuales en términos numéricos tienen la misma proporción a los que se han encontrado en este estudio y que deben su existencia a otros factores como la topografía y herencia de épocas glaciares pasadas. Conjuntamente con los valores de altitud obtenidos en las cordilleras del norte fueron validados con la línea altitudinal de nieve permanente, y se obtuvo que ambos valores se asemejan mucho entre sí, tanto la línea obtenida con la TMAA como la obtenida con la MAST. Este comportamiento se ve reflejado también en las semejanzas que hizo Rabatel et al. (2012), y con ello queda validada, por sus mejores resultados la línea estimada con la TMAA.

Una forma más de validación de los datos que se tomó en cuenta es el límite inferior del permafrost de montaña. Según su definición, es el límite altitudinal inferior del permafrost (Harris, 2005), y difiere en unos pocos grados con la temperatura de 0°C (Yoshikawa, 2013). Usando este criterio, Gorbunov (1978) determinó que el límite inferior del permafrost para las cordilleras de los Andes cercanas al Ecuador debe encontrarse cerca de los 5000 a 5200 m s.n.m., el cual coincide con los valores obtenidos en las cordilleras del norte. En cuanto a las cordilleras del sur, Andrés et al. (2011) encontró que el límite inferior del permafrost ocurre entre las altitudes de 5250 y 5420 m s.n.m., la cual no se encuentra muy alejada de las altitudes estimadas para la línea de congelamiento cuya altitud es ~4963 m s.n.m.

### **5.3 Variación de la cobertura de nieve**

Antes de analizar los resultados, los productos de nieve de MODIS son duramente criticados por tener una escala espacial muy grande y por omitir ciertas superficies cubiertas de nieve. Sin embargo, Miner (2011) hace una comparación entre la cobertura de nieve estimada con MODIS y con Landsat 8, muestra que hay una gran correlación

entre las áreas estimadas (coef. de Pearson  $\sim 0.94$ ), demostrándose así la validez de los datos MODIS. Como muestran los resultados, la cobertura de nieve se distribuye en orientaciones predominantes hacia el sur y oeste. Este comportamiento se debe a la alta exposición que experimentan las superficies expuestas al este y norte, lo cual favorece la fusión de la cobertura de nieve (Dozier, 1980).

En cuanto a las pendientes notamos que las áreas con mayor predominancia de nieve son las que presentan inclinaciones del 4 al 8%, es decir las moderadamente onduladas. Esto encuentra su explicación en la topografía del terreno, pues pendientes muy fuertes hacen que la nieve se fusione más rápido y que no se pueda acumular durante mucho tiempo (Shrestha et al., 2012; Cline, Bales & Dozier, 1998;). También se estimó que la cobertura de nieve se presenta en altitudes superiores a los 5161 m s.n.m. en las cordilleras del sur. Estos valores fueron obtenidos también por León et al. (2019), quién determinó que la cobertura de nieve ocurre por encima de los 4750 m s.n.m. en la cordillera Barroso; los valores de persistencia en la nieve que determinó también son similares, pues en las partes altas se encontró que la cobertura de nieve es permanente con un 80% de persistencia. Estos estudios de persistencia también son evaluados para estimar la fusión de la nieve; un alto porcentaje en la persistencia indica que la fusión es menor y con ello la nieve puede ser clasificada (Jorge & Herms, 2015; Notarnicola et al., 2013; Maurer, et al., 2003).

En muchos estudios también se ha realizado la prueba de Mann Kendall a diversos datos hidrometeorológicos, y en muchos de ellos se han obtenido resultados interesantes como en este caso; los comportamientos crecientes y decrecientes encontrados en este estudio responden a la dependencia de la cobertura de nieve con la precipitación (Metcalf, English, & Luce, 2010), pues esta es la variable que más influye en la cobertura de nieve y con menor representatividad otros parámetros como la temperatura, radiación solar, etc. (Szczypta et al., 2015). Es por esto que la cobertura de nieve no tiene una tendencia clara, pues los episodios de precipitación pueden ocurrir en cualquier momento y dependen más del clima regional y local. Todo esto nos permite tener una idea del comportamiento de la cobertura de nieve no solo a escala temporal sino también espacial, de tal manera que se puedan realizar posteriormente trabajos para estimar los equivalentes de agua y realizar un posible pronóstico de caudales.

#### **5.4 Correlación entre la línea de congelamiento y la cobertura de nieve**

Los resultados obtenidos de este análisis revelan que tanto la cobertura de nieve como la altitud de la línea de congelamiento tienen un comportamiento independiente, puesto que se han obtenido valores que oscilan entre 0.20 y 0.38 en el coeficiente de

correlación de Pearson. Este comportamiento obedece principalmente a los patrones de lluvia que se registran en la parte alta; una alta precipitación puede ocasionar que la cobertura de nieve incrementalmente se área, lo cual no indica que la altitud de la LC tenga que ascender o descender. Estas diferencias en el comportamiento se deben a la intensidad de las lluvias o a la fusión de la cobertura de nieve (Díaz, 2003). Como se puede apreciar en la figura 52, existen comportamientos que siguen una tendencia a reducirse, pues hay periodos, como el de los años 2005-2007, en los cuales se aprecia que un incremento en la altitud de la línea de congelamiento conlleva una reducción de la cobertura de nieve. Estos comportamientos similares son reportados también por Díaz (2003) y se deben principalmente a que un incremento en la temperatura ocasiona la fusión de la cobertura de nieve (Jorge & Herms, 2015).

Sin embargo, existen otros años en los cuales la cobertura de nieve no coincide con los patrones de la línea de congelamiento ni en espacio ni en el tiempo, debido a las influencias relativas del suministro variable de humedad y la capacidad de la cubierta de nieve de persistir durante un tiempo después de que la línea de congelamiento se eleve (Apaloo et al., 2012; Tanarro et al., 2010; Díaz, 2003). A pesar de ello, la tendencia en la SC indica que se viene reduciendo (Díaz, 2003), y en el caso de la LC, este tiene una tendencia a incrementar su altitud (Yarleque et al., 2018; Bradley et al., 2009). Por ello, de acuerdo con estos detalles, se puede notar que la reducción de la SC lleva a que esta se concentre a altitudes más altas, pues estas zonas poseen valores de persistencia por encima del 80% (~5031 m s.n.m.); asimismo, según la línea de congelamiento, que se ubica en altitudes similares, se puede decir que la combinación de ambos factores puede posibilitar la existencia del permafrost de montaña, así como lo aseveran Deluigi et al. (2017), Haeberli et al. (2010), Gruber & Haeberli (2009), Etzelmüller et al. (2006) y Haeberli et al. (1993).

## **5.5 Contrastación de la hipótesis**

Las altitudes de la línea de congelamiento para las cordilleras del norte, centro y sur se encontraron teniendo en cuenta los siguientes valores: 5020, 5152 y 4963 m s.n.m., respectivamente, los cuales coinciden con las aproximaciones que se han desarrollado en el período del estudio (Yarleque et al., 2018; Schauwecker et al., 2017; SENAMHI, 2016). Al determinar estas altitudes, se estimaron también las temperaturas por debajo de esta línea de congelamiento, siendo esta variabilidad más representativa en la cordillera Blanca, donde el rango de temperaturas es mayor con respecto al de otras cordilleras (SENAMHI, 2009). Estos valores obtenidos determinan que la línea de congelamiento se ubique en las altitudes anteriormente mencionadas. En cuanto a la cobertura de nieve, se encontró que

esta se distribuye de mejor manera en zonas con orientaciones hacia el sur-oeste y con pendientes no muy pronunciadas, y su persistencia depende también de estos factores (Tanarro et al., 2010) y no netamente de la temperatura de 0°C. Es por esta razón que las relaciones entre la línea de congelamiento y la cobertura de nieve no siempre son similares, como quedó demostrado en la prueba estadística realizada, debido a la multiplicidad de otros factores (Díaz, 2003). De esta manera, quedó demostrado que existe una dependencia más de la cobertura de nieve en función a la línea de congelamiento, pues en algunos casos un incremento en el nivel de la línea de congelamiento ocasiona que haya una reducción en el área de la cobertura de nieve. Sin embargo, si se observa una coherencia espacial muy fuerte, aunque en algunos sectores varía, en muchas de las cordilleras tanto la línea de congelamiento como la cobertura de nieve coinciden, lo cual lleva a pensar que en estas áreas puede existir permafrost (Haeberli et al., 1993).

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 Conclusiones

Se estimó la altitud de la línea de congelamiento para las cordilleras que componen la cordillera de los Andes de Perú, y se encontró valores de altitud entre 4954 y 5023 m s.n.m. para la LC en las cordilleras del norte, altitudes de 5152 m s.n.m. para las cordilleras del centro, y para el sur la línea de congelamiento se encuentra entre las altitudes 4779 y 5149 m s.n.m. Las altitudes obtenidas obedecen a una aproximación teórica de la posible presencia de permafrost que servirá de base para futuras investigaciones del permafrost de montaña en las cordilleras del Perú.

Se encontró que las temperaturas más frías en las cordilleras del norte alcanzan un valor de  $-7.5^{\circ}\text{C}$ ; las cordilleras del centro,  $-0.6^{\circ}\text{C}$ , y las cordilleras del sur,  $-7.1^{\circ}\text{C}$ , y son estas últimas las que presentan temperaturas más bajas con respecto a las demás cordilleras. Esta estimación de temperaturas arrojó un buen pronóstico de estas áreas gracias al modelo de interpolación aplicado, el cual tiene valores de RMSE por encima de 0.5, y asegura un buen ajuste y con un error medio absoluto de  $1.45^{\circ}\text{C}$ .

Se concluyó que la estimación de la línea de congelamiento por ambos métodos tiene sus limitaciones, los satelitales producto de la escala de trabajo y la necesidad de una validación externa. En cuanto al empleo de estaciones meteorológicas, la falta de datos limita su uso; sin embargo, los resultados obtenidos por este método son mejores y son más sencillos de subsanar.

Se determinó que la cobertura de nieve tiene valores de persistencia muy altos, por encima de los 5031 m s.n.m para las cordilleras del norte, 5066 m s.n.m. para las cordilleras del centro y 5161 m s.n.m. para las cordilleras del sur, predominando principalmente en orientaciones sur-oeste y con pendientes moderadamente onduladas, cuyos valores son similares tanto en las tendencias crecientes como en las decrecientes.

Se concluyó que la cobertura de nieve y la línea de congelamiento tienen comportamientos que difieren entre sí, afectados por distintos parámetros. Por ejemplo, la cobertura de nieve está principalmente influenciada por la lluvia y la línea de congelamiento por la temperatura, aunque también existe una relación significativa entre ambos, pues un decremento en la cobertura de nieve puede deberse a que la línea de congelamiento se ha elevado. Ambos comportamientos y relaciones nos llevan a concluir que en aquellas zonas donde la temperatura permanece por debajo de los  $0^{\circ}\text{C}$  y donde persiste la cobertura de nieve, para este estudio en altitudes por encima de los 5000 m s.n.m. donde estos factores

son frecuentes, puede existir la presencia de permafrost de montaña, pues ambos favorecen su existencia.

## **6.2 Recomendaciones**

Incluir más variables a los modelos de interpolación podría mejorar la predicción de la temperatura del aire en zonas donde existen escasas estaciones meteorológicas o con un período muy corto de datos, lo cual no ayuda a estimar tendencias o visualizar comportamientos.

Estudiar la influencia de otras variables como la humedad relativa, radiación solar, balance de energía (suelo-atmósfera) y otros parámetros para entender mejor el comportamiento de la cobertura de nieve y, así, explicar de manera más detallada la relación existente entre la presencia de la línea de congelamiento y la cobertura de nieve.

Desarrollar proyectos de investigación más específicos, por ejemplo, a nivel de cuenca puede ayudar a validar los datos obtenidos de manera regional y así obtener una mejor idea de la variación de la línea de congelamiento.

Considerar los eventos extremos, como el ENSO y La Niña, en este tipo de estudios, para poder comprender mejor la dinámica del clima en la costa y su influencia en la zona andina mediante el estudio de la temperatura superficial del mar.

Continuar con la investigación orientada al estudio de la criósfera; esto permitirá desarrollar estudios en ámbitos donde aún no se tiene evidencia real de la presencia de permafrost u otro elemento de este complejo sistema.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abramov, A., Gruber, S. & Gilichinsky, D. (2008). Mountain permafrost on active volcanoes: Field data and statistical mapping, Klyuchevskaya Volcano group, Kamchatka, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 261–277. <https://doi.org/10.1002/ppp.622>
- Agnew, M. D., & Palutikof J. P. (2000). GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables. *Climate Research*, 14(2), 115–127. <https://doi.org/10.3354/cr014115>
- Aguilar, J., Espinoza, R., Espinoza, J., Rojas, J., Willems, B. & Leyva, W. M. (2019). Elevation-dependent warming of land surface temperatures in the Andes assessed using MODIS LST time series (2000–2017). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 77(April 2018), 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.12.013>
- Ahumada, A., Ibáñez, G., Toledo, M., Carilla, J. & Páez, S. (2014). El permafrost reptante, inventario y verificación en las cabeceras del río Bermejo. *Geoacta*, 39(1), 123–137.
- Allen, S., Owens, I. & Huggel, C. (2015). A first estimate of mountain permafrost distribution in the Mount Cook region of New Zealand's southern alps. (January). <https://doi.org/10.5167/uzh-5447>
- Alzate, D., Araujo, G. A., Rojas, E., Gómez, D. & Matínez, F. (2018). Regnie interpolation for rain and temperature in the andean, caribbean and pacific regions of Colombia. *Colombia Forestal*, 21(1), 102–118. <https://doi.org/10.14483/2256201X.11601>
- Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J. & Alcalá, J. (2011). Ground thermal conditions at Chachani volcano, southern Peru. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 93(3), 151–162. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00424.x>
- Apaloo, J., Brenning, A. & Bodin, X. (2012). Interactions between seasonal snow cover, ground surface temperature and topography (Andes of Santiago, Chile, 33.5°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(4), 277–291. <https://doi.org/10.1002/ppp.1753>
- Ault, T. W., Czajkowski, K. P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., ...

