

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL
VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE MEDIANTE EL USO DE
IMÁGENES MODIS PARA EL PERÚ DURANTE EL PERIODO
2000-2016”**

Presentada por:

Katherine Lisbeth Ccoica López

TESIS PARA OPTAR EL TITULO DE:
INGENIERA METEORÓLOGA

Lima – Perú

2020

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL VAPOR DE
AGUA PRECIPITABLE MEDIANTE EL USO DE IMÁGENES MODIS PARA
EL PERÚ DURANTE EL PERIODO 2000-2016”**

Presentada por:

Katherine Lisbeth Ccoica López

Tesis para optar el título de:

Ingeniera Meteoróloga

Sustentada y aprobada por el siguiente Jurado:

Mg. Sc. Victoria Doris Calle Montes

PRESIDENTE

Ing. Franklin Delio Unsihuay Tovar

MIEMBRO

Mg. Sc. Ángel Cornejo Garrido

MIEMBRO

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro

ASESOR

Lic. José Jesús Pasapera Gonzales

Co-Asesor

DEDICATORIA

A mis padres Rosa López y José Antonio Ccoica, por todo el apoyo que me han brindado a lo largo de mi vida personal y estudiantil, y a mi hermano Mathias, por ser ese motivo que me impulsa a seguir adelante.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial a todas las personas que estuvieron conmigo durante mi vida universitaria y el desarrollo de mi tesis:

A José Pasapera Gonzales, por brindarme la oportunidad de realizar esta investigación, además de su continuo apoyo, asesoría y exigencias, sin las cuales no hubiera podido acabar mi tesis.

A mi orientador, Mg. Sc. Ever Menacho, por la asesoría brindada, su apoyo y sus ánimos constantes, a Mg. Sc. Miguel Ángel Cornejo por su continuo apoyo en las dudas que tenía, y al resto de mis jurados, la Mg. Sc. Victoria Calle Montes y el Ing. Franklin Unsihuay Tovar, quienes con sus recomendaciones, ayudaron a mejorar mi tesis.

A la Agencia Espacial del Perú - CONIDA, por brindarme sus instalaciones, equipos y software necesarios para el desarrollo de esta investigación. Y miles de gracias a todos los amigos que conocí ahí: Cynthia, Jesús, Yahaida, Carmen, Julisa, Leidner y demás, tanto en el área de Geomática como en el área de Astrofísica, quienes con su apoyo y sus consejos, me apoyaron y motivaron constantemente a seguir avanzando con este trabajo.

A mis papás, Tita y mi Mathi, por el apoyo que me han brindado siempre, y a mi amiga Christie, quien ha sido como una segunda hermana, alentándome a continuar.

También agradecer a mi papá Nacho, Ignacio Páucar y a mi papito Fidencio Solís, por todo el apoyo que me han brindado durante mi vida universitaria, y a mis amigos del laboratorio el Sr. Augusto Solís 'Canastita', Janeth, la seño Maura, el sr. Ramírez, el 'Loco' y el 'Negro' y a todos en general, por las risas, consejos y por alentarme siempre a seguir adelante y confiar en mí, siempre estaré agradecida por la amistad que me han brindado.

Finalmente, a mis amigos de la universidad Paulo Lanchipa, Christian Dávila y Lenin Delzo. Gracias por los días de estudio y los días de diversión, y por todo el apoyo durante todo este tiempo. Y en general, a mis amigos de la UNALM con quienes pasé los mejores años en mi vida universitaria.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

ABSTRACT

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA.....	4
2.1.	VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA.....	4
2.1.1.	<i>Vapor de agua precipitable (VAP).....</i>	5
2.1.2.	<i>Distribución del vapor de agua en capas de la atmósfera.....</i>	6
2.1.3.	<i>Distribución espacio-temporal del vapor de agua global.....</i>	7
2.1.4.	<i>Sistemas de escala sinóptica asociados al vapor de agua atmosférico en Perú.....</i>	8
2.2.	HERRAMIENTAS DE MEDICIÓN DEL VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE.....	10
2.3.	TELEDETECCIÓN Y EL VAPOR DE AGUA.....	12
2.4.	SENSOR MODIS (MODERATE RESOLUTION IMAGERY SPECTRORADIOMETER).....	14
2.4.1.	<i>MODIS - Colección 006.....</i>	16
2.4.2.	<i>Producto MOD05 de vapor de agua precipitable.....</i>	16
2.4.3.	<i>Banda de control de calidad MODIS.....</i>	18
2.4.4.	<i>Limitaciones del sensor MODIS en el análisis del vapor de agua....</i>	20
2.5.	ESTADÍSTICA PARA EL ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DEL VAP.....	21
2.5.1.	<i>Análisis espacial: Variograma.....</i>	21
2.5.2.	<i>Análisis temporal: Series temporales.....</i>	24
III.	METODOLOGÍA.....	29
3.1.	ÁREA DE ESTUDIO.....	29
3.2.	MATERIALES.....	31
3.2.1.	<i>Imágenes de satélite.....</i>	31
3.2.2.	<i>Datos meteorológicos.....</i>	32
3.2.3.	<i>Softwares utilizados.....</i>	32
3.3.	MÉTODO.....	32

3.3.1.	<i>Procesamiento de imágenes</i>	33
3.3.2.	<i>Obtención de datos de vapor de agua precipitable</i>	36
3.3.3.	<i>Análisis de variabilidad espacio-temporal del vapor de agua precipitable</i>	39
3.3.3.1.	Análisis espacial del vapor de agua precipitable.....	39
3.3.3.2.	Análisis temporal del vapor de agua precipitable.....	40
3.3.4.	<i>Verificación de datos</i>	41
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	44
4.1.	ANÁLISIS ESPACIAL.....	44
4.1.1.	<i>Comportamiento de la meseta</i>	47
4.1.1.1.	Comportamiento diurno.....	47
4.1.1.2.	Comportamiento nocturno.....	53
4.1.2.	<i>Comportamiento del rango</i>	56
4.1.2.1.	Comportamiento diurno.....	57
4.1.2.2.	Comportamiento nocturno.....	62
4.2.	ANÁLISIS TEMPORAL.....	66
4.2.1.	<i>Variación mensual del vapor de agua precipitable</i>	66
4.2.1.1.	Variación mensual diurna.....	66
4.2.1.2.	Variación mensual nocturna.....	69
4.2.2.	<i>Variación estacional del vapor de agua precipitable</i>	71
4.2.2.1.	Variación estacional diurna.....	72
4.2.2.2.	Variación estacional nocturna.....	73
4.2.3.	<i>Variación multianual diurna del vapor de agua precipitable</i>	74
4.2.4.	<i>Análisis de la serie temporal</i>	77
4.2.4.1.	Estacionalidad.....	79
4.2.4.2.	Tendencia.....	82
4.3.	COMPARACIÓN DE DATOS.....	82
4.3.1.	<i>Análisis de medias</i>	83
4.3.2.	<i>Análisis de varianzas</i>	83
V.	CONCLUSIONES	85
VI.	RECOMENDACIONES	87
VII.	BIBLIOGRAFÍA	88
VIII.	ANEXOS	94