- Gross, C. (2006). Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment*, 105(4), 341–353. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.004>
- Aybar, C., Lavado, W., Huerta, A., Fernández, C., Vega, F., Sabino, E. & Felipe, O. (2017). Uso del producto grillado “PISCO” de precipitación en estudios, investigaciones y sistemas operacionales de monitoreo y pronóstico hidrometeorológico. Nota Técnica 001 SENAMHI-DHI-2017, pp. 1–22. Lima: SENAMHI.
- Azócar, G. & Brenning, A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°s). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42–53. <https://doi.org/10.1002/ppp.669>
- Azócar, G., Brenning, A. & Bodin, X. (2017). Permafrost distribution modelling in the semi-arid Chilean Andes. *The Cryosphere*, 11(2), 877–890. <https://doi.org/10.5194/tc-11-877-2017>
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., ... Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 10(1), 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Bivand, R. (2019). OGR shapefile encoding (pp. 1–7). pp. 1–7. R project.
- Bolch, T. & Kamp, U. (2005). New strategies for European remote sensing : proceedings of the 24th Symposium of the European Association of Remote Sensing Laboratories, Dubrovnik, Croatia, 25-27 May 2004. *New Strategies for European Remote Sensing*, 768.
- Bradley, R., Keimig, F., Diaz, H. & Hardy, D. (2009). Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions. *Geophysical Research Letters*, 36(17), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2009GL037712>
- Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 231–240. <https://doi.org/10.1002/ppp.528>

- Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J. & Hofstede, R. (2006). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1–2), 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.002>
- Camino, M. A., Juliana Bó, M., Cionchi, J. L., López de Armentia, A., Del Río, J. L. & De Marco, S. G. (2018). Estudio morfométrico de las cuencas de drenaje de la vertiente sur del sudeste de la provincia de Buenos Aires (Argentina). *Revista Universitaria de Geografía*, 27(1), 73–97. <http://bibliotecadigital.uns.edu.ar/pdf/reuge/v27n1/v27n1a05.pdf>
- Cherry, J., Zhu, J. & Kirchner, P. (2017). Snow cover monitoring with MODIS Satellite Data in Alaska's National Parks, 2000-2015. *Natural Resource Stewardship and Science, 2000–2015*.
- Chuvieco, E. (2008). Teledetección ambiental. Editorial Ariel S.A., 3, 662.
- Cline, D., Bales, R. & Dozier, J. (1998). Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research*, 34(5), 1275–1285. <https://doi.org/10.1029/97WR03755>
- Cogliati, M., Groch, D. & Finessi, F. (2015). Utilización de productos Terra-Modis para el cálculo de la superficie nívica en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina). VIII Congreso Argentino de Tecnología Espacial, Buenos Aires, Argentina, (November), 13.
- Daac, N. L. P. (2012). MODIS land products quality assurance Tutorial: Part-1. USGS EROS Center, pp. 1–9. Sioux Falls: USGS EROS Center.
- Daac, N. L. P. (2014). LP DAAC2Disk Download Manager. 2015-09-23 website: <https://lpdaac.usgs.gov/tools/daac2diskscripts/>
- Delaloye, R. & Echelard, T. (2019). Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers (pp. 1–13). pp. 1–13. Friburgo: Action Group Rock glacier inventories and kinematics (IPA).
- Deluigi, N., Lambiel, C. & Kanevski, M. (2017). Data-driven mapping of the potential mountain permafrost distribution. *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.041>

- Díaz, H. (2003). Climate variability and change in high elevation regions: Past, Present & Future. In H. F. Diaz (Ed.), Kluwer Academic Publishers (Henry Diaz). <https://doi.org/10.1007/978-94-015-1252-7>
- Díaz, R. (2015). Estudio de caracterización climática de la precipitación pluvial y temperatura de aire para las cuencas de los ríos Coata e Ilave. Puno.
- Dozier, J. (1980). A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain. *Water Resources Research*, 16(4), 709–718. <https://doi.org/10.1029/WR016i004p00709>
- European Environment Agency. (2009). Regional climate change and adaptation. In Report EEA No. 8/2009 (Vol. 8). <https://doi.org/10.2800/12552>
- Etzelmüller, B., Heggem, E., Sharkhuu, N., Frauenfelder, R., Kääb, A. & Goulden, C. (2006). Mountain permafrost distribution modelling using a multi-criteria approach in the Hövsgöl area, Northern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(2), 91–104. <https://doi.org/10.1002/ppp.554>
- Fedorov, A. N., Ivanova, R. N., Park, H., Hiyama, T. & Iijima, Y. (2014). Recent air temperature changes in the permafrost landscapes of northeastern Eurasia. *Polar Science*, 8(2), 114–128. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.02.001>
- Fick, S. & Hijmans, R. (2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4302–4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- François, C., Bosseno, R., Vacher, J. & Seguin, B. (1999). Frost risk mapping derived from satellite and surface data over the Bolivian Altiplano. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95(2), 113–137. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00002-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00002-7)
- Francou, B., Ribstein, P., Semiond, H., Portocarrero, C. & Rodriguez, A. (1995). Balances de glaciares y clima en Bolivia y Peru: impacto de los eventos ENSO. *Bulletin - Institut Francais d'Etudes Andines*, 24(3), 661–670.
- Funk, M. & Hoelzle, M. (1992). A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 139–142. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030211>

- Galve, J. M., Coll, C., Caselles, V., Valor, E. & Mira, J. (2008). Desarrollo y validación de algoritmos de temperatura de la superficie terrestre. *Revista de Teledetección*, 29, 38–44.
- Garreaud, R. (1995). Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central. *Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica - XI Congreso Chileno*, 10, 15.
- Garreaud, R. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Giorgi, F., Hurrell, J., Marinucci, M. & Beniston, M. (1997). Elevation dependency of the surface climate change signal: A model study. *Journal of Climate*, 10(2), 288–296. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010.028/EDOTSC.20CO2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010.028/EDOTSC.20CO2)
- Gomariz, F. (2013). Distribución espacial: interpolación espacial. <https://rua.ua.es/dspace/bitstream/10045/29116/1/presentaD2.pdf>
- Gómez, A., Salvador, F., Franganillo, M. & Salvá, M. (2016). Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglacialismo. In *Polígonos. Revista de Geografía*. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4297>
- Gorbunov, A. P. (1978). Permafrost Investigations in High-Mountain Regions. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 283. <https://doi.org/10.2307/1550761>
- Greenberg, J. A. & Mattiuzzi, M. (2018). Package "gdalUtils" (pp. 1–67). pp. 1–67. R project.
- Gregory, K. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7), 1091–1105.
- Grohmann, C. (2018). Evaluation of TanDEM-X DEMs on selected Brazilian sites: Comparison with SRTM, ASTER GDEM and ALOS AW3D30. *Remote Sensing of Environment*, 212, 121–133. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.043>
- Gruber, S. & Haeberli, W. (2009). Mountain Permafrost. In R. Margesin (Ed.), *Permafrost Soils*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-69371-0>
- Guan, B., Hsu, H., Wey, T. & Tsao, L. (2009). Modeling monthly mean temperatures for the mountain regions of Taiwan by generalized additive models. *Agricultural*

and Forest Meteorology, 149(2), 281–290.  
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.08.010>

Haeberli, W., Guodong, C. & Harris, S. A. (1993). Mountain Permafrost and Climatic Change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4(February), 165–174.  
[https://doi.org/10.45-6740/93/020165-10\\$10.00](https://doi.org/10.45-6740/93/020165-10$10.00)

Haeberli, W. (1975). Untersuchungen Zur Verbreitung Von Permafrost Zwischen Flueelapass Und Piz Grialetsch (Graubuenden). *Mitt Versuchsanst Wasserbau Hydrol Glaziologie Eidg Tech Hochsch Zurich*, (17).

Haeberli, W. (1990). Glacier and permafrost signals of 20th-century warming. *Annals of Glaciology*, 14, 99–101. <https://doi.org/10.3189/s026030550000834x>

Haeberli, W., Arenson, L., Delaloye, R., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., ... Phillips, M. (2010). Permafrost on mountain slopes – development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043–1058. <https://doi.org/10.3189/002214311796406121>

Haeberli, W. & Beniston, M. (1998). Change climate permafrost and and in the its Alps impacts on glaciers. *Ambio*, 27(4), 258–265.  
<http://www.jstor.org/stable/4314732>

Hall, D. (2010). Book Review: The periglacial environment. *Memory Studies*, 3(2), 179–183. <https://doi.org/10.1177/1750698009355679>

Hall, D., Riggs, G. & Salomonson, V. (1995). Mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Data. *Glaciological Data*, 1(95), 33.

Harris, C. (2005). Climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazard. *Global Change and Mountain Regions*, 215–224.  
[https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-x\\_22](https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-x_22)

Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., ... Vonder Mühl, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3–4), 117–171.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002>

- Harris, S., French, H., Heginbottom, J., Johnston, G., Landayi, B., Sege, D. & Van Everdingen, R. (1989). Glossary of permafrost and related ground-ice terms. In National Research Council of Canada (Ed.), *Arctic and Alpine Research* (142nd ed., Vol. 21). <https://doi.org/10.2307/1551636>
- Heginbottom, A. (2000). Geocryological map of Russia and neighbouring republics, 1:2,500,000 scale. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(3), 282–285.
- Hijmans, R. (2015). Introduction to the "raster" package ( version 2 . 3-24 ). R-CRAN Project, pp. 1–27. R project.
- Hoelzle, M. (1996). Mapping and modelling of mountain permafrost distribution in the Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50(1), 11–15. <https://doi.org/10.1080/00291959608552347>
- Humlum, O. (1982). Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 82(1), 59–66. <https://doi.org/10.1080/00167223.1982.10649152>
- Hurtado, A., & Mesa, Ó. (2015). Climate change and space-time variability of the precipitation in Colombia. *Revista EIA*, (24), 131–150.
- INAIGEM. (2018). Inventario nacional de glaciares: Las cordilleras glaciares del Peru.
- Jorge, J. & Herms, I. (2015). Mapas de fusión de la nieve en el Pre-Pirineo catalán a partir de datos MODIS/Terra. Congreso de La Asociación Española de Teledetección, (1), 366–369. [https://www.google.es/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0ahUKEwjn8Kj7kuvKAhVGWRQKHfSqCUEQFggiMAA&url=http%3A%2F%2Fcongreso2015aet.com%2Fweb%2Fwp-content%2Fuploads%2F2015%2F10%2FLIBRO\\_ACTAS\\_XVI\\_CONGRESO\\_AET.pdf&usg=AFQjCNEqDTkZ2DCbfEaNRwR1fysMT5](https://www.google.es/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0ahUKEwjn8Kj7kuvKAhVGWRQKHfSqCUEQFggiMAA&url=http%3A%2F%2Fcongreso2015aet.com%2Fweb%2Fwp-content%2Fuploads%2F2015%2F10%2FLIBRO_ACTAS_XVI_CONGRESO_AET.pdf&usg=AFQjCNEqDTkZ2DCbfEaNRwR1fysMT5).
- Kaur, R., Saikumar, D., Kulkarni, A. V. & Chaudhary, B. (2009). Variations in snow cover and snowline altitude in Baspa Basin. *Current Science*, 96(9), 1255–1258.
- King, J. C., & Turner, J. (1997). Antarctic meteorology and climatology. In *International Journal of Consumer Studies* (Vol. 27). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524967>

- Klein, A., Hall, D. & Riggs, G. (1998). Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, 12(10–11), 1723–1744. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199808/09\)12:10/11<1723::AID-HYP691>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1723::AID-HYP691>3.0.CO;2-2)
- Labrador, M., Évora, J. & Arbelo, M. (2012). *Satélites de teledetección para la gestión del territorio* (Primera ed; Litografía Romero, Ed.). Canarias.
- León, H., Loarte, E., Medina, K., Dávila, L., Rabatel, A., Muñoz, R., ... Frey, H. (2019). Multi-temporal snow cover analysis with MODIS data in the Cordillera. *Geophysical Research Abstracts*, 21, 10368. Viena: Copernicus Meeting.
- Lindsey, R., Herring, D., Abbott, M., Conboy, B., Esaias, W., Justice, C., ... Salomonson, V. (2001, March). MODIS Brochure. NASA Goddard Space Flight Center, Vol. 1, pp. 209–209. <https://doi.org/10.2217/cns.13.8>
- López, B. (2013). Estudio comparativo de índices espectrales aplicados a los incendios del Alt Empordà en 2000 y 2012 a través de imágenes Modis (Universidad Politécnica de Catalunya). <http://hdl.handle.net/2099.1/18452>
- Mao, K. B., Ma, Y., Tan, X. L., Shen, X. Y., Liu, G., Li, Z. L., ... Xia, L. (2017). Global surface temperature change analysis based on MODIS data in recent twelve years. *Advances in Space Research*, 59(2), 503–512. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.007>
- Marmy, A., Rajczak, J., Delaloye, R., Hilbich, C., Hoelzle, M., Kotlarski, S., ... Hauck, C. (2016). Semi-automated calibration method for modelling of mountain permafrost evolution in Switzerland. *Cryosphere*, 10(6), 2693–2719. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2693-2016>
- Mas, J. (2011). Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio. In SEMARNAT (Ed.), *Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT)* (Primera ed, Vol. 1). <https://doi.org/10.1192/bjp.111.479.1009-a>
- Maurer, E. P., Rhoads, J. D., Dubayah, R. O. & Lettenmaier, D. P. (2003). Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS. *Hydrological Processes*, 17(1), 59–71. <https://doi.org/10.1002/hyp.1193>
- Metcalf, R., English, J. & Luce, J. (2010). Variability and trends in seasonal snow

cover in Ontario from 1980 to 2010 detected using remote sensing. Ontario. Ontario.

Miles, L. (2013). Global digital elevation model accuracy assessment in the Himalaya, Nepal. Western Kentucky University.

Miner, A. (2011). Análisis de la cuenca del río Mendoza (Mendoza, Argentina): cuantificación del régimen pluvio-nival y propuestas de modelo para mejorar la gestión integral de sus recursos. Universitat Politècnica de Valencia.

Moreno, V. & Alonso, C. (1996). Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT-TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. Revista de Teledetección: Revista de La Asociación Española de Teledetección, (7), 4.

National Aeronautics and Space Administration. (2008). MODIS Web. September 20, 2019, from <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>

National Oceanic and Atmospheric Administration. (2018). Polar Orbiting: Aqua Satellite and MODIS Swath Dataset | Science On a Sphere. September 20, 2019, from <https://sos.noaa.gov/datasets/polar-orbiting-aqua-satellite-and-modis-swath/>

Nieblas, J. & Delgado, H. (2015). Localización aproximada de permafrost en el volcán Citlaltépetl a partir de información geoespacial. <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/9339/tesis.pdf?sequence=1>

Noetzli, J. & Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. Jahrbuch Des Vereins Zum Schutz Der Bergwelt, 70, 111–121.

Notarnicola, C., Duguay, M., Moelg, N., Schellenberger, T., Tetzlaff, A., Monsorno, R., ... Zebisch, M. (2013). Snow cover maps from MODIS images at 250 m resolution, part 1: Algorithm description. Remote Sensing, 5(1), 110–126. <https://doi.org/10.3390/rs5010110>

Organización Meteorológica Mundial. (2017). Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos. Génève: OMM.

Paredes, C., Salinas, W., Martínez, X. & Jiménez, S. (2013). Evaluación y

comparación de métodos de interpolación determinísticos y probabilísticos para la generación de modelos digitales de elevación. *Investigaciones Geográficas, Boletín Del Instituto de Geografía UNAM*, 82, 118–130.

Pepin, N., Bradley, R., Diaz, H., Baraer, M., Caceres, E., Forsythe, N., ... Yang, D. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5(5), 424–430. <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>

R-project. (s.f.). R: El proyecto R para computación estadística. November 4, 2019, from <https://www.r-project.org/>

Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., ... Sicart, J. E. (2012). Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics?. *Journal of Glaciology*, 58(212), 1027–1036. <https://doi.org/10.3189/2012JoG12J027>

Ran, Y., Li, X. & Jin, R. (2011). Estimation of the mean annual surface temperature and surface frost number using the MODIS Land Surface Temperature Products for mapping permafrost in China. *Proceedings of Tenth International Conference on Permafrost*, 47(2009), 317–321.