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Especificaciones técnicas del sensor MODIS.....	14
Tabla 2: Canales usados para el algoritmo de MOD05.....	17
Tabla 3: Ejemplo de formato de calidad de un producto MODIS.....	20
Tabla 4: Estaciones meteorológicas que presentan datos de radiosondeo.....	32
Tabla 5: SDS incluidos en MOD05 y sus factores de corrección.....	34
Tabla 6: Valores mensuales de Nugget, Rango y Meseta de los variogramas ajustados	44
Tabla 7: Análisis estadístico de distancias (en grados) para las subregiones del área de estudio. Valores extraídos de datos MOD05-NIR.....	57
Tabla 8: Valores de <i>tau</i> , p-valor y pendiente de la tendencia según el análisis Mann-Kendall para las nueve subregiones del área e estudio.....	82
Tabla 9: Valores estadísticos de la Prueba t-Student para el análisis de medias significativas entre MOD05-NIR y Radiosondeo, y MOD05-IR y Radiosondeo.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Medidas de una columna de aire.....	5
Figura 2: Climatología promedio anual del contenido de agua precipitable global (kg/m ²) obtenido de reanálisis NCEP-NCAR para el periodo 1980-2015.....	8
Figura 3: Paleta de colores: Climatología promedio anual del contenido de agua precipitable (kg/m ²). Líneas: Climatología promedio anual de las líneas de corriente a 750hPa. Datos obtenidos de reanálisis NCEP-NCAR para el periodo 1980-2015.....	10
Figura 4: Algunos de los diferentes tipos de sistemas basadas en tierra o en el espacio para la observación de vapor de agua.....	11
Figura 5: Espectro de absorción de la atmósfera.....	12
Figura 6: Combinaciones en la notación binaria para números de 1, 2 y 3 bits...	19
Figura 7: Modelo típico de variograma y sus componentes principales: Meseta, Rango y Efecto pepita.....	22
Figura 8: Modelos de variograma.....	23
Figura 9: Ejemplo gráfico de un gráfico de autocorrelaciones (correlograma)....	25
Figura 10: Modelo de diagrama de caja.....	26
Figura 11: Mapa temático del Perú y sus regiones naturales.....	30
Figura 12: Esquema de la metodología desarrollada.....	33
Figura 13: Plugin MODIS Conversion ToolKit (MCTK).....	35
Figura 14: Mosaico de imágenes MOD05 obtenido de la banda del Infrarrojo Cercano con (a) dos escenas y (b) cuatro escenas.....	36
Figura 15: Ejemplo de la técnica de convolución: aplicación del filtro de la mediana en un Kernel 3x3.....	37
Figura 16: Imagen de vapor de agua obtenido del Infrarrojo Cercano (a) sin filtro y (b) con filtro de mediana.....	38
Figura 17: Mapa del Perú y división del territorio en 9 subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.....	39
Figura 18: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos	

obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).....	48
Figura 19: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).....	49
Figura 20: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).....	50
Figura 21: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha)....	52
Figura 22: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha)...	54
Figura 23: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha)....	55
Figura 24: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación diurna mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).....	58
Figura 25: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación	

diurna mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).....	59
Figura 26: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación diurna mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).....	61
Figura 27: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP nocturno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha) ...	62
Figura 28: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP nocturno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha)....	63
Figura 29: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP nocturno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha)....	65
Figura 30: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP diurno obtenido de MOD05-NIR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.....	67
Figura 31: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP diurno obtenido de MOD05-IR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.....	68
Figura 32: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP nocturno obtenido de MOD05-IR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.....	70
Figura 33: Variación estacional del VAP diurno para las 9 subregiones de estudio obtenido de a) MOD05-NIR y b) MOD05-IR.....	72
Figura 34: Variación estacional del VAP nocturno para las 9 subregiones de estudio obtenido de MOD05-IR.....	73

Figura 35: Variación multianual del VAP diurno para Dec-Feb (a, b, c) y Jun-Ago (d, e, f) de las regiones costa (a, d), sierra (b, e) y selva (c, f). Periodo 2000-2016 obtenido de MOD05-NIR.....	75
Figura 36: Variación multianual del VAP diurno para Dec-Feb (a, b, c) y Jun-Ago (d, e, f) de las regiones costa (a, d), sierra (b, e) y selva (c, f). Periodo 2000-2016 obtenido de MOD05-IR.....	76
Figura 37: Autocorrelación de la serie temporal de VAP diurno extraído de MOD05-NIR con un desfase de 15 años, para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.....	77
Figura 38: Autocorrelación de la serie temporal de VAP diurno extraído de MOD05-IR con un desfase de 15 años, para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.....	78
Figura 39: Diagrama de cajas de VAP mensual extraído de MOD05-NIR para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.....	80
Figura 40: Diagrama de cajas de VAP mensual extraído de MOD05-IR para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.....	81
Figura 41: Comparación de los valores de VAP (en cm) extraídos de (a) MOD05-NIR y (b) MOD05-IR con valores de Radiosondeos. La pendiente, intercepto, el coeficiente de determinación (R^2) y el error cuadrático medio (RMSE) también se muestran.....	83

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Tablas de Control de Calidad de MOD05.....	94
ANEXO 2: Aplicación de la Banda de Control de Calidad.....	96
ANEXO 3: Cantidad de imágenes MODIS de Vapor de Agua Precipitable obtenidas por año.....	100
ANEXO 4: Promedio mensual de Vapor de Agua Precipitable para el Perú.....	101
ANEXO 5: Gráficos de variogramas omnidireccionales por regiones para imágenes de Infrarrojo Cercano (MOD05-NIR).....	107
ANEXO 6: Gráficos de variogramas omnidireccionales por regiones para imágenes de Infrarrojo-día (MOD05-IR).....	116
ANEXO 7: Gráficos de variogramas omnidireccionales por regiones para imágenes de Infrarrojo-noche (MOD05-IR).....	125
ANEXO 8: Aplicación del análisis espacio-temporal del Vapor de Agua Precipitable en la determinación de regiones de cielo observable.....	134

RESUMEN

El vapor de agua precipitable (VAP) es una variable meteorológica que forma parte del ciclo hidrológico e influye en los principales procesos que ocurren en la atmósfera; por ende, varía tanto temporal como espacialmente, según las condiciones locales. Sin embargo, el territorio peruano, que posee gran variedad de climas y microclimas asociados a factores geográficos y atmosféricos, presenta escasos estudios del vapor de agua precipitable. Este estudio analiza la variabilidad espacial y temporal del VAP en Perú durante el período de febrero del 2000 a febrero del 2017. La fuente de datos utilizada en este trabajo fue el producto MOD05 (vapor de agua precipitable), que obtiene datos del satélite Terra-MODIS en dos longitudes de onda: Infrarrojo Cercano (NIR) e Infrarrojo Medio (o también conocido como Infrarrojo; IR). El estudio se realizó en nueve subregiones del territorio peruano: costa, sierra y selva, divididas en región norte, centro y sur; además de analizar por separado el ciclo diurno del VAP. El análisis de la variabilidad espacial se realizó a través de variogramas mensuales. La variación temporal se analizó mediante promedios mensual, estacional y multianual, para las nueve subregiones. Además se analizó la estacionalidad, mediante diagrama de cajas, y la tendencia, ejecutando la prueba estadística Mann-Kendall (MK) a la serie temporal de anomalías del VAP para cada subregión.