Rangecroft, S., Harrison, S. & Anderson, K. (2015). Rock glaciers as water stores in the Bolivian Andes: An assessment of their hydrological importance. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 47(1), 89–98. <https://doi.org/10.1657/AAAR0014-029>

Rangecroft, S., Suggitt, A., Anderson, K. & Harrison, S. (2016). Future climate warming and changes to mountain permafrost in the Bolivian Andes. *Climatic Change*, 137(1–2), 231–243. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1655-8>

Rauthe, M., Steiner, H., Riediger, U., Mazurkiewicz, A. & Gratzki, A. (2013). A Central European precipitation climatology - Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorologische Zeitschrift*, 22(3), 235–256. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0436>

Roy, D., Borak, J., Devadiga, S., Wolfe, R., Zheng, M. & Descloitres, J. (2002). The MODIS Land product quality assessment approach. *Remote Sensing of Environment*, 83(1–2), 62–76. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00087-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00087-1)

- Ruiz, M. & Bernal, G. (2009). Seasonal and interannual wind variability into the NCEP/NCAR. *Avances En Recursos Hidráulicos*, (20), 7–20.
- Saz, M., Serrano, R., Luis, M. & Longares, L. (2010). Comparación de métodos de interpolación y de regresión para la cartografía de temperaturas máximas y mínimas absolutas: el caso de Navarra (Norte de España) en 2009. *Clima, Ciudad y Ecosistemas*, 473–484.
- Schauwecker, S., Rohrer, M., Huggel, C., Endries, J., Montoya, N., Neukom, R., ... Suarez, W. (2017). The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents. *Journal of Geophysical Research*, 122(10), 5172–5189. <https://doi.org/10.1002/2016JD025943>
- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P. & Crosta, G. (2013). A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology*, 186, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.028>
- Sen, P. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the Americal Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- SENAMHI. (2009). Escenarios climáticos en la cuenca del Rio Santa para el año 2030. In Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología & Centro de Predicción Numérica – CPN. Lima.
- SENAMHI. (2016). Informe sobre la situacion actual de los glaciares monitoreados por el SENAMHI. Lima.
- Shrestha, M., Wang, L., Koike, T., Xue, Y. & Hirabayashi, Y. (2012). Modeling the spatial distribution of snow cover in the Dudhkoshi Region of the Nepal Himalayas. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 204–222. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05027.1>
- Sluiter, R. (2009). Interpolation methods for climate data literature review. In KNMI (Ed.), *Intern (Version 1., pp. 1–28)*. De Bilt.
- Smith, M. W. & Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1–15.

<https://doi.org/10.1002/ppp.410>

- Snyder, W. C. & Wan, Z. (1998). BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1), 214–225. <https://doi.org/10.1109/36.655331>
- Soenario, I., Plieger, M. & Sluiter, R. (2010). Optimization of rainfall interpolation. In *Intern Rapport of the Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (Version 2., p. 31)*.
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J. F., Vigneau, C. & Fanise, P. (2015). Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *Journal of Hydrology*, 521, 84–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.060>
- Tanarro, L. M., Palacios, D., Zamorano, J. J. & Gómez, A. (2010). Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral de Veleta, Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigacion Geografica*, 36(2), 39–59.
- Trombotto, D., Buk, E. & Hernández, J. (1997). Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(1), 123–129. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199701\)8:1<123::AID-PPP242>3.0.CO;2-M](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199701)8:1<123::AID-PPP242>3.0.CO;2-M)
- Tucker, C. (1986). Maximum normalized difference vegetation index images for sub-saharan africa for 1983-1985. *International Journal of Remote Sensing*, 7(11), 1383–1384. <https://doi.org/10.1080/01431168608948941>
- Ubeda, J., Yoshikawa, K., Pari, W., Palacios, D., Macias, P., & Apaza, F. (2015). Geophysical surveys on permafrost in Coropuna and Chachani volcanoes ( southern Peru ). *EGU General Assembly 2015, Vol. 17, p. 35858*. [babeda-et-al-2015\\_-permafrost-andes.pdf](#)
- Van Der Hammen, T. & Hooghiemstra, H. (2000). Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, 19(8), 725–742. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00024-4)
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado, W. & Cáceres, B. (2015). Impact of

- the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research*, 120(9), 3745–3757. <https://doi.org/10.1002/2015JD023126>
- Wan, Z. (2014). New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sensing of Environment*, 140, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.027>
- Wan, Z. & Dozier, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 892–905. <https://doi.org/10.1109/36.508406>
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. & Li, Z. (2002). Validation of the land-surface temperature products retrieved from terra moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83(1–2), 163–180. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00093-7)
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J., ... Bates, P. (2017). A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5844–5853. <https://doi.org/10.1002/2017GL072874>
- Yarleque, C., Vuille, M., Hardy, D., Timm, O., De la Cruz, J., Ramos, H. & Rabatel, A. (2018). Projections of the future disappearance of the Quelccaya Ice Cap in the Central Andes. *Scientific Reports*, 8(1), 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33698-z>
- Yoshikawa, K. (2013). *Permafrost in our time: community-based permafrost temperature archive* (University; F. Pedersen, S. Boatwright, N. Rozell, & K. Yoshikawa, Eds.). Valencia: University of Alaska Fairbanks Permafrost Outreach Program.

# **ANEXOS**

## **ANEXO 1**

### **FORMATOS PARA SOLICITUD DE DATOS A ENTIDADES PÚBLICAS Y PRIVADAS**



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Instituto Nacional de Investigación en  
Glaciares y Ecosistemas de Montañas

*"Decenio de la igualdad de oportunidades para mujeres y hombres"*

*"Año de la lucha contra la corrupción y la impunidad"*

Huaraz, 24 de mayo de 2019

**Oficio N° 050 – 2019**

Señor (a):

GABRIELA TEÓFILA ROSAS BENANCIO

**Directora de Meteorología y Evaluación Ambiental**

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú

Jr. Cabude 785 - Jesús María - Lima

ASUNTO: **SOLICITO INFORMACIÓN METEOROLÓGICA**

De mi mayor consideración.

Mediante el presente documento me dirijo a Ud. para **saludarla** cordialmente y manifestarle que el Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM) adscrita al Ministerio del Ambiente viene ejecutando los siguientes proyectos de investigación en el marco de sus funciones:

- "Evaluación y estimación de la distribución espacio temporal de permafrost a nivel nacional como potencial de reserva hídrica"
- "Retroceso glaciar y su impacto en la seguridad hídrica en el Perú".

Ambos proyectos tienen la finalidad de conocer el impacto del cambio climático en la disponibilidad del **recurso hídrico**, así como conocer las reservas de agua dulce potenciales con las que cuenta nuestro país. Para ello se elaborarán modelos hidrológicos y climáticos que requieren datos de estaciones hidrometeorológicas a nivel nacional. Para el desarrollo de los modelos se usará data del SENAMHI, que es socio de uno de los proyectos, pero deseamos incorporar otras fuentes de información como la suya. Esto nos permitiría complementar la red de estaciones y nuestros modelos podrán reflejar mejor la realidad de los recursos hídricos, que son de vital importancia para nuestro país. Cabe mencionar que los resultados obtenidos serán compartidos con las diferentes instituciones que amablemente nos brinden su información, así mismo estará a disposición de la población a través de nuestra plataforma.

En tal sentido, agradeceríamos pueda compartir con nosotros datos **meteorológicos** como **temperatura (mínima y máxima), precipitación, humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento, presión atmosférica** y las coordenadas (x, y, z) de ubicación de las estaciones presentes **a nivel nacional, de 1981 al 2019**. En caso de tener alguna duda agradecemos comunicarse con los especialistas y coordinadores de los proyectos:

1. La Ing. Katy Damacia Medina Marcos (movistar 966287485; e-mail: [kmedina@inaigem.gob.pe](mailto:kmedina@inaigem.gob.pe)),
2. El Ing. Edwin Anibal Loarte Cadenas (movistar 966961446; e-mail: [eloarte@inaigem.gob.pe](mailto:eloarte@inaigem.gob.pe))

En la seguridad de que la presente merecerá vuestra atención y comentarios, me suscribo de Ud. renovándole las muestras de mi especial consideración.

Atentamente,

[www.inaigem.gob.pe](http://www.inaigem.gob.pe)

Jr. Juan Bautista Mejía Nro. 887  
Huaraz, Perú  
T: (511) 043 221788



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Instituto Nacional de Investigación en  
Glaciares y Ecosistemas de Montañas

*"Decenio de la igualdad de oportunidades para mujeres y hombres"*

*"Año de la lucha contra la corrupción y la impunidad"*

Huaraz, 24 de mayo de 2019

**Carta N° 026 – 2019**

Señor:

**JUAN IGNACIO ROSADO GÓMEZ DE LA TORRE**

**Gerente General**

**Volcan Compañía Minera S.A.A.**

**AV. Manuel Olguín 373 - Santiago de Surco – Lima**

ASUNTO: **SOLICITO INFORMACIÓN METEOROLÓGICA**

De mi mayor consideración.

Mediante el presente documento me dirijo a Ud. para **saludarlo** cordialmente y manifestarle que el Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM) adscrita al Ministerio del Ambiente viene ejecutando los siguientes proyectos de investigación en el marco de sus funciones:

- "Evaluación y estimación de la distribución espacio temporal de permafrost a nivel nacional como potencial de reserva hídrica"
- "Retroceso glaciar y su impacto en la seguridad hídrica en el Perú".

Ambos proyectos tienen la finalidad de conocer el impacto del cambio climático en la disponibilidad del recurso hídrico, así como conocer las reservas de agua dulce potenciales con las que cuenta nuestro país. Para ello se elaborarán modelos hidrológicos y climáticos que requieren datos de estaciones hidrometeorológicas a nivel nacional. Para el desarrollo de los modelos se usará data del SENAMHI, que es socio de uno de los proyectos, pero deseamos incorporar otras fuentes de información como la suya. Esto nos permitiría complementar la red de estaciones y nuestros modelos podrán reflejar mejor la realidad de los recursos hídricos, que son de vital importancia para nuestro país. Cabe mencionar que los resultados obtenidos serán compartidos con las diferentes instituciones que amablemente nos brinden su información, así mismo estará a disposición de la población a través de nuestra plataforma.

En tal sentido, agradeceríamos pueda compartir con nosotros datos **meteorológicos** como **temperatura (mínima y máxima), precipitación, humedad relativa, velocidad y dirección del viento** y las coordenadas (x, y, z) de ubicación de las estaciones presentes **en su ámbito de influencia, del 2009 al 2019**. En caso de tener alguna duda agradecemos comunicarse con los especialistas y coordinadores de los proyectos:

1. La Ing. Katy Damacia Medina Marcos (movistar 966287485; e-mail: [kmedina@inaigem.gob.pe](mailto:kmedina@inaigem.gob.pe)),
2. El Ing. Edwin Anibal Loarte Cadenas (movistar 966961446; e-mail: [eloarte@inaigem.gob.pe](mailto:eloarte@inaigem.gob.pe))

En la seguridad de que la presente merecerá vuestra atención y comentarios, me suscribo de Ud. renovándole las muestras de mi especial consideración.

Atentamente,

[www.inaigem.gob.pe](http://www.inaigem.gob.pe)

Jr. Juan Bautista Mejía Nro. 887  
Huaraz, Perú  
T: (511) 043 221788

## **ANEXO 2**

### **LISTADO DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE LAS CUALES SE OBTUVIERON LOS DATOS PARA EL ESTUDIO**

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
1	EMANC001	ANCASH	EMA01_Ocros	CIAD_UNASAM	3254	-77.398554	-10.405092	2012-2018	Horario
2	EMANC002	ANCASH	EMA02_Chacas	CIAD_UNASAM	4038	-77.477975	-9.156450	2012-2018	Horario
3	EMANC003	ANCASH	EMA03_Chiquian	CIAD_UNASAM	3406	-77.152861	-10.152750	2012-2018	Horario
4	EMANC004	ANCASH	EMA04_Casma	CIAD_UNASAM	127	-78.235383	-9.476533	2012-2018	Horario
5	EMANC005	ANCASH	EMA05_Shilla	CIAD_UNASAM	3056	-77.624806	-9.234194	2012-2018	Horario
6	EMANC006	ANCASH	EMA06_Corongo	CIAD_UNASAM	3157	-77.903333	-8.565889	2012-2018	Horario
7	EMANC007	ANCASH	EMA07_San Nicolas	CIAD_UNASAM	2781	-77.184750	-8.980389	2012-2018	Horario
8	EMANC008	ANCASH	EMA08_Cañasbamba	CIAD_UNASAM	2290	-77.770317	-9.097433	2012-2018	Horario
9	EMANC009	ANCASH	EMA09_Purhuay	CIAD_UNASAM	3478	-77.206139	-9.314861	2012-2018	Horario
10	EMANC010	ANCASH	EMA10_Shancayan	CIAD_UNASAM	3072	-77.524056	-9.516528	2012-2018	Horario
11	EMANC011	ANCASH	EMA11_Huarmey	CIAD_UNASAM	10	-78.135767	-10.064883	2012-2018	Horario
12	EMANC012	ANCASH	EMA12_Pomabamba	CIAD_UNASAM	2941	-77.467306	-8.813333	2012-2018	Horario
13	EMANC013	ANCASH	EMA13_Pastoruri	CIAD_UNASAM	4161	-77.300875	-9.889194	2012-2018	Horario
14	EMANC014	ANCASH	EMA14_Nepeña	CIAD_UNASAM	115	-78.370917	-9.179500	2012-2018	Horario
15	EMANC015	ANCASH	EMA15_Tingua	CIAD_UNASAM	2497	-77.688333	-9.222450	2012-2018	Horario
16	EMANC016	ANCASH	EMA16_Quillcayhuanca	CIAD_UNASAM	3819	-77.416611	-9.498194	2012-2018	Horario
17	EMANC017	ANCASH	EM_Morizq	ANA	4800	-77.637108	-8.969914	2002-2018	Horario
18	EMANC018	ANCASH	EM_Morder	ANA	4900	-77.645075	-8.963333	2002-2018	Diario
19	EMANC019	ANCASH	EM_Glaciár	ANA	4900	-77.628722	-8.965239	2002-2018	Horario
20	EMANC020	ANCASH	EM_Hilarion	MINERA NEXA	4762	-77.009823	-9.979719	2018-2019	Horario
21	EMANC021	ANCASH	EM_Magistral	MINERA NEXA	4034	-77.783553	-8.225267	2014-2018	Horario
22	EMANC022	ANCASH	EM_Yanacancha	MINERA ANTAMINA	4281	-77.033448	-9.567103	2001-2019	Horario
23	EMANC023	ANCASH	EM_Dos Cruces	MINERA ANTAMINA	4493	-77.059854	-9.560268	2008-2019	Horario
24	EMANC024	ANCASH	EM_Ayash	MINERA ANTAMINA	3805	-77.020464	-9.524305	2007-2019	Horario
25	EMANC025	ANCASH	EM_Juprog	MINERA ANTAMINA	4126	-77.068998	-9.573836	2007-2019	Horario