El análisis espacial evidenció la heterogeneidad del VAP, la variabilidad espacial de este aumenta en verano y disminuye en invierno. El análisis temporal muestra que los mayores valores de VAP se encuentran en el norte y centro de la selva y en la costa norte, donde el contenido de vapor de agua precipitable es más alto en relación a otras regiones, mientras la sierra centro y sur presentan los valores más bajos. Asimismo, se encontró que los valores de VAP durante la noche son menores que los valores durante el día. Por otro lado, el análisis de tendencia MK, determinó diferencias entre los datos MODIS obtenidos de NIR e IR. Según MOD05 en NIR, existe un creciente, aunque muy ligero, incremento del vapor de agua precipitable en el periodo de estudio, en el norte del territorio peruano (costa, sierra y selva) y en la selva centro; en el caso de MOD05 en IR, la tendencia es negativa. Finalmente, mediante una verificación de los datos MODIS (NIR e IR) con valores de VAP, calculados a partir de datos de temperatura y humedad de radiosondeos realizados en cinco estaciones aerológicas sobre el Perú, mostró mejores resultados para el VAP proveniente de la longitud de onda NIR, además de ser más confiable ($RMSE = 0.6$ cm y $R^2 = 0.71$), a diferencia de los datos obtenidos a través del IR ($RMSE = 0.98$ cm y $R^2 = 0.48$).

Palabras clave: Teledetección, MOD05, VAP, Perú, variograma, Mann-Kendall

ABSTRACT

Precipitable water vapor (VAP) is a meteorological variable that is part of the water cycle and influences the main processes that occur in the atmosphere. VAP varies both temporally and spatially, according to local conditions. However, the Peruvian territory, which has a great variety of climates and microclimates associated with geographical and atmospheric factors, has few studies of precipitable water vapor. Therefore, this study analyzes the spatial and temporal variability of VAP in Peru during the February 2000 to February 2017 period. The data used in this work is the MOD05 product (precipitable water vapor). This data comes from Terra-MODIS satellite, in two wavelengths: Near Infrared (NIR) and Mid Infrared (well-known as Infrared; IR). The study was performed over nine sub-regions of the Peruvian territory: coast, highland and jungle, classified into northern, central and southern regions. In addition, the diurnal cycle of VAP was analyzed separately. The spatial variability analysis was performed using monthly variograms. The temporal variation was analyzed by monthly, seasonal and multiannual means of VAP for the nine sub-regions. In addition, monthly boxplots were computed to analyze the seasonality, and the Mann-Kendall test (MK) was applied for time series of VAP anomalies, to determine the presence of trends.

The spatial analysis of VAP showed some heterogeneity, with spatial variability increasing in summer and decreasing in winter. The temporal analysis depicted highest values of VAP over the northern and central Peruvian jungle and over the northern coast, where the content of precipitable water vapor is higher in relation to other regions, while the central and southern highlands present lower values. Likewise, VAP values during the night lower than the values during the morning were found. On the other hand, the MK trend analysis determined differences between the MODIS data obtained from NIR and IR. According to MOD05 in NIR, there is an increase of VAP, although very slight, in the north of the Peruvian territory (coast, mountains and jungle) and in the central jungle for the reference period. In contrast, the case of MOD05 in IR showed negative trend. Finally, verification analysis of the MODIS (NIR and IR) data with VAP values, from temperature and humidity radiosondes data for five air stations over Peru, showed better results of VAP from NIR, and more reliable (RMSE = 0.6 cm and $R^2 = 0.71$), unlike data obtained through IR (RMSE = 0.98 cm and $R^2 = 0.48$).

Keywords: Remote sensing, MOD05, VAP, Peru, variogram, Mann-Kendall

I. INTRODUCCIÓN

En la actual era tecnológica, el conocimiento de nuevas herramientas para la estimación de variables meteorológicas ha logrado que paulatinamente nos vayamos adaptando a ellas con el fin de encontrar una forma de sustitución frente a la escasez de información de estaciones meteorológicas debido a la mala calibración de instrumentos, falta de instrumentos adecuados o condiciones propias de la zona. Una de estas herramientas es la teledetección espacial, que permite obtener variables y productos destinados al estudio de cualquier región del globo.

La teledetección es la técnica mediante la cual se puede obtener información de la superficie terrestre sin tener un contacto con ella (Sobrino, 2000). Los sensores satelitales que se encargan de captar las imágenes, almacenarlas y transmitir las en diferentes regiones del espectro electromagnético -llamados en teledetección canales o bandas-; mediante la radiación medida en las diferentes bandas y aplicando modelos de transferencia radiativa se pueden obtener valores de estimación de variables meteorológicas como sondeos de temperatura y humedad, temperatura del mar y distribución de gases que componen la atmósfera (Casanova, 1992; Sobrino, 2000), como el vapor de agua, el cual se analiza en esta investigación.

El vapor de agua atmosférico es el estado gaseoso del agua, responsable de los procesos más importantes que ocurren en la atmósfera e influyente principal de la humedad atmosférica y del efecto invernadero (Fernández, Meza y Natali, 2009, Mattar *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2013; Chang *et al.*, 2015; Liang *et al.*, 2015). Este vapor de agua es variable tanto espacial como temporalmente y el conocimiento de su distribución es de gran importancia para comprender los principales procesos atmosféricos relacionados como la humedad, precipitaciones, actividad convectiva, entre otros (Jáuregui, 1986; Wong *et al.*, 2015), sobretodo en una región con gran variabilidad climática como Perú.

En teledetección, el vapor de agua atmosférico se obtiene como la variable integrada en una columna atmosférica, también conocido como vapor de agua precipitable (VAP, de aquí en adelante) que en términos meteorológicos se interpreta como la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenida en la columna se condensara y precipitara (Tuller, 1968; Quereda, 2005) y se expresa en kg/m^2 o en mm.