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
26	EMANC026	ANCASH	EM_Quebrada Antamina	MINERA ANTAMINA	4035	-77.085795	-9.555033	1998-2019	Horario
27	EMANC027	ANCASH	Santiago Antunez de Mayolo	SENAMHI	3079	-77.524861	-9.516528	1998-2019	Mensual
28	EMANC028	ANCASH	Aija	SENAMHI	3508	-77.606739	-9.781644	2000-2019	Mensual
29	EMANC029	ANCASH	Recuay	SENAMHI	3431	-77.453653	-9.729194	1981-2019	Mensual
30	EMANC030	ANCASH	Chavin	SENAMHI	3140	-77.175261	-9.585983	1986-2019	Mensual
31	EMANC031	ANCASH	Chiquian	SENAMHI	3386	-77.159494	-10.147631	2009-2019	Mensual
32	EMANC032	ANCASH	Cabana	SENAMHI	3364	-78.004611	-8.390575	2002-2019	Mensual
33	EMANC033	ANCASH	Piscobamba II	SENAMHI	3290	-77.350719	-8.870447	2015-2019	Mensual
34	EMANC034	ANCASH	Cajamarquilla	SENAMHI	3286	-77.741356	-9.632044	2004-2019	Mensual
35	EMAPU001	APURIMAC	Tambobamba	SENAMHI	3317	-72.175222	-13.944917	1996-2019	Mensual
36	EMAPU002	APURIMAC	Curpahuasi	SENAMHI	3579	-72.666667	-14.061389	2009-2019	Mensual
37	EMARE001	AREQUIPA	EM_Pillones	EGASA	4393	-71.219531	-15.819469	2009-2018	Diario
38	EMARE002	AREQUIPA	EM_Chalhuanca	EGASA	4317	-71.330136	-15.797053	2009-2018	Diario
39	EMARE003	AREQUIPA	EM_Banputane	EGASA	4580	-71.026867	-15.430808	2009-2018	Diario
40	EMARE004	AREQUIPA	Patahuasi-Arequipa	SENAMHI	4035	-71.414806	-16.055417	2010-2019	Mensual
41	EMARE005	AREQUIPA	Puica	SENAMHI	3661	-72.692278	-15.060500	2010-2019	Mensual
42	EMARE006	AREQUIPA	Pullhuay (Ayahuasi)	SENAMHI	3455	-72.752778	-15.135833	2003-2019	Mensual
43	EMARE007	AREQUIPA	Andahua	SENAMHI	3562	-72.355097	-15.500900	2000-2019	Mensual
44	EMARE008	AREQUIPA	Orcopampa	SENAMHI	3779	-72.338611	-15.260556	2004-2019	Mensual
45	EMARE009	AREQUIPA	Chachas	SENAMHI	3071	-72.268522	-15.502422	2004-2019	Mensual
46	EMARE010	AREQUIPA	Huambo	SENAMHI	3312	-72.106925	-15.732006	2001-2019	Mensual
47	EMARE011	AREQUIPA	Madrigal	SENAMHI	3276	-71.806544	-15.609989	2002-2019	Mensual
48	EMARE012	AREQUIPA	Tisco	SENAMHI	4175	-71.450000	-15.350000	2003-2019	Mensual
49	EMARE013	AREQUIPA	Porpera	SENAMHI	4195	-71.316667	-15.350000	2003-2019	Mensual
50	EMARE014	AREQUIPA	Pampa de Arrieros	SENAMHI	3715	-71.588889	-16.063056	1999-2019	Mensual
51	EMARE015	AREQUIPA	Pillones	SENAMHI	4455	-71.213333	-15.978611	2003-2019	Mensual

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
52	EMARE016	AREQUIPA	Las Salinas	SENAMHI	4378	-71.148056	-16.317778	2003-2019	Mensual
53	EMARE017	AREQUIPA	Caylloma	SENAMHI	4318	-71.770192	-15.188828	2002-2019	Mensual
54	EMARE018	AREQUIPA	Sibayo	SENAMHI	3806	-71.463775	-15.494275	1981-2019	Mensual
55	EMARE019	AREQUIPA	Chivay	SENAMHI	3644	-71.601689	-15.641628	1981-2019	Mensual
56	EMARE020	AREQUIPA	Imata	SENAMHI	4475	-71.090617	-15.842656	1981-2019	Mensual
57	EMARE021	AREQUIPA	Cabanaconde	SENAMHI	3333	-71.974086	-15.622594	1988-2019	Mensual
58	EMARE022	AREQUIPA	Salamanca	SENAMHI	3203	-72.833333	-15.500000	1997-2019	Mensual
59	EMARE023	AREQUIPA	El Frayle	SENAMHI	4131	-71.189103	-16.154819	1981-2019	Mensual
60	EMARE024	AREQUIPA	Yanaquihua	SENAMHI	3130	-72.882778	-15.783056	1998-2019	Mensual
61	EMARE025	AREQUIPA	Machahuay	SENAMHI	3150	-72.502222	-15.645278	1999-2019	Mensual
62	EMARE026	AREQUIPA	Huanca	SENAMHI	3065	-71.881083	-16.034578	1999-2019	Mensual
63	EMAYA001	AYACUCHO	La Quinoa	SENAMHI	3240	-74.142222	-13.051667	1998-2019	Mensual
64	EMAYA002	AYACUCHO	Huancapi	SENAMHI	3120	-74.070556	-13.750278	1993-2019	Mensual
65	EMAYA003	AYACUCHO	Puquio	SENAMHI	3168	-74.131597	-14.699275	1981-2019	Mensual
66	EMAYA004	AYACUCHO	Coracora	SENAMHI	3156	-73.779447	-15.011944	1982-2019	Mensual
67	EMAYA005	AYACUCHO	Paucaray	SENAMHI	3238	-73.638814	-14.043783	1994-2018	Mensual
68	EMAYA006	AYACUCHO	Huac-huas	SENAMHI	3180	-74.940556	-14.131944	2003-2018	Mensual
69	EMAYA007	AYACUCHO	Vilcashuaman	SENAMHI	3656	-73.934444	-13.648333	2002-2018	Mensual
70	EMAYA008	AYACUCHO	Chilcayoc	SENAMHI	3400	-73.726583	-13.882572	2003-2018	Mensual
71	EMAYA009	AYACUCHO	Huancasancos	SENAMHI	3440	-74.333611	-13.916944	2017-2018	Mensual
72	EMCAJ001	CAJAMARCA	Quilcate	SENAMHI	3082	-78.744000	-6.822747	1996-2019	Mensual
73	EMCAJ002	CAJAMARCA	Granja Porcon	SENAMHI	3149	-78.639444	-7.037531	1981-2019	Mensual
74	EMCAJ003	CAJAMARCA	Cachaqui	SENAMHI	3203	-78.268550	-7.451064	2015-2019	Mensual
75	EMCUS001	CUSCO	Granja Kcayra	SENAMHI	3219	-71.875278	-13.556944	1981-2019	Mensual
76	EMCUS002	CUSCO	Anta Ancachuro	SENAMHI	3340	-72.215833	-13.468333	2010-2019	Mensual
77	EMCUS003	CUSCO	Paruro	SENAMHI	3084	-71.844722	-13.767500	1981-2019	Mensual
78	EMCUS004	CUSCO	Acomayo	SENAMHI	3160	-71.683611	-13.916944	1981-2019	Mensual

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
79	EMCUS005	CUSCO	Paucar Tambo	SENAMHI	3042	-71.590556	-13.324444	1981-2019	Mensual
80	EMCUS006	CUSCO	Ccatcca	SENAMHI	3729	-71.560278	-13.610000	1981-2019	Mensual
81	EMCUS007	CUSCO	Santo Tomas	SENAMHI	3253	-72.088611	-14.399444	1999-2019	Mensual
82	EMCUS008	CUSCO	Yauri	SENAMHI	3927	-71.416944	-14.816944	1992-2019	Mensual
83	EMCUS009	CUSCO	Sicuaní	SENAMHI	3574	-71.237222	-14.253611	1989-2019	Mensual
84	EMCUS010	CUSCO	Cay Cay	SENAMHI	3150	-71.700278	-13.600278	1999-2019	Mensual
85	EMCUS011	CUSCO	Pomacanchi	SENAMHI	3200	-71.572778	-14.028056	1985-2019	Mensual
86	EMCUS012	CUSCO	Sallca	SENAMHI	3956	-71.231867	-14.169972	2018-2019	Mensual
87	EMCUS013	CUSCO	Colquepata	SENAMHI	3729	-71.673056	-13.363056	2001-2019	Mensual
88	EMHUA001	HUANCAVELICA	EM_Pukaqqa	MINERA NEXA	4200	-75.100003	-12.730003	2018-2019	Horario
89	EMHUA002	HUANCAVELICA	Pampas	SENAMHI	3240	-74.866111	-12.393056	1994-2019	Mensual
90	EMHUA003	HUANCAVELICA	Acostambo	SENAMHI	3675	-75.056389	-12.366111	1989-2019	Mensual
91	EMHUA004	HUANCAVELICA	Tunel Cero	SENAMHI	4498	-75.085961	-13.259317	1981-2019	Mensual
92	EMHUA005	HUANCAVELICA	Pilchaca	SENAMHI	3880	-75.091667	-12.411111	1981-2019	Mensual
93	EMHUA006	HUANCAVELICA	Huancavelica	SENAMHI	3860	-75.036111	-12.780278	1996-2019	Mensual
94	EMHUA007	HUANCAVELICA	Lircay	SENAMHI	3360	-74.718083	-12.981944	1981-2019	Mensual
95	EMHUA008	HUANCAVELICA	Paucarbamba	SENAMHI	3000	-74.566667	-12.466667	1993-2019	Mensual
96	EMHUA009	HUANCAVELICA	Acobamba	SENAMHI	3236	-74.560278	-12.853056	1996-2019	Mensual
97	EMHUA010	HUANCAVELICA	Salcabamba	SENAMHI	3280	-74.785833	-12.199444	2001-2019	Mensual
98	EMHUA011	HUANCAVELICA	Colcabamba	SENAMHI	3055	-74.668056	-12.414722	2003-2019	Mensual
99	EMHUA012	HUANCAVELICA	Cusicancha	SENAMHI	3253	-75.296250	-13.503986	2007-2019	Mensual
100	EMHUA013	HUANCAVELICA	Tambo	SENAMHI	3138	-75.274181	-13.691628	2010-2019	Mensual
101	EMHUA014	HUANCAVELICA	Huancalpi	SENAMHI	3450	-75.236667	-12.539444	2002-2019	Mensual
102	EMHUA015	HUANCAVELICA	Choclococha	SENAMHI	4547	-75.071450	-13.108803	2010-2019	Mensual
103	EMHCO001	HUANUCO	Jacas Chico	SENAMHI	3673	-76.500278	-9.883611	1999-2019	Mensual
104	EMHCO002	HUANUCO	Dos de Mayo	SENAMHI	3442	-76.773611	-9.716944	2002-2019	Mensual
105	EMICA001	ICA	EM_Cerro Lindo	MINERA NEXA	2459	-75.977661	-13.097528	2015-2019	Horario

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
106	EMICA002	ICA	San Pedro de Huacarpana	SENAMHI	3772	-75.646286	-13.047953	2004-2018	Mensual
107	EMJUN001	JUNIN	EM_Oroya	OEFA	3729	-75.900881	-11.519953	2017-2018	Horario
108	EMJUN002	JUNIN	Santa Ana	SENAMHI	3295	-75.220833	-12.004167	1996-2018	Mensual
109	EMJUN003	JUNIN	Jauja	SENAMHI	3378	-75.486889	-11.786639	1985-2019	Mensual
110	EMJUN004	JUNIN	Marcapomacocha	SENAMHI	4447	-76.324864	-11.404397	1987-2019	Mensual
111	EMJUN005	JUNIN	Tarma	SENAMHI	3000	-75.690278	-11.396944	1985-2019	Mensual
112	EMJUN006	JUNIN	Comas	SENAMHI	3640	-75.129167	-11.748611	1993-2019	Mensual
113	EMJUN007	JUNIN	San Juan de Jarpa	SENAMHI	3600	-75.431944	-12.125000	1997-2019	Mensual
114	EMJUN008	JUNIN	La Oroya	SENAMHI	3910	-75.959444	-11.568611	1998-2019	Mensual
115	EMJUN009	JUNIN	Viques	SENAMHI	3186	-75.235278	-12.163056	1999-2019	Mensual
116	EMJUN010	JUNIN	Huayao	SENAMHI	3360	-75.338056	-12.038333	1982-2019	Mensual
117	EMJUN011	JUNIN	Laive	SENAMHI	3860	-75.355278	-12.252222	1999-2019	Mensual
118	EMJUN012	JUNIN	Runatullo	SENAMHI	3690	-75.050278	-11.583611	2001-2019	Mensual
119	EMJUN013	JUNIN	Acopalca	SENAMHI	3839	-75.116250	-11.927450	2013-2019	Mensual
120	EMJUN014	JUNIN	Junin	SENAMHI	4120	-75.988778	-11.143278	2005-2019	Mensual
121	EMJUN015	JUNIN	Yantac	SENAMHI	4617	-76.404531	-11.345825	2004-2019	Mensual
122	EMJUN016	JUNIN	Ricran	SENAMHI	3820	-75.523889	-11.539444	2002-2019	Mensual
123	EMJUN017	JUNIN	Ingenio	SENAMHI	3390	-75.287778	-11.880833	2001-2019	Mensual
124	EMLAL001	LA LIBERTAD	EM_Culebrillas	MINERA HORIZONTE	2418	-77.492386	-7.978972	2007-2019	Horario
125	EMLAL002	LA LIBERTAD	EM_Matibamba	MINERA HORIZONTE	2273	-77.506906	-7.961911	2007-2019	Horario
126	EMLAL003	LA LIBERTAD	EM_Retamas	MINERA HORIZONTE	2829	-77.477833	-8.020286	2007-2019	Horario
127	EMLAL004	LA LIBERTAD	EM_Pías	MINERA HORIZONTE	1862	-77.563906	-7.894511	2007-2019	Horario
128	EMLAL005	LA LIBERTAD	EM_Lagunas Norte	MINERA BARRICK	4082	-78.246947	-7.961658	2014-2018	Diario
129	EMLAL006	LA LIBERTAD	Huamachuco	SENAMHI	3186	-78.040133	-7.819158	1981-2019	Mensual
130	EMLAL007	LA LIBERTAD	Salpo	SENAMHI	3418	-78.607103	-8.005344	1988-2019	Mensual