Estudios anteriores realizados en diversas partes del mundo, indican que el vapor de agua precipitable es un buen indicador de la variabilidad de vapor de agua en la tropósfera y procesos relacionados. En Chengdu, China, Wang *et al.*, (2013) realizaron estudios del vapor de agua y llegaron a la conclusión de que los cambios del VAP tienen una cierta relación con vientos zonales y meridionales, además de tener una muy buena relación con las precipitaciones, conclusión a la que también llegaron Wong *et al.*, (2014) mediante el análisis de VAP sobre todo el territorio chino con información de imágenes de satélite.

En Colombia, Pérez-Viloria y Gónima (2014) destacan la importancia del conocimiento del contenido de vapor de agua atmosférico como una forma de determinar los efectos del cambio climático, concluyendo que el vapor de agua tiene una relación directa con la temperatura, siendo la variable que mejor representa la variabilidad climática en esta región.

En 1968, Tuller presentó una tesis sobre la distribución mundial de agua precipitable mediante datos de estaciones por un periodo de tres años, con el fin de “llenar los vacíos existentes en la literatura de vapor de agua precipitable”. Mediante su investigación pudo determinar que existe un patrón latitudinal, especialmente en los océanos, donde el contenido de vapor de agua precipitable es mayor en el Ecuador y bajo en los polos; mientras que en continente, esto se ve afectado por la geografía del lugar: los valores más bajos se dan en mayores altitudes y zonas muy alejadas del mar, y los valores más altos se dan en zonas de baja elevación y zonas cercanas al litoral marino. Además, esto se intensifica de acuerdo a la estación, mayores valores en verano y menores en invierno.

Así como Wang *et al.*, (2013), Tuller (1968) y otros autores, el contenido de vapor de agua precipitable se puede estimar usando diferentes herramientas además de las técnicas de teledetección; entre estas se encuentran (a) los radiosondeos, (b) GPS o (c) reanálisis NCEP o ERA Interim. Sin embargo, cada uno de ellos presenta sus propias limitaciones haciendo que sea complicado realizar un estudio en base a estas herramientas en Perú.

Por ejemplo, a pesar que los radiosondeos han sido el principal sistema de observación real, las estaciones de radiosondeo son escasas, lo que genera que la cobertura espacial sea muy limitada, además que el envío de radiosondas a la atmósfera no se realiza con frecuencia en Perú. Con respecto a los GPS, la resolución temporal de los datos es buena pero la resolución horizontal también es muy baja debido a la cantidad relativamente pequeña de estaciones en funcionamiento (MetEd, 2017). Los datos de reanálisis presentan buena resolución espacial (entre 2.5° y 0.05° por pixel), pero estas provienen de modelos numéricos y mayormente sirven para estudiar circulaciones y realizar pronósticos experimentales, además que algunas variables no son muy precisas. Wong *et al.*, (2014) realizaron una comparación de radiosondas con GPS, fotómetro solar AERONET y MODIS, encontrando que los dos primeros tienen mejor precisión, pero no podían obtener información de todo el territorio sino de puntos específicos.

El análisis del VAP en teledetección se puede realizar mediante sensores que captan la radiación en frecuencias de Infrarrojo (IR) o Infrarrojo Cercano (NIR), obteniendo la humedad en zonas libres de nubes, tanto sobre superficie terrestre como océano, puesto que estas frecuencias son sensibles a la cobertura nubosa (Kaufman y Gao, 1992; Gao and Kaufman, 2003; Chang *et al.*, 2015). Este es el caso del sensor MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer), que tiene información referente al vapor de agua precipitable en uno de sus productos desarrollados, MOD05.

En este contexto, el objetivo de esta investigación es realizar un análisis de la variabilidad espacio-temporal del contenido de vapor de agua precipitable mediante el sensor MODIS para el periodo 2000-2016. Por ello se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Determinar la variabilidad espacial del vapor de agua precipitable en el Perú.
- Determinar la variación mensual, estacional y multianual del vapor de agua precipitable en el Perú.
- Determinar la estacionalidad y tendencia del vapor de agua precipitable en Perú durante los 17 años de estudio.
- Verificar los resultados obtenidos con datos de radiosondeo.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

El vapor de agua es el estado gaseoso del agua. En la atmósfera, se produce debido al proceso de (1) evaporación de los océanos, por efecto de la radiación incidente en la superficie del mar y de la temperatura propia de la Tierra (Ahrens, 2009; Barry y Chorley, 2010), y (2) evapotranspiración de los bosques, como la Amazonía, donde casi el 50 por ciento de la lluvia producida se debe a la recirculación del vapor de agua (Salati, Marques y Molion, 1978).

La mayor parte del vapor de agua se encuentra en la tropósfera baja; sin embargo, esta forma una pequeña fracción de todos los gases existentes en la atmósfera (aproximadamente 4 por ciento, en volumen), sea en regiones secas o húmedas (Wallace y Hobbs, 2006; Barry y Chorley, 2010). Por otro lado, el vapor de agua interviene en los principales procesos atmosféricos, además de desempeñar un papel muy importante en la comprensión del cambio climático y ser el principal influyente del efecto invernadero, así como causa del mismo (Wallace y Hobbs, 2006; Barry y Chorley, 2010; Fernández 2009, Chang *et al.*, 2015; Liang *et al.*, 2015). Debido al calor existente en la Tierra y la alta radiación incidente, se da la formación de vapor de agua cálido, este se transporta por todo el globo llevando calor a otras regiones y produciendo un efecto de retroalimentación.

Para determinar el contenido de vapor de agua en un lugar dado, se puede determinar la masa de vapor de agua en una columna atmosférica que tenga como área transversal la unidad y que se extiende desde la superficie hasta el tope de la atmósfera, de aquí se puede determinar la equivalencia líquida y el espesor de la columna. A esto se le conoce también como vapor de agua precipitable o agua precipitable.

2.1.1. Vapor de agua precipitable (VAP)

El agua precipitable o vapor de agua precipitable constituye la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna atmosférica se condensase y precipitase (Ahrens, 2009; Quereda, 2010). Sin embargo, no implica que dicha cantidad sea la que precipite en realidad, entonces puede considerarse como la cantidad representativa de vapor de agua disponible para precipitar (Jáuregui, 1986; Quereda, 2010).

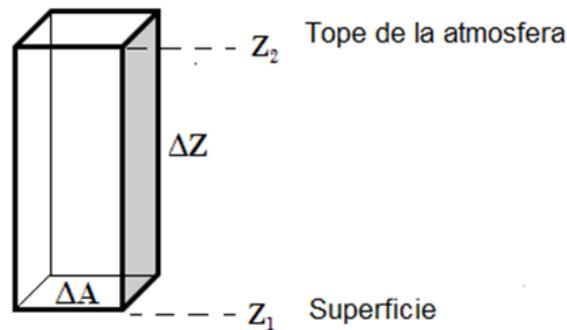


Figura 1: Medidas de una columna de aire

La obtención del vapor de agua precipitable se deduce de la ecuación de gases ideales y la ecuación hidrostática¹.