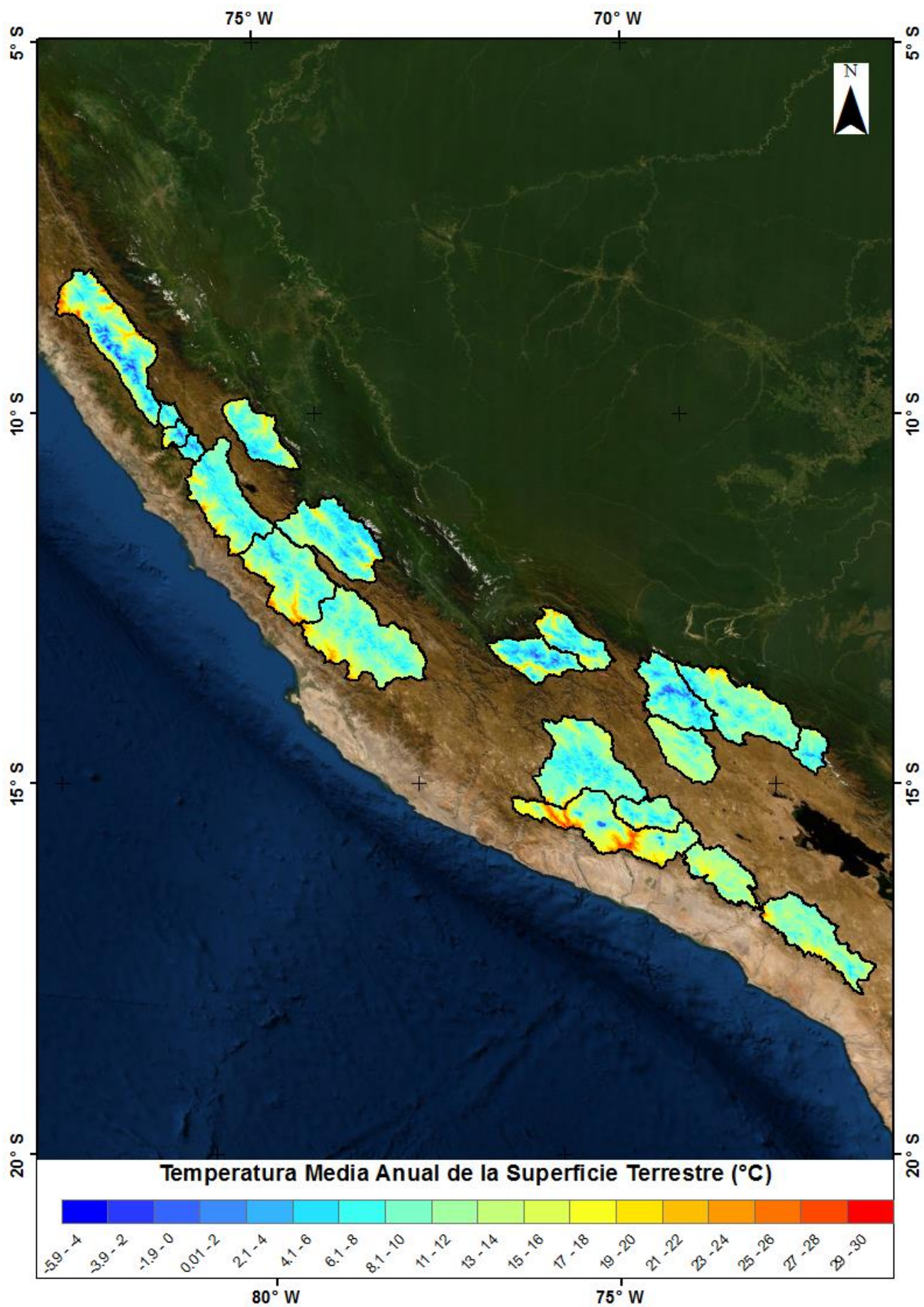
N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
131	EMLAL008	LA LIBERTAD	Huacamaranga	SENAMHI	3883	-78.293056	-8.121389	2015-2019	Mensual
132	EMLAM001	LAMBAYEQUE	Incahuasi	SENAMHI	3052	-79.318056	-6.233889	1995-2019	Mensual
133	EMLIM001	LIMA	Cajatambo	SENAMHI	3432	-76.989714	-10.477883	1993-2019	Mensual
134	EMLIM002	LIMA	Oyon	SENAMHI	3667	-76.768703	-10.667692	1986-2019	Mensual
135	EMLIM003	LIMA	Huarochiri	SENAMHI	3120	-76.234294	-12.138856	1981-2019	Mensual
136	EMLIM004	LIMA	San Lázaro de Escamarca	SENAMHI	3758	-76.352072	-12.180883	2005-2019	Mensual
137	EMLIM005	LIMA	Tanta	SENAMHI	4323	-76.016667	-12.116667	2017-2019	Mensual
138	EMLIM006	LIMA	Carania	SENAMHI	3820	-75.872150	-12.344397	2003-2019	Mensual
139	EMLIM007	LIMA	Vilca	SENAMHI	3832	-75.826169	-12.114567	2003-2019	Mensual
140	EMMOQ001	MOQUEGUA	EM_Campamento	ANGLO AMERICAN	3556	-70.617808	-17.101444	2015-2018	Diario
141	EMMOQ002	MOQUEGUA	EM_AltoQuellaveco	ANGLO AMERICAN	4141	-70.611633	-17.120931	2015-2018	Diario
142	EMMOQ003	MOQUEGUA	EM_Cortadera	ANGLO AMERICAN	3395	-70.680247	-17.180617	2015-2018	Diario
143	EMMOQ004	MOQUEGUA	EM_Huachunta	ANGLO AMERICAN	4413	-70.354647	-16.698294	2015-2018	Diario
144	EMMOQ005	MOQUEGUA	EM_Papujune	ANGLO AMERICAN	3774	-70.667083	-17.119081	2015-2018	Diario
145	EMMOQ006	MOQUEGUA	Puquina	SENAMHI	3284	-71.169444	-16.626944	1997-2019	Mensual
146	EMMOQ007	MOQUEGUA	Ubinas	SENAMHI	3380	-70.853944	-16.372056	1981-2019	Mensual
147	EMMOQ008	MOQUEGUA	Calacoa	SENAMHI	3260	-70.682800	-16.735000	2016-2019	Mensual
148	EMCER001	CERRO DE PASCO	EM_Shaliipayco	MINERA NEXA	4344	-75.990425	-10.834119	2016-2019	Horario
149	EMCER002	CERRO DE PASCO	EM_Capilla	MINERA NEXA	4227	-75.947753	-10.877408	2018-2019	Horario
150	EMCER003	CERRO DE PASCO	EM_El Porvenir	MINERA NEXA	4322	-76.216667	-10.616667	2015-2019	Diario
151	EMCER004	CERRO DE PASCO	Yanahuanca	SENAMHI	3150	-76.512850	-10.489603	2002-2018	Mensual
152	EMCER005	CERRO DE PASCO	Cerro de Pasco	SENAMHI	4260	-76.250278	-10.693611	1997-2019	Mensual
153	EMPIU001	PIURA	Alto de Poclus	SENAMHI	3080	-79.890472	-4.916903	2008-2019	Mensual
154	EMPUN001	PUNO	EM_Minaspata	MINERA BEAR MINNING	4193	-70.669788	-13.873229	2008-2019	Horario

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
155	EMPUN002	PUNO	Puno	SENAMHI	3812	-70.012083	-15.826250	1981-2019	Mensual
156	EMPUN003	PUNO	Llally	SENAMHI	3980	-70.885944	-14.936528	1993-2019	Mensual
157	EMPUN004	PUNO	Pampahuta	SENAMHI	4400	-70.675778	-15.485278	1981-2019	Mensual
158	EMPUN005	PUNO	Chuquibambilla	SENAMHI	3971	-70.715694	-14.784778	1981-2019	Mensual
159	EMPUN006	PUNO	Ayaviri	SENAMHI	3928	-70.592889	-14.872667	1981-2019	Mensual
160	EMPUN007	PUNO	Macusani	SENAMHI	4345	-70.439083	-14.070000	1993-2019	Mensual
161	EMPUN008	PUNO	Progreso	SENAMHI	3980	-70.023528	-14.690111	1981-2019	Mensual
162	EMPUN009	PUNO	Lampa	SENAMHI	3892	-70.372111	-15.673444	1981-2019	Mensual
163	EMPUN010	PUNO	Cabanillas	SENAMHI	3920	-69.969889	-15.169583	1986-2019	Mensual
164	EMPUN011	PUNO	Azangaro	SENAMHI	3863	-70.190750	-14.914361	1981-2019	Mensual
165	EMPUN012	PUNO	Los Uros	SENAMHI	3808	-69.936028	-15.815972	2002-2019	Mensual
166	EMPUN013	PUNO	Arapa	SENAMHI	3830	-70.118222	-15.136250	1981-2019	Mensual
167	EMPUN014	PUNO	Muñani	SENAMHI	3948	-69.951806	-14.766944	1981-2019	Mensual
168	EMPUN015	PUNO	Huancane	SENAMHI	3890	-69.753556	-15.201500	1981-2019	Mensual
169	EMPUN016	PUNO	Huaraya Moho	SENAMHI	3890	-69.484278	-15.388278	1981-2019	Mensual
170	EMPUN017	PUNO	Capachica	SENAMHI	3828	-69.832139	-15.606361	1987-2019	Mensual
171	EMPUN018	PUNO	Crucero Alto	SENAMHI	4521	-70.912417	-15.764461	1996-2019	Mensual
172	EMPUN019	PUNO	Pucara	SENAMHI	3900	-70.366639	-15.045611	1993-2019	Mensual
173	EMPUN020	PUNO	Taraco	SENAMHI	3849	-69.972472	-15.311667	1993-2019	Mensual
174	EMPUN021	PUNO	Isla Soto	SENAMHI	3815	-69.488833	-15.562278	1990-2019	Mensual
175	EMPUN022	PUNO	Isla Taquile	SENAMHI	3850	-69.691000	-15.720472	1991-2019	Mensual
176	EMPUN023	PUNO	Mañazo	SENAMHI	3920	-70.339494	-15.799436	1993-2019	Mensual
177	EMPUN024	PUNO	Rincon de la Cruz	SENAMHI	3935	-69.810833	-15.990583	1991-2019	Mensual
178	EMPUN025	PUNO	Isla Suana	SENAMHI	3830	-68.850944	-16.330222	1990-2019	Mensual
179	EMPUN026	PUNO	Limbai	SENAMHI	3320	-69.705611	-14.153750	2013-2019	Mensual
180	EMPUN027	PUNO	Ananea	SENAMHI	4660	-69.534528	-14.678722	2002-2019	Mensual
181	EMPUN028	PUNO	Cojata	SENAMHI	4344	-69.355556	-15.016667	2000-2019	Mensual

N°	CODIGO	DEPARTAMENTO	NOMBRE BASE	FUENTE	ALTITUD	LONG_GD	LAT_GD	PERIODO	FRECUENCIA
182	EMPUN029	PUNO	Mazo Cruz	SENAMHI	4003	-69.715472	-16.739000	1981-2019	Mensual
183	EMPUN030	PUNO	Ilave	SENAMHI	3871	-69.661944	-16.067500	1984-2019	Mensual
184	EMPUN031	PUNO	Juli	SENAMHI	3812	-69.459917	-16.203778	1985-2014	Mensual
185	EMPUN032	PUNO	Pizacoma	SENAMHI	3930	-69.368556	-16.907028	1991-2019	Mensual
186	EMPUN033	PUNO	Tahuaco-Yunguyo	SENAMHI	3891	-69.074722	-16.307833	1987-2019	Mensual
187	EMPUN034	PUNO	Desaguadero	SENAMHI	3808	-69.038833	-16.563350	1981-2019	Mensual
188	EMPUN035	PUNO	Laraqueri	SENAMHI	3900	-70.066583	-16.154694	2003-2019	Mensual
189	EMPUN036	PUNO	Crucero	SENAMHI	4183	-70.025917	-14.364194	1999-2019	Mensual
190	EMPUN037	PUNO	Juliaca	SENAMHI	3820	-70.169444	-15.474444	2001-2019	Mensual
191	EMPUN038	PUNO	Putina	SENAMHI	3878	-69.868028	-14.914889	2002-2018	Mensual
192	EMPUN039	PUNO	Cuyo Cuyo	SENAMHI	3414	-69.549000	-14.488917	2004-2019	Mensual
193	EMPUN040	PUNO	Capazo	SENAMHI	4530	-69.735500	-17.187722	2002-2019	Mensual
194	EMTAC001	TACNA	Chuapalca	SENAMHI	4177	-69.643611	-17.305000	1997-2019	Mensual
195	EMTAC002	TACNA	Vilacota	SENAMHI	4440	-70.050833	-17.117500	1997-2019	Mensual
196	EMTAC003	TACNA	Candarave	SENAMHI	3435	-70.253889	-17.271111	1981-2019	Mensual
197	EMTAC004	TACNA	Tarata	SENAMHI	3050	-70.033889	-17.474167	1997-2019	Mensual
198	EMTAC005	TACNA	Pampa Umalzo	SENAMHI	4609	-70.423611	-16.875000	2002-2019	Mensual
199	EMTAC006	TACNA	Cairani	SENAMHI	3920	-70.338889	-17.288056	2012-2019	Mensual
200	EMTAC007	TACNA	Susapaya	SENAMHI	3433	-70.133333	-17.351000	2004-2019	Mensual
201	EMTAC008	TACNA	Talabaya	SENAMHI	3420	-69.999722	-17.559167	2008-2019	Mensual
202	EMTAC009	TACNA	Paucarani	SENAMHI	4609	-69.779444	-17.525000	2003-2019	Mensual
203	EMTAC010	TACNA	Bocatoma	SENAMHI	4260	-69.626278	-17.579861	2000-2019	Mensual
204	EMTAC011	TACNA	La Frontera	SENAMHI	4000	-69.467586	-17.393589	2015-2019	Mensual

## **ANEXO 3**

### **TEMPERATURA MEDIA ANUAL DE LA SUPERFICIE TERRESTRE DEL ÁMBITO DE ESTUDIO**

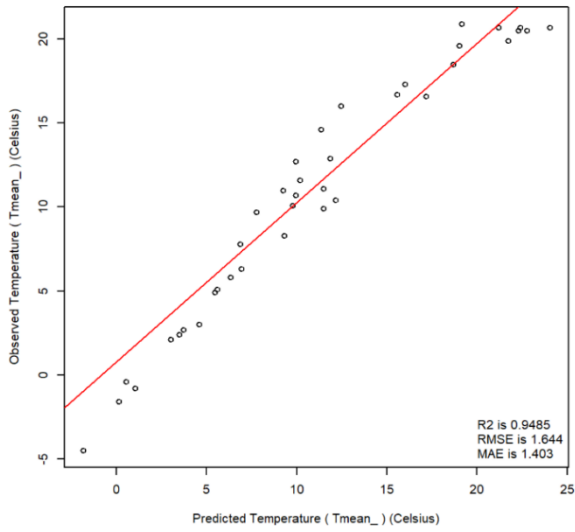


## **ANEXO 4**

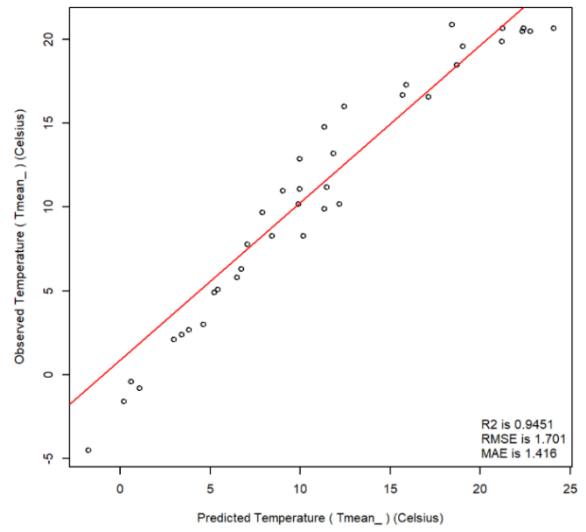
# **CURVAS DE VALIDACIÓN CRUZADA DEL MODELO DE INTERPOLACIÓN PARA LA TMAA EN LAS CORDILLERAS DEL PERÚ**

# CORDILLERAS DEL NORTE

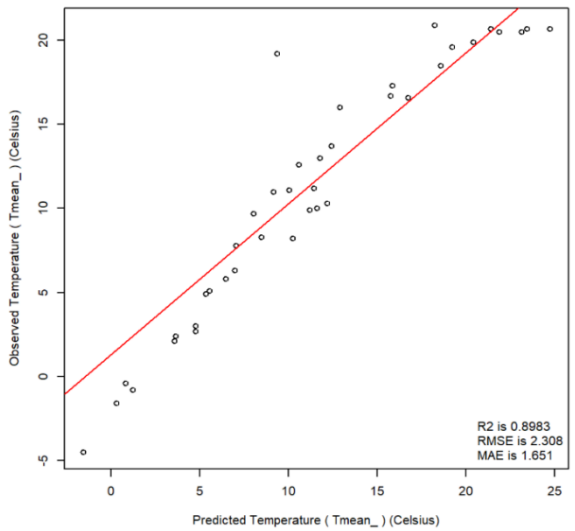
RegTEMP Cross Validation Plot 2002-12-31



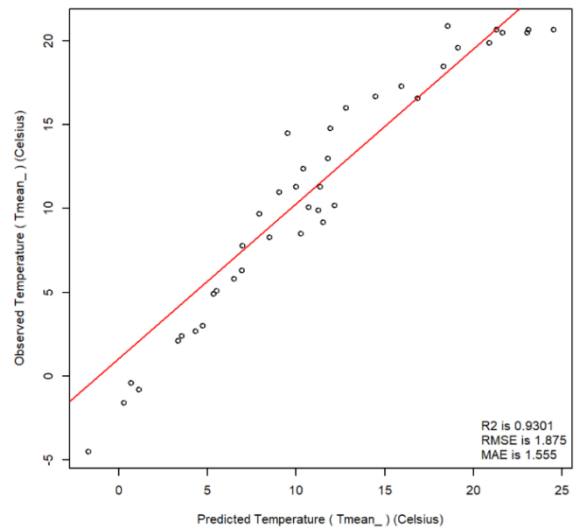
RegTEMP Cross Validation Plot 2003-12-31



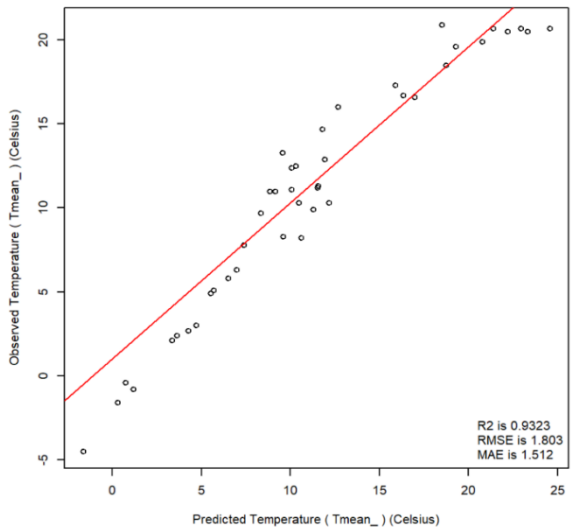
RegTEMP Cross Validation Plot 2004-12-31



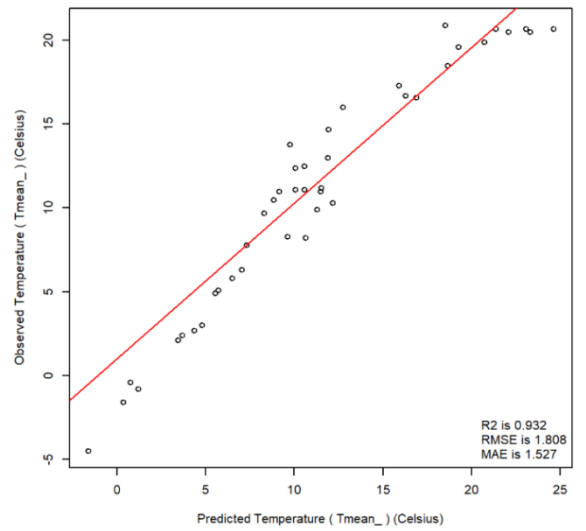
RegTEMP Cross Validation Plot 2005-12-31



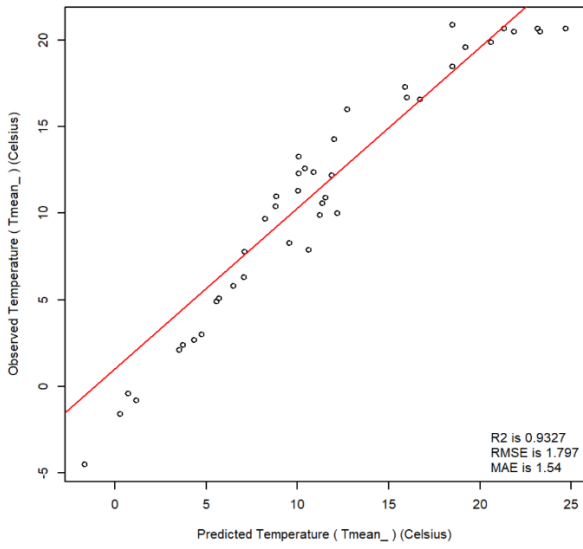
RegTEMP Cross Validation Plot 2006-12-31



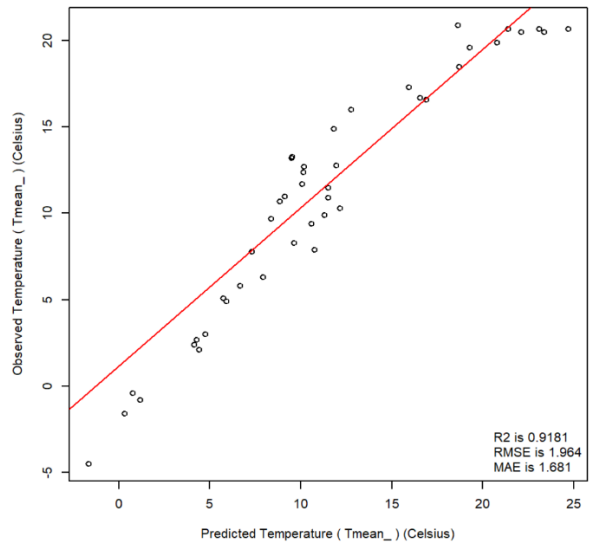
RegTEMP Cross Validation Plot 2007-12-31



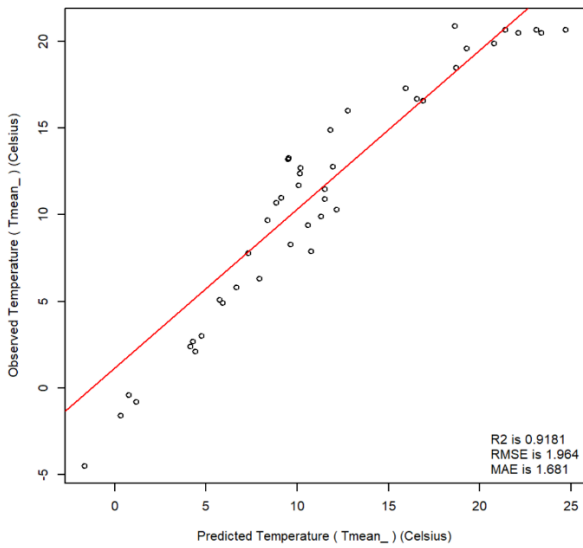
RegTEMP Cross Validation Plot 2008-12-31



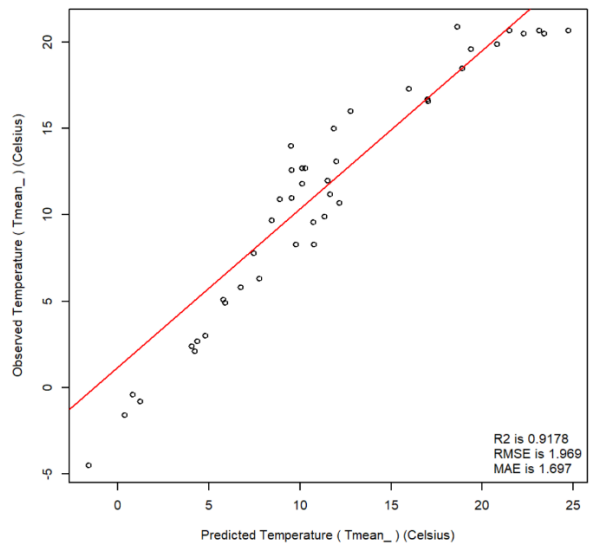
RegTEMP Cross Validation Plot 2009-12-31



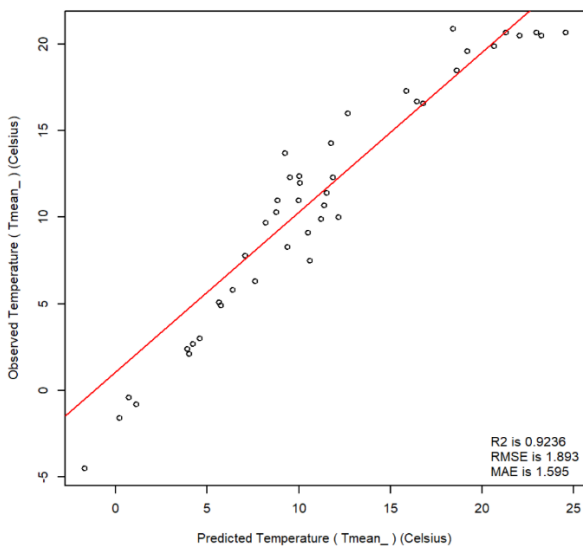
RegTEMP Cross Validation Plot 2009-12-31



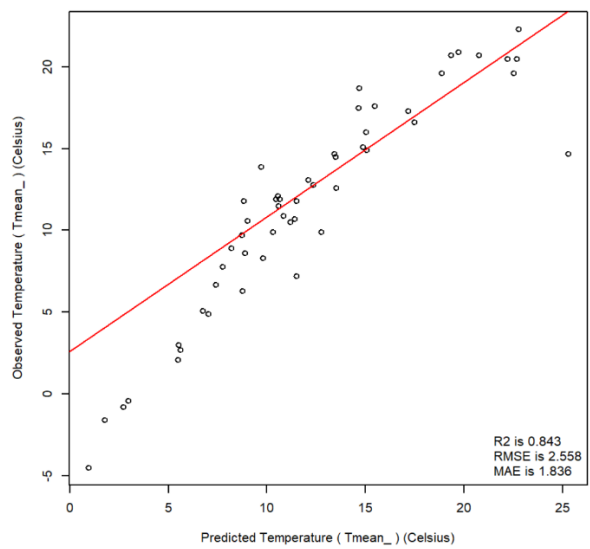
RegTEMP Cross Validation Plot 2010-12-31



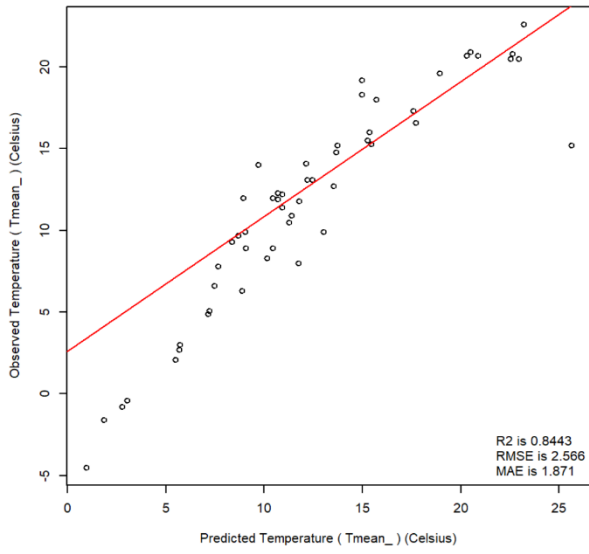
RegTEMP Cross Validation Plot 2011-12-31



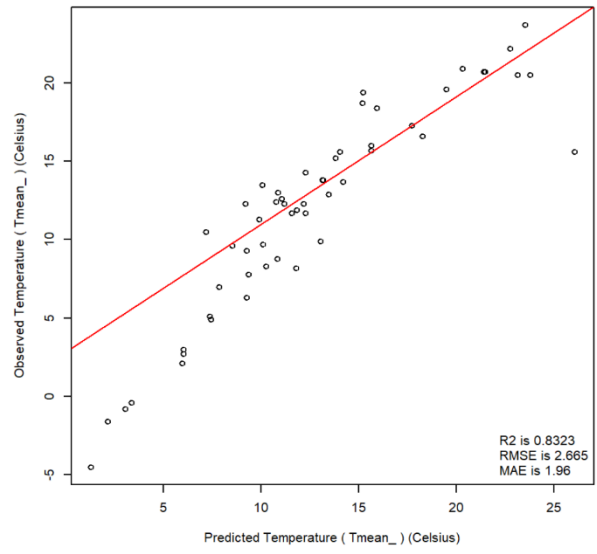
RegTEMP Cross Validation Plot 2012-12-31



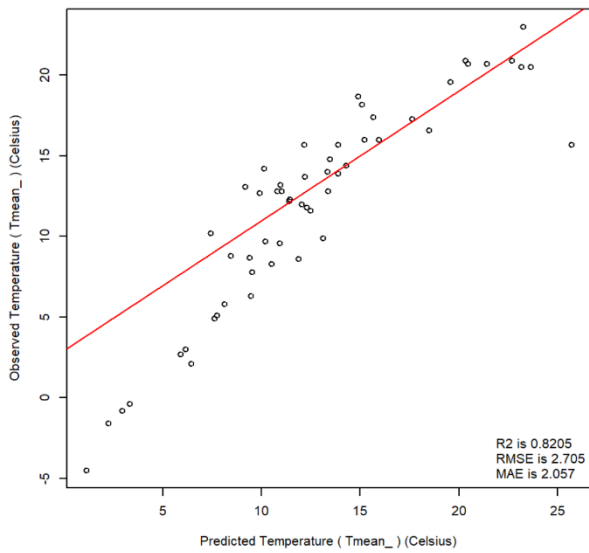
RegTEMP Cross Validation Plot 2014-12-31