Tomando en cuenta una columna atmosférica de área transversal A comprendida entre dos niveles Z_1 y Z_2 (Figura 1), se obtiene que la masa de vapor m contenida en el volumen v es:

$$\rho_v = \frac{m}{v} = \frac{m}{\Delta A \Delta Z}$$

$$\partial m = \rho_v \partial A \partial Z$$

donde ρ_v es la densidad del vapor de agua. De aquí se obtiene que la masa de vapor de agua contenida en una columna de atmósfera por unidad de área es igual a:

$$m = \int_{Z_1}^{Z_2} \rho_v \partial Z$$

¹ La ecuación hidrostática representa el equilibrio entre el peso de la unidad de masa de aire por una parte y su empuje hacia arriba por la otra (Wallace y Hobbs, 2006).

Por otro lado, de la ecuación hidrostática se tiene que:

$$\partial Z = -\frac{\partial P}{\rho_a g}$$

donde ρ_a es la densidad del aire atmosférico (Holton, 2004). Esta ecuación se reemplaza en (3) y se obtiene:

$$m = -\frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} \frac{\rho v}{\rho_a} \partial P$$

Sabemos que la humedad específica² (q) es igual a:

$$q = \frac{\rho v}{\rho_a} = 0.622 \frac{e_a}{P}$$

Luego, el vapor de agua precipitable se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$VAP = -\frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} 0.622 \frac{e_a}{P} \partial P$$

Donde g es la aceleración debido a la gravedad en m/s^2 , P_1 y P_2 son los niveles de presión de la base y el tope de la columna de aire y e_a es la presión de vapor. Es así que el vapor de agua precipitable se convierte en un indicador de probabilidad de lluvia (Adams et al., 2013), vapor de agua y humedad atmosférica (Abbasy et al., 2017), que a su vez presentan variabilidad espacial asociada a patrones de circulación, temperatura y sistemas a gran escala.

2.1.2. Distribución del vapor de agua en capas de la atmósfera

La distribución de la temperatura en la atmósfera terrestre permite dividir esta en cuatro capas principales que, en orden de proximidad a la superficie terrestre son: tropósfera, estratósfera, mesósfera y termósfera (Wallace y Hobbs, 2006). Como el aire es compresible, la densidad y la presión atmosférica disminuyen con la altitud, mientras que los componentes gaseosos de la atmósfera (N_2 , O_2 , Ar, CO_2 , entre otros) varían en cantidad según la presión atmosférica (Barry y Chorley, 2010). El vapor de agua se

² Relación entre la masa de vapor de agua y la masa del aire húmedo en g/kg.

concentra en la primera capa de la atmósfera, conocida como tropósfera, que es donde suceden los principales fenómenos meteorológicos (Barry y Chorley, 2010).

La tropósfera es la capa más cercana a la superficie y se extiende hasta los 8 a 15 km dependiendo de la latitud y altitud de la zona (NASA, 2017a). Debido a que casi todo el vapor de agua se encuentra en esta capa, es más favorable el desarrollo de nubes y, en caso de alto contenido de vapor de agua, existen mejores condiciones para fenómenos de tiempo severo (Tous y Romero, 2006).

La estratósfera es la segunda capa y llega hasta aproximadamente los 50 km (NASA, 2017a), en esta capa se encuentra la capa de ozono y se divide de la tropósfera por una capa de transición llamada tropopausa. La estratosfera es casi completamente seca; sin embargo, en los trópicos la fuerza de subida de algunas nubes de gran desarrollo vertical pasa la zona de transición e introduce aire húmedo a la estratósfera baja, siendo este uno de los motivos del calentamiento de la tropósfera, debido a que el vapor de agua estratosférico ejerce un efecto invernadero en la atmósfera baja (Barry y Chorley, 2010).

2.1.3. Distribución espacio-temporal del vapor de agua global

El vapor de agua precipitable no solo varía con la altitud, sino también espacial y temporalmente. Esta variación, sobretodo latitudinal, se puede observar mejor a través del océano, debido a que en continente depende mucho de la geografía del lugar (Figura 2). Los valores más bajos de vapor de agua precipitable medio anual se encuentran en las regiones polares, aumentando conforme llega a la zona ecuatorial, pero también se observan bajos valores en latitudes medias sobre las cordilleras y dentro de Asia –durante época de monzón (Barry y Chorley, 2010) –, mientras que los valores más altos están sobre las zonas tropicales como las cuencas del Amazonas y del Congo (Tuller, 1968; Barry y Chorley, 2010). En general, las áreas con menor contenido de VAP se presentan en zonas de mayor latitud, mayor altitud y, dentro de continente, en regiones muy alejadas de fuentes de humedad como el océano, mientras que los valores altos se presentan en bajas latitudes, bajas altitudes y regiones cercanas al océano; esto refleja la dependencia existente entre el VAP y la temperatura (Tuller, 1968; Jáuregui, 1985). Sin embargo, también existen excepciones como zonas desérticas donde el contenido de VAP es casi nulo a pesar de ser zonas con temperaturas muy altas; mientras que la región más húmeda

– con mayor vapor de agua - se encuentra en la parte occidental del Pacífico ecuatorial, que también es la zona con las más altas temperaturas de superficie del mar (Chen, 2004).

En relación a la variabilidad temporal, las zonas de mayor contenido de VAP se encuentran siguiendo el sol y los cambios de temperatura por estaciones; además durante el transcurso del año, los menores valores de VAP se encuentran en los polos en temporada de invierno, así como los interiores de continente y cordilleras en invierno (Tuller, 1968).