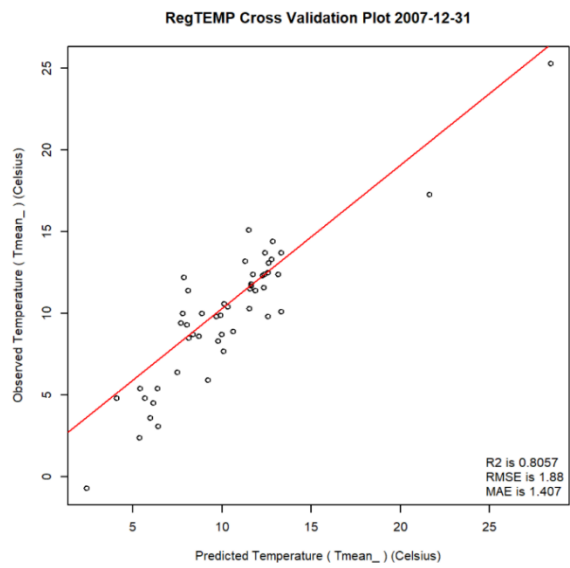
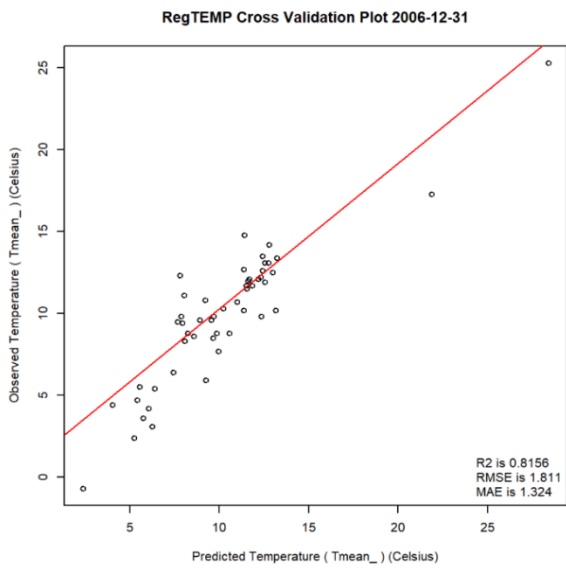
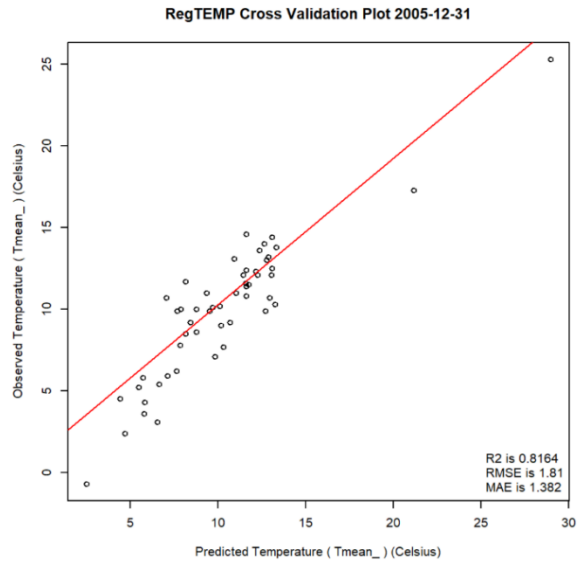
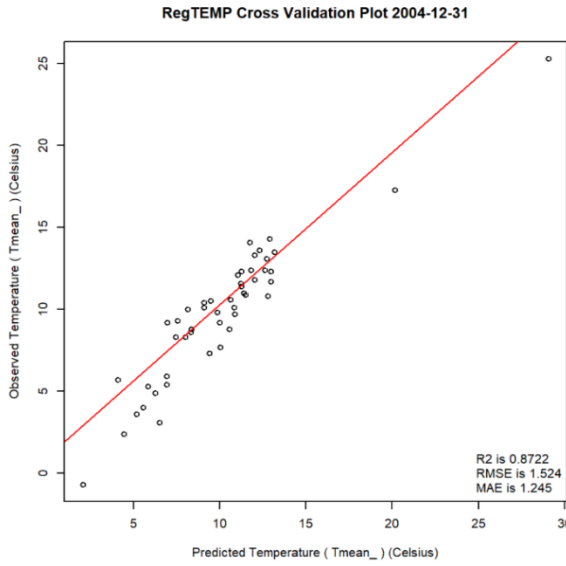
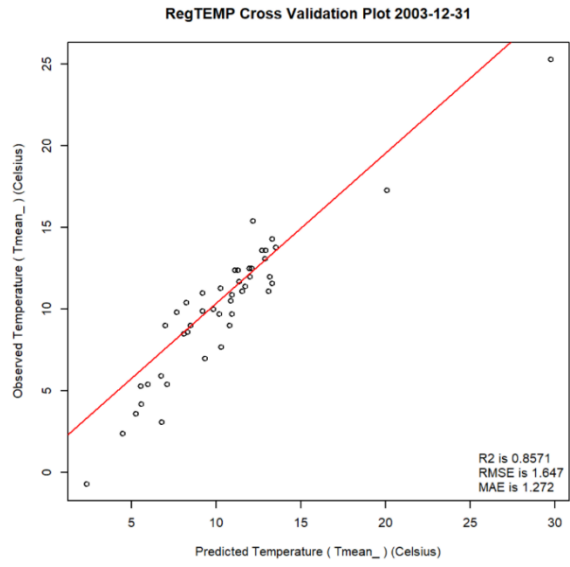
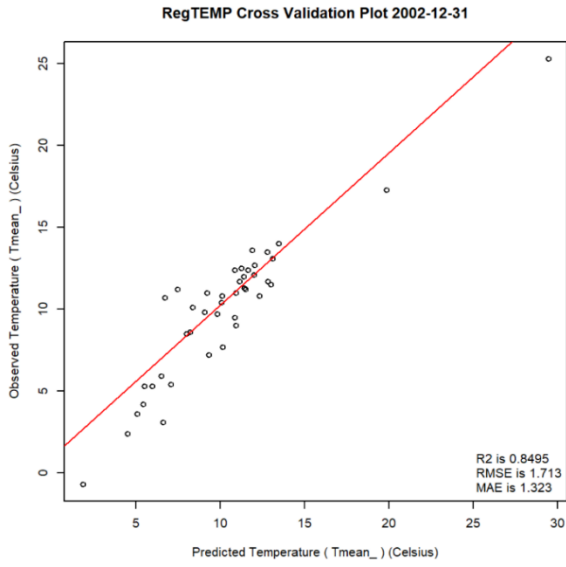
RegTEMP Cross Validation Plot 2015-12-31



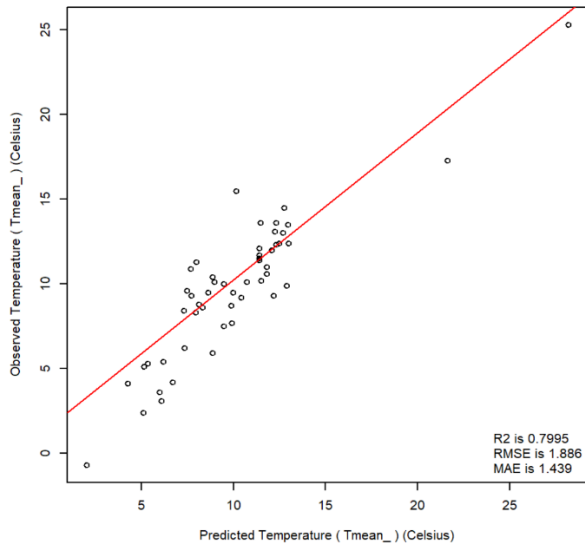
RegTEMP Cross Validation Plot 2016-12-31



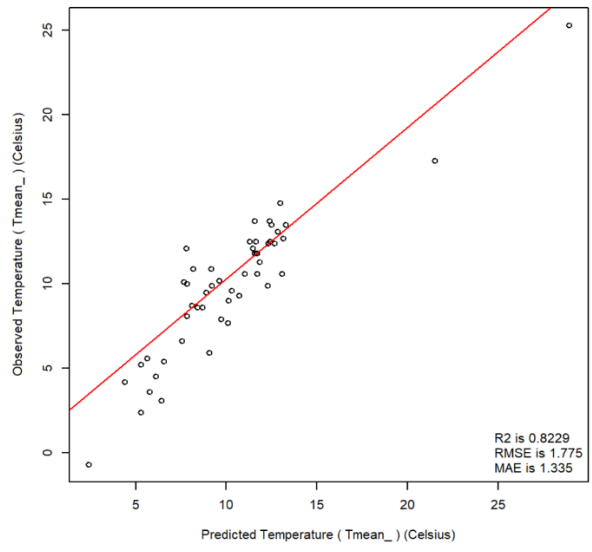
# CORDILLERAS DEL CENTRO



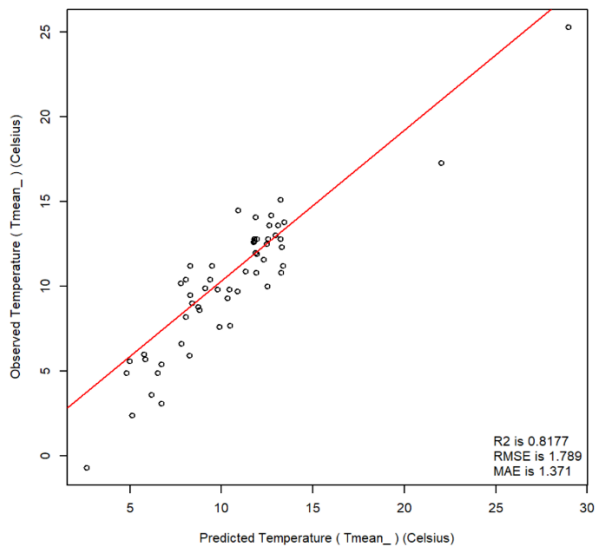
RegTEMP Cross Validation Plot 2008-12-31



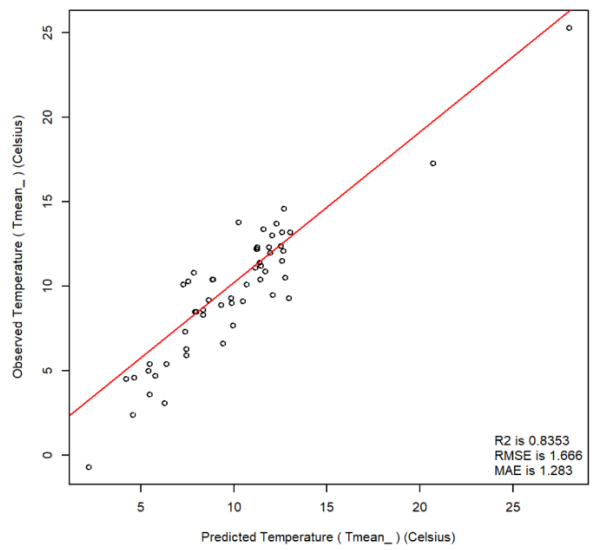
RegTEMP Cross Validation Plot 2009-12-31



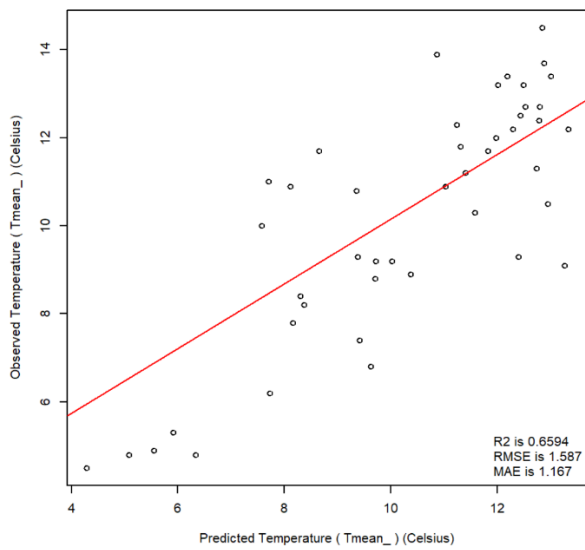
RegTEMP Cross Validation Plot 2010-12-31



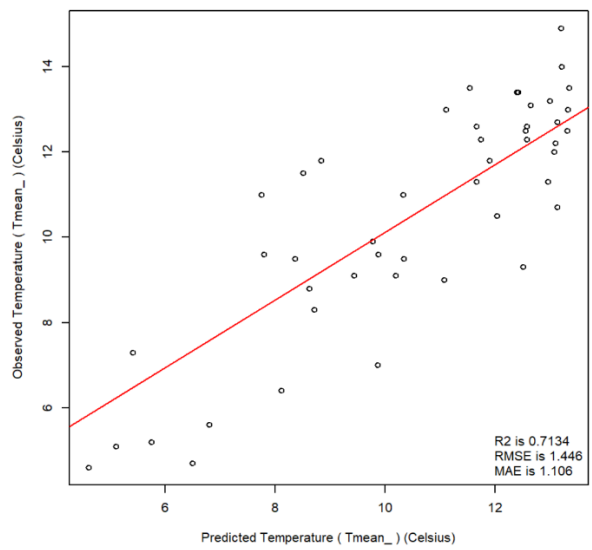
RegTEMP Cross Validation Plot 2011-12-31



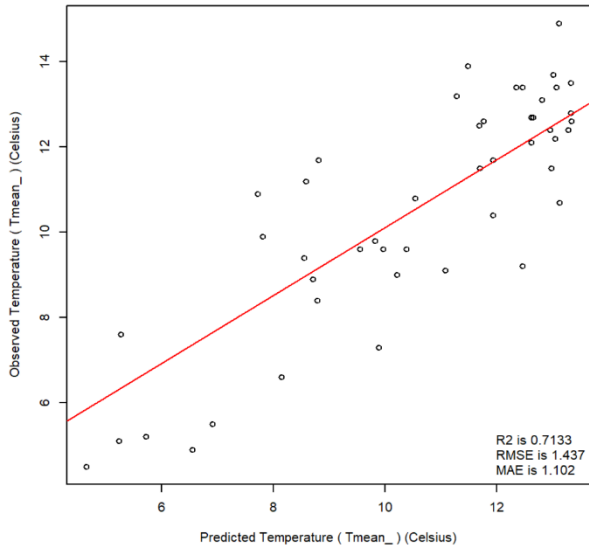
RegTEMP Cross Validation Plot 2012-12-31



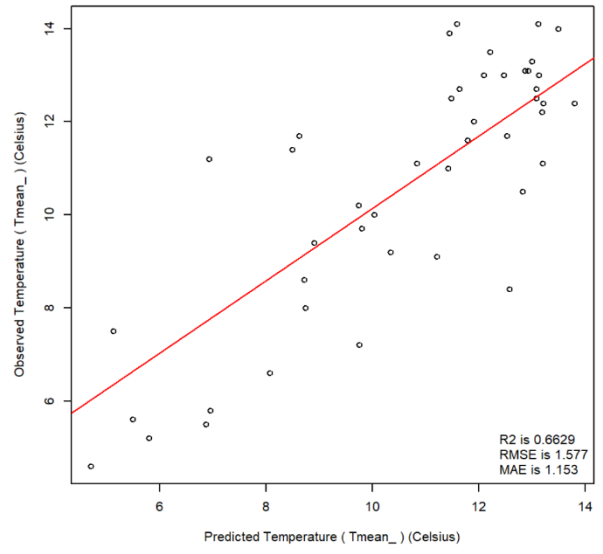
RegTEMP Cross Validation Plot 2013-12-31



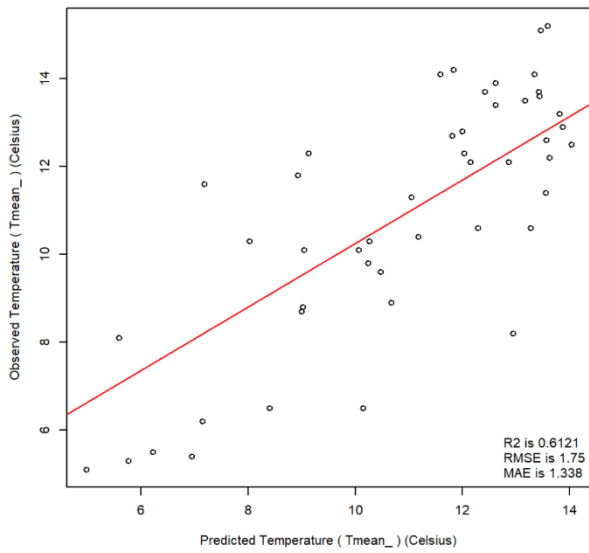
RegTEMP Cross Validation Plot 2014-12-31