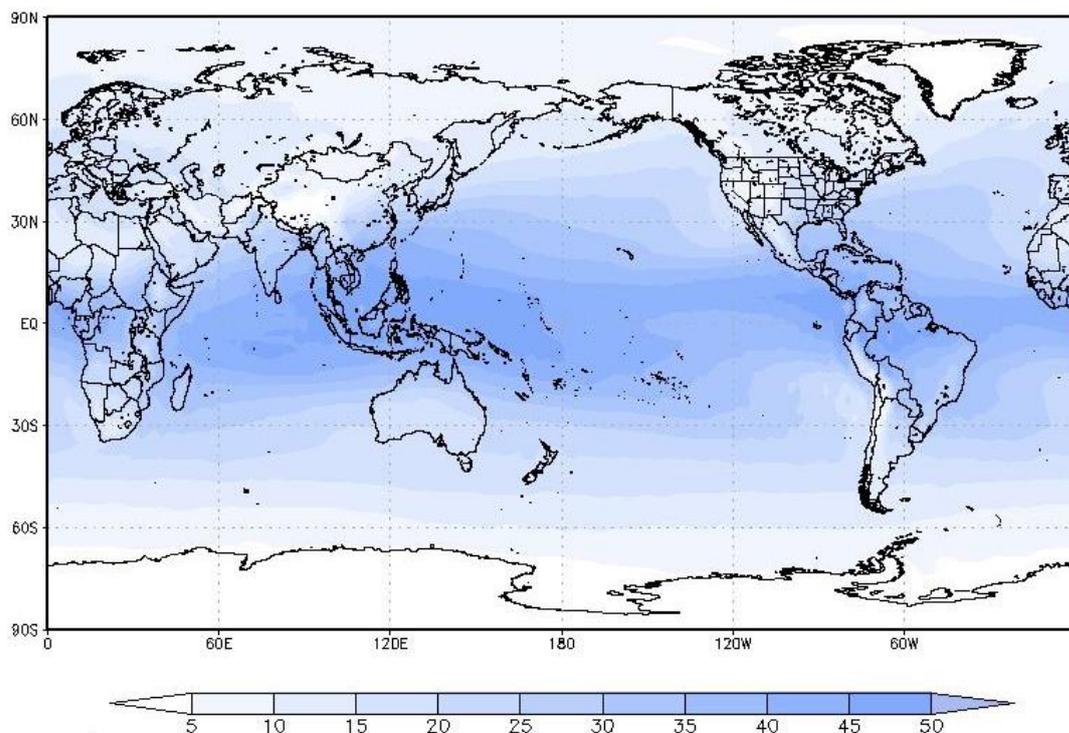


Figura 2: Climatología promedio anual del contenido de agua precipitable global (kg/m^2) obtenido de reanálisis NCEP-NCAR para el periodo 1980-2015.

FUENTE: Elaboración propia

2.1.4. Sistemas de escala sinóptica asociados al vapor de agua atmosférico en Perú

La distribución de vapor de agua en el Perú, y en Sudamérica en general, es influenciado en gran medida por factores geográficos, así como patrones de circulación atmosférica (Figura 3) y el Sistema de Monzón Sudamericano (Garreaud y Aceituno, 2008; Reboita et al., 2010). Los patrones predominantes, responsables del transporte y distribución del vapor de agua en Perú son la Zona de convergencia Intertropical (ZCIT) - y vientos alisios - por el norte, y el Anticiclón del Pacífico Sur (APS), el Anticiclón del Atlántico Sur

(AAS), la alta de Bolivia (AB), un Jet de Bajos Niveles (JBN) y, en menor impacto, la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) por el sur.

La ZCIT es una franja de bajas presiones que rodea el globo, formando parte de la rama ascendente de la célula de Hadley, muy cercana a la línea ecuatorial (Waliser y Gautier, 1993; Garreaud et al., 2008), pero posicionada mayormente en el Hemisferio Norte, sobretudo en el océano Pacífico y el Atlántico (aproximadamente en 8°N; Garreaud y Aceituno, 2007), debido a la existencia de aguas más frías en la región ecuatorial este del Pacífico y Atlántico (Mitchell and Wallace, 1992; Melo, Cavalcanti y Souza, 2009). Es la región donde los vientos alisios del sureste y el noreste convergen desarrollando intensa actividad convectiva, nubes y precipitación en toda esta región (Waliser y Gautier, 1993; Reboita et al., 2010). Parte de estas nubes provenientes del Atlántico, son transportadas hacia el Amazonas por causa de los vientos alisios, donde precipitan; asimismo las masas de aire húmedo provenientes del este impactan en los Andes donde condensan por ascenso orográfico (Reboita et al., 2010).

Por otro lado, los vientos y el flujo de humedad que provienen del este y se encuentran con los Andes, desvían su recorrido a lo largo de la cadena montañosa, generando un flujo de humedad en bajos niveles (aproximadamente a 850hPa) que sale del Amazonas y se dirige hacia el Sudeste de Sudamérica, este flujo es conocido como Jet de Bajos Niveles (JBN) Sudamericano y está presente todo el año, siendo más intenso en verano (Marengo et al., 2004; Reboita et al., 2010).

En el Altiplano peruano-boliviano se tiene un sistema de alta presión a 200 hPa conocido como Alta de Bolivia, generado a partir de una combinación de calor en el altiplano boliviano y calor latente liberado por la convección en la selva amazónica (Lenters y Cook, 1997; Garreaud et al., 2008), y transporta humedad hacia los Andes generando precipitaciones en los meses de diciembre a marzo en la zona sur este de los Andes centrales (Garreaud y Aceituno, 2007).

El Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y el anticiclón del Atlántico Sur (AAS), son sistemas cuasipermanentes con centro alta presión, que forman parte de la rama descendente de la célula de Hadley, más intensa en el invierno austral pero con mayor área meridional durante el verano (Garreaud et al., 2008). En el lado oeste, el movimiento subsidente del APS es el responsable de la poca precipitación y humedad en la parte sur de la región

costera (Reboita et al., 2010). Por otro lado, el AAS se carga de humedad y en conjunto con los vientos alisios del noreste, transportan humedad hacia la cuenca amazónica (Labraga, Furumento y López, 2000). Cuando los vientos del ASS, que transportan humedad, confluyen con el JBN Sudamericano, generan una banda de nebulosidad en el sudeste de Sudamérica, conocida como Zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS, Reboita et al., 2010).

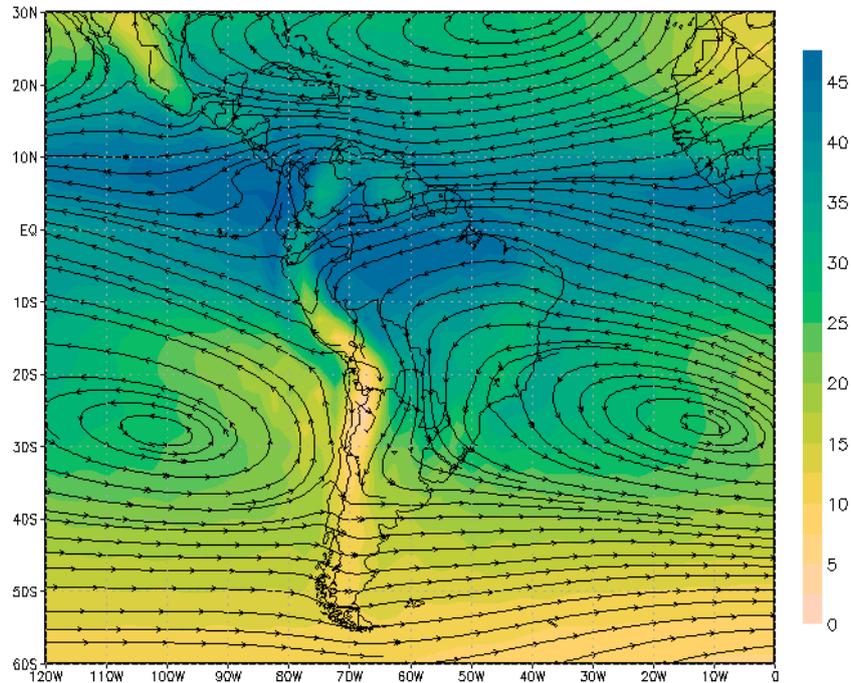


Figura 3: Paleta de colores: Climatología promedio anual del contenido de agua precipitable (kg/m^2). Líneas: Climatología promedio anual de las líneas de corriente a 750hPa. Datos obtenidos de reanálisis NCEP-NCAR para el periodo 1980-2015.