RegTEMP Cross Validation Plot 2015-12-31

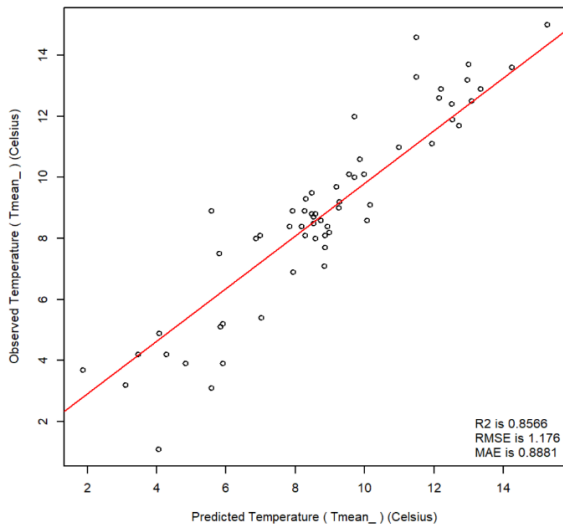


RegTEMP Cross Validation Plot 2016-12-31

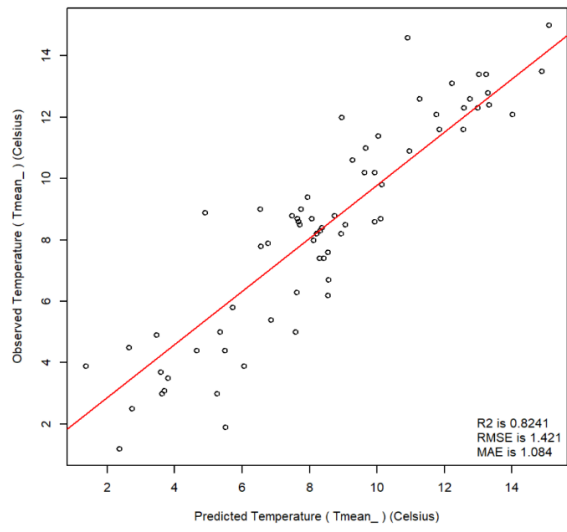


# CORDILLERAS DEL SUR

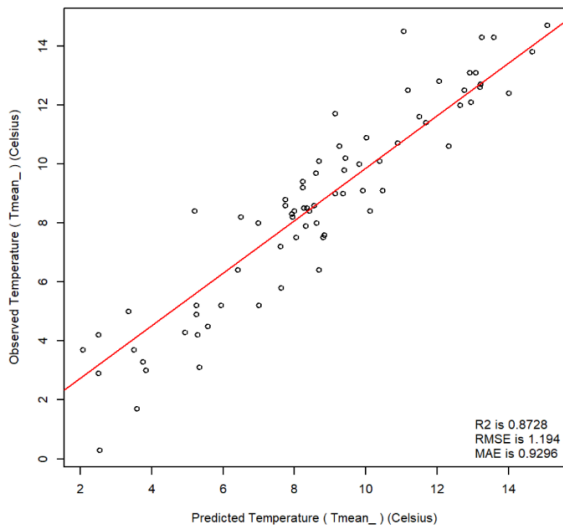
RegTEMP Cross Validation Plot 2002-12-31



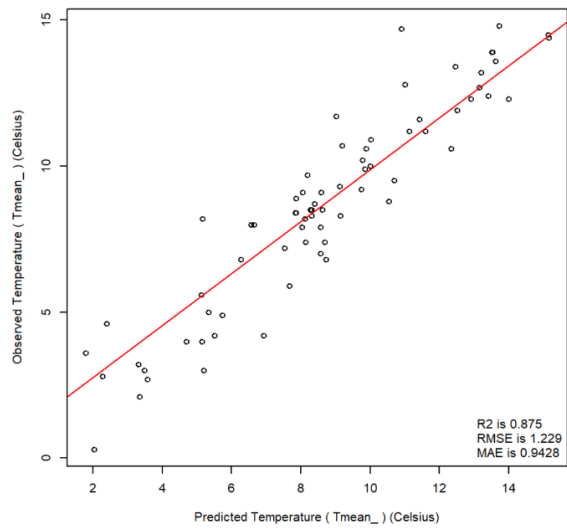
RegTEMP Cross Validation Plot 2003-12-31



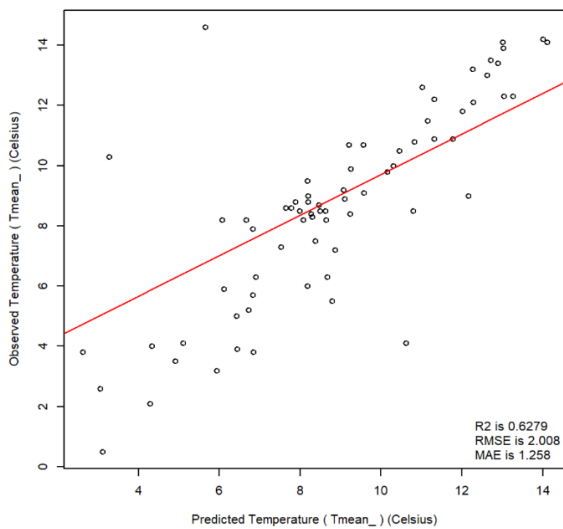
RegTEMP Cross Validation Plot 2004-12-31



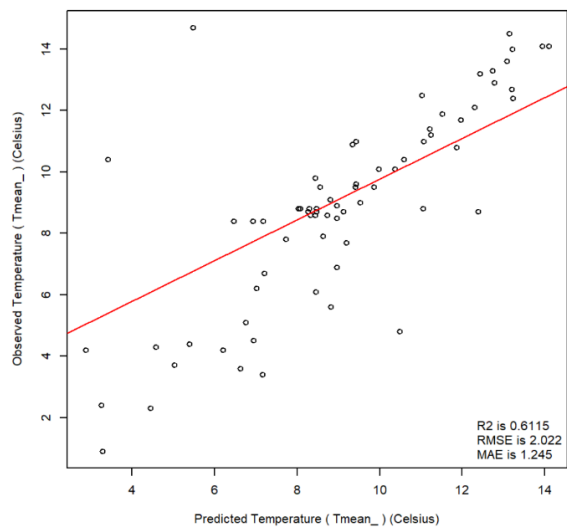
RegTEMP Cross Validation Plot 2005-12-31



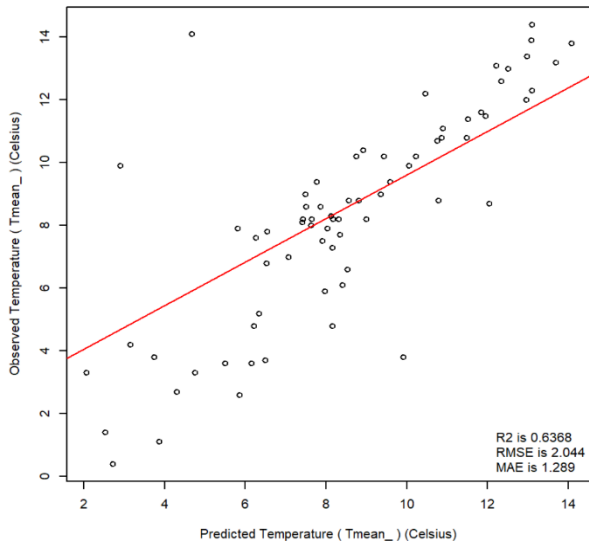
RegTEMP Cross Validation Plot 2006-12-31



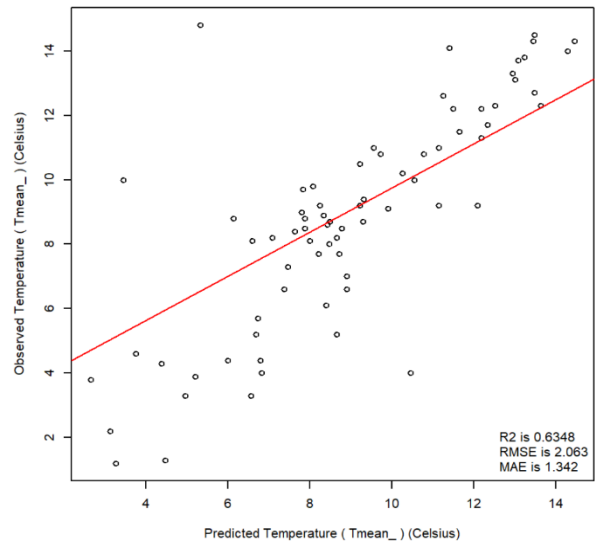
RegTEMP Cross Validation Plot 2007-12-31



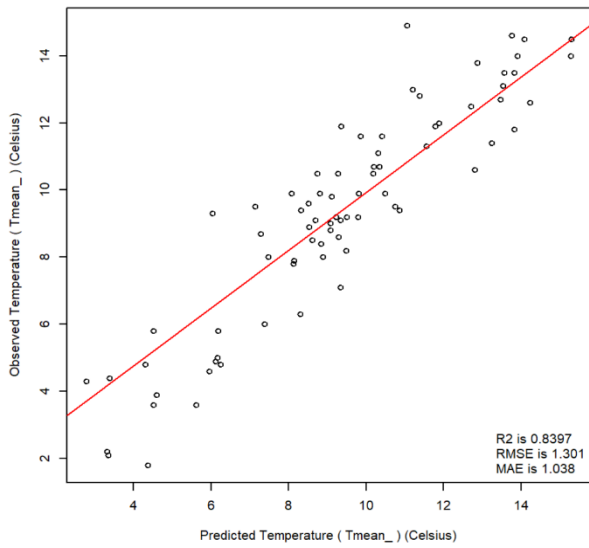
RegTEMP Cross Validation Plot 2008-12-31



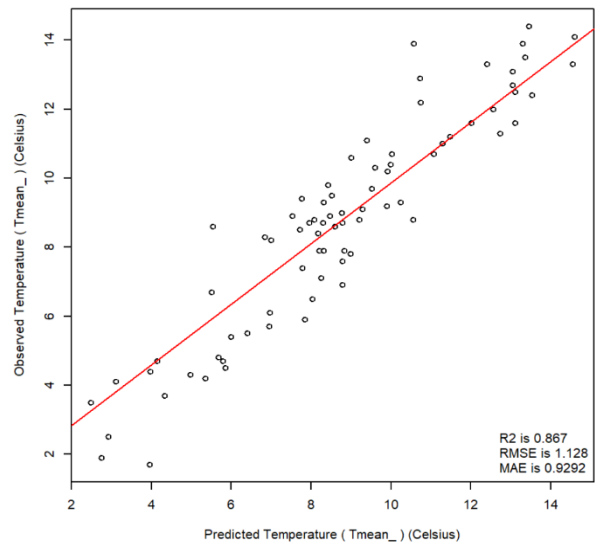
RegTEMP Cross Validation Plot 2009-12-31



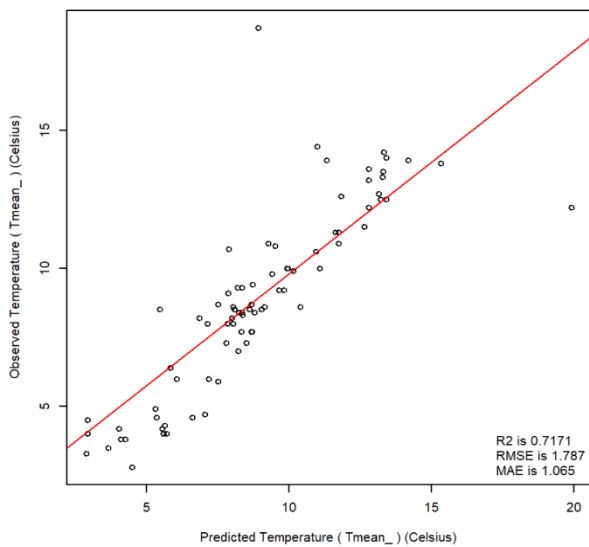
RegTEMP Cross Validation Plot 2010-12-31



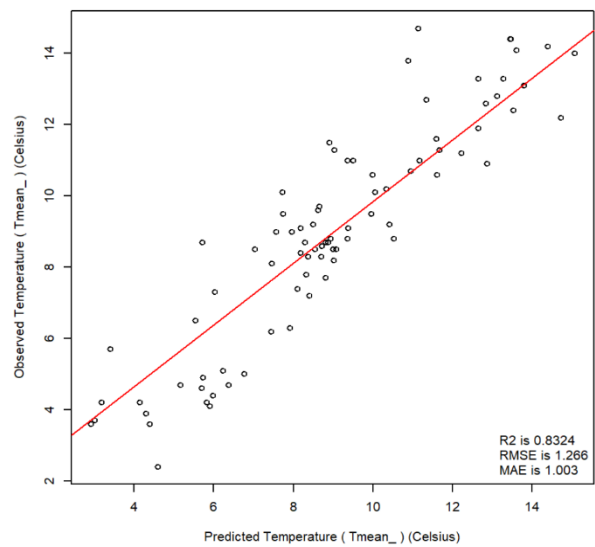
RegTEMP Cross Validation Plot 2011-12-31



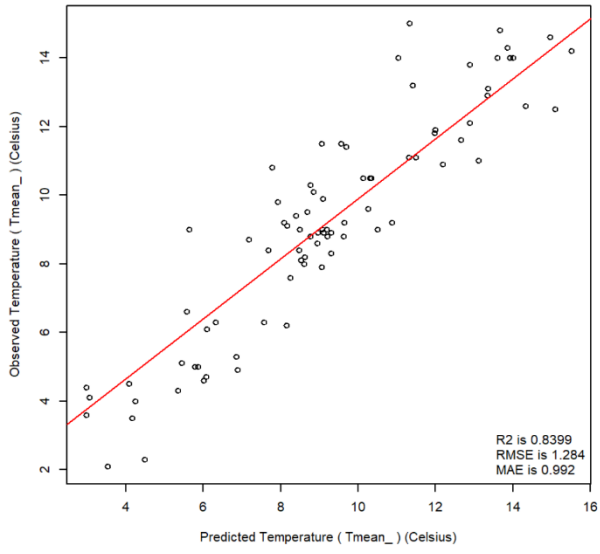
RegTEMP Cross Validation Plot 2012-12-31



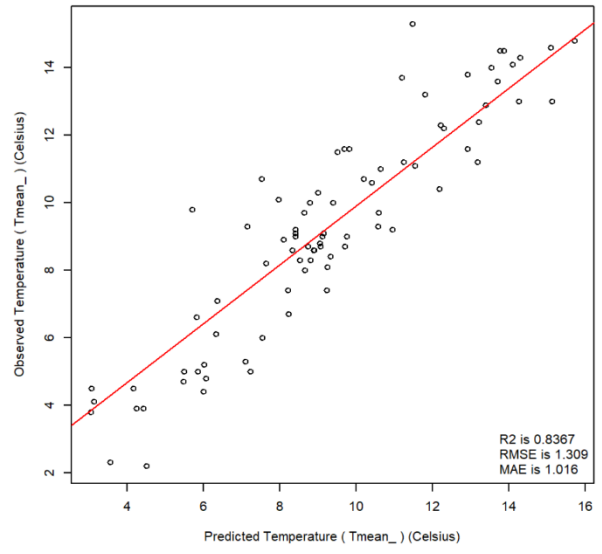
RegTEMP Cross Validation Plot 2013-12-31



RegTEMP Cross Validation Plot 2014-12-31



RegTEMP Cross Validation Plot 2015-12-31



RegTEMP Cross Validation Plot 2016-12-31