FUENTE: Elaboración propia

2.2. HERRAMIENTAS DE MEDICIÓN DEL VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE

Las herramientas existentes para medir el VAP son diversas (Figura 4), entre ellos tenemos (a) radiosondas, (b) datos de reanálisis y (c) sensoramiento remoto (teledetección).

La **radiosonda** es la técnica tradicional utilizada para obtener datos *in situ*, consiste en un instrumento de medición enviado a la atmósfera a través de un globo meteorológico a una velocidad de 5 a 8 m/s, que puede obtener datos directos de presión, temperatura y

humedad relativa a diferentes alturas a medida que transmite los datos a un receptor terrestre (OMM, 2010; Wong *et al.*, 2014). Los horarios de medición por radiosondeos suelen ser a las 00Z y a las 12Z, es decir, dos veces por día. Las radiosondas pueden presentar errores de medición asociados a errores sistemáticos propios del instrumento, errores de calibración e incluso problemas en la recepción de datos (OMM, 2010), presentando una incertidumbre de aproximadamente 5 por ciento (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014; Wong *et al.*, 2014).

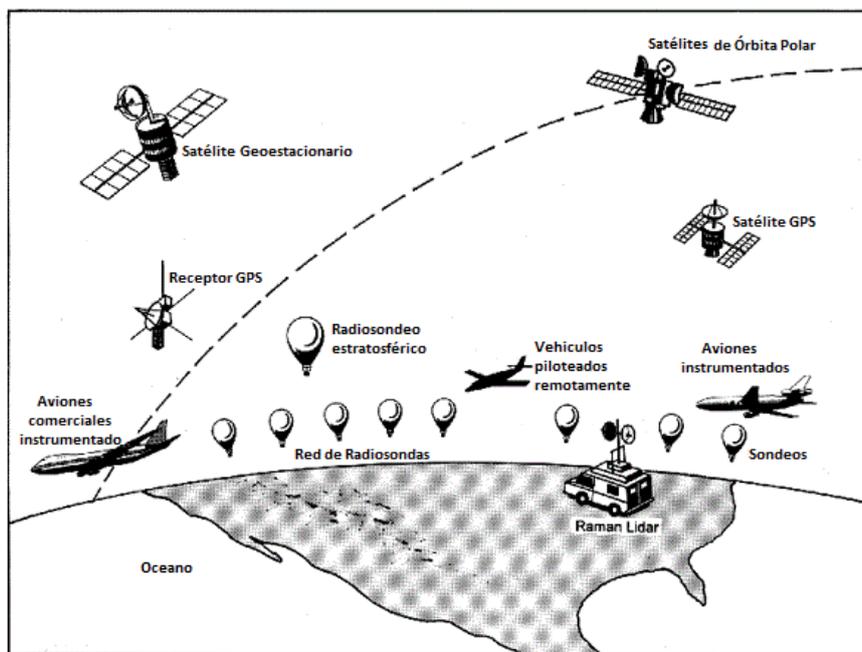


Figura 4: Algunos de los diferentes tipos de sistemas basadas en tierra o en el espacio para la observación de vapor de agua.

FUENTE: Adaptado de AGU, 1995.

Los **datos de reanálisis** son obtenidos a través de modelos numéricos que evalúan los fenómenos por medio de las leyes físicas que rigen la atmósfera, proporcionando información de sobre el estado de toda la atmósfera, siendo los más utilizados los de NCEP/NCAR y del ECMWF. Los datos de NCEP/NCAR representan una malla a nivel mundial que tiene datos desde 1948 hasta la actualidad con diferentes variables meteorológicas y en 17 niveles atmosféricos. Los datos del ECMWF se pueden obtener a través de sus productos ERA-Interim que tiene datos desde 1979 hasta el presente en cuatro horarios diferentes (00Z, 06Z, 12Z y 18Z) y en más de 30 niveles atmosféricos. Los datos de vapor de agua precipitable se obtienen de manera directa en ambos reanálisis, que ofrecen valores mensuales y diarios.

La **teledetección** es definida como la técnica mediante la cual se pueden obtener datos de la superficie terrestre a distancia, desde sensores instalados en plataformas espaciales (Sobrino, 2000). La información proveniente de imágenes de satélite se obtiene gracias a una interacción entre la radiación proveniente del sol, la emitida por el objeto y la recibida por el sensor. Cuando la radiación solar incide en la tierra, atraviesa primero la atmósfera y en este proceso se topa con la gran variedad de gases existentes en ella, varios de estos gases absorben parte de esta radiación y la radiación que queda se dispersa. Es así que la radiación puede ser absorbida en diferentes regiones del espectro electromagnético por uno o varios gases; sin embargo, hay regiones donde la radiación no es absorbida y pasa directamente, estas regiones se conocen como “ventanas atmosféricas”. Su aplicación en la detección de vapor de agua se explicará en el siguiente apartado.

2.3. TELEDETECCIÓN Y EL VAPOR DE AGUA

La atmósfera está compuesta por gases como el oxígeno, el dióxido de carbono, el ozono, el vapor de agua y otros; estos gases absorben la radiación en una longitud de onda determinada (Figura 5) y luego de absorberla la reemite a su vez en forma de radiación en onda larga o infrarroja. Debido a esta capacidad de absorción de los gases atmosféricos, incluyendo el vapor de agua, se da el llamado efecto invernadero, donde gran parte de la energía que sale es capturada por la atmósfera y regresada a la superficie terrestre (Barry y Chorley, 2010), manteniendo así la temperatura de la Tierra en 15°C aproximadamente (Barry y Chorley, 2010; Wallace y Hobbs, 2006).

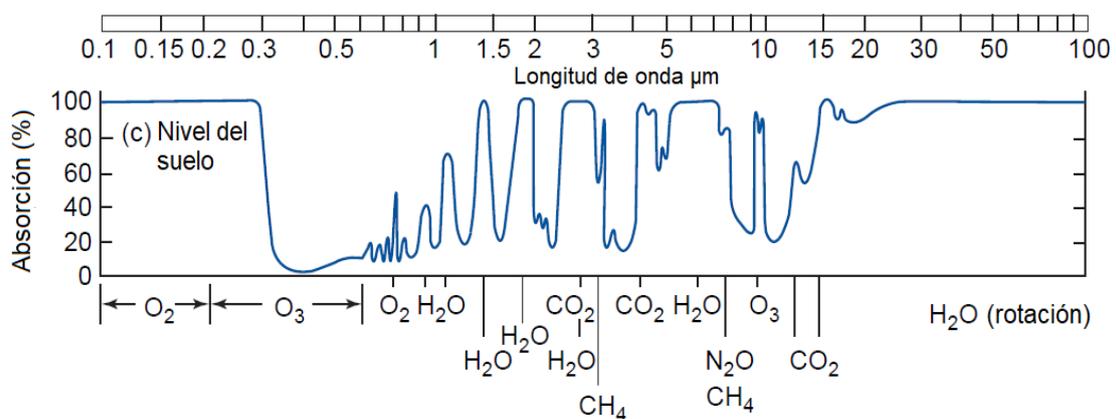


Figura 5: Espectro de absorción de la atmósfera.

FUENTE: Adaptado de Wallace y Hobbs, 2006.

La detección del vapor de agua se da a través de sensores de infrarrojo y microondas, debido a que el vapor de agua absorbe radiación entre los $5.5-7\mu\text{m}^3$ y por encima de $27\mu\text{m}$ (Ver Figura 5); también existe una herramienta de navegación basado en satélites, el Global Positioning System (GPS) que capta información del vapor de agua mediante señales de radio recibidas (AGU, 1995).

Los instrumentos de medición en frecuencias infrarroja y microondas más utilizados son los radiómetros, espectrómetros y espectroradiómetros. Los **sensores de infrarrojo** proporcionan vapor de agua total en la columna para grandes áreas; sin embargo, estos satélites son sensibles a las nubes (Gao and Kaufman, 2003; Chang *et al.*, 2015), por lo cual se limita a tomar medida del vapor de agua en zonas de cielo claro. Mientras los **sensores de microondas** pueden obtener datos de regiones grandes y no están influenciados por las nubes como los anteriores, pero los datos se limitan a las regiones oceánicas libres de hielo (AGU, 1995). Ambos tipos de sensores también se pueden diferenciar en el recorrido del satélite, con lo que se tiene satélites de órbita polar y satélites geoestacionarios.

Los satélites de órbita polar poseen una muy buena resolución espacial; sin embargo, la resolución temporal es baja, ya que pueden observar cualquier punto una o dos veces al día como máximo, incluso en zonas tropicales hay regiones pequeñas que no se logran cubrir en un día. Entre estos se encuentran el satélite Terra que lleva a bordo los sensores AMSR-E, AMSU-A (microondas) y MODIS (infrarrojo). Los satélites geoestacionarios poseen alta resolución temporal, pero la resolución espacial no es muy alta, haciendo difícil un estudio a distancias menores de 1km. Entre estos se tiene los sensores AMSU, MHS (microondas) de los satélites NOAA y TIRS (radiómetro) del satélite Landsat.

El **Sistema de posicionamiento Global** (GPS, por sus siglas en inglés) forma parte del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS), que desde los años noventa brindan datos en cualquier posición geográfica, hora, altitud y condición meteorológica con muy buena precisión. Este instrumento presenta buena resolución temporal, datos a tiempo casi real y alta precisión (1-2 mm), además de su sensibilidad a cambios espacio-temporales del vapor de agua (Wang *et al.*, 2013, Liang *et al.*, 2015), debido a que utiliza el retardo de la señal causada por las moléculas de vapor de agua atmosférico para inferir

³ $1\mu\text{m} = 1 \text{ micrómetro} = 10^{-6}\text{m}$

el VAP (Duan *et al.*, 1996; Ahrens, 2009; Chang *et al.*, 2015). Los errores del modelado e incertidumbres de mapeo pueden generar errores de aproximadamente el 5 por ciento (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014, Wong *et al.*, 2014).

2.4. SENSOR MODIS (Moderate Resolution Imagery Spectroradiometer)

El Proyecto el Sistema de Observación de la Tierra de la NASA (EOS, por sus siglas en inglés) es una misión conformada por una serie de satélites de órbita polar e inclinación baja que realizan observaciones globales de la superficie terrestre, la atmósfera, biósfera y océanos (Sobrino, 2000; NASA, 2017b). Entre los satélites que conforman dicho programa se encuentra TERRA, lanzado en diciembre de 1999, con el objetivo de vigilar el estado de la Tierra y el cambio climático con la precisión adecuada como para permitir un pronóstico a corto plazo (NASA, 2017b). Este satélite hace un barrido de la Tierra de norte a sur, pasando por el ecuador a las 10:30 am (King *et al.*, 1995; García-Mora y Mas, 2011). Presenta cinco sensores: MOPITT, MODIS, MISR, CERES y ASTER, de los cuales el más importante en la detección de vapor de agua es el sensor MODIS (Gao y Kaufman, 1998).

Tabla 1: Especificaciones técnicas del sensor MODIS

Órbita	Polar y helio-sincrónica
Resolución temporal	1 - 2 veces por día
Resolución espacial	1 – 2 → 250 m 3 – 7 → 500 m 8 – 36 → 1000 m
Resolución espectral	36 bandas espectrales
Resolución radiométrica	12 bits
Rango de longitud de onda	0.4 – 14.4 μm
Angulo de visión	$\pm 55^\circ$
Bandas	1 – 7 Aplicaciones terrestres 8 – 16 Observaciones oceánicas 17 – 19 Mediciones atmosféricas 20 – 36 Infrarrojo térmico (3.660-14.385 nm)

FUENTE: Adaptado de García-Mora y Mas, 2011, 2011.

MODIS es un espectroradiómetro⁴ que capta información en 36 bandas espectrales entre longitudes de onda de 0,4 μm y 14,4 μm (Salomonson et al., 1989; King et al., 1995). Este sensor brinda información una a dos veces por día (mañana y noche), con una resolución espacial de 250, 500 y 1000 metros, dependiendo de la banda espectral (Salomonson et al., 1989; Barnes, Pagano y Salomonson, 1998; King et al., 2003, Platnick et al. 2003). Las especificaciones técnicas se muestran en la Tabla 1.

MODIS presenta una serie de 44 productos destinados a la atmósfera, océano y superficie; según su grado de procesamiento, se clasifican en:

- Nivel 0: Son los datos en bruto, no poseen ningún tipo de tratamiento,
- Nivel L1: Presentan coordenadas geodésicas, elevación del terreno, máscara de tierra/agua, ángulo de elevación, cenit y azimut del satélite y el sol,
- Nivel 1A: Datos utilizados para la geolocalización, calibración y procesamiento,
- Nivel 1B: Imágenes corregidas radiométricamente y calibradas a unidades físicas,
- Nivel L2G: Contienen variables geofísicas proyectadas sinusoidalmente,
- Nivel L2: Imágenes que contienen variables geofísicas; son imágenes del nivel 1B con corrección atmosférica,
- Nivel 3: Productos de valor agregado derivados del nivel 2, contienen datos remuestreados de media diaria y de 8, 16 y 30 días,
- Nivel 4: Son productos generados por la incorporación de datos MODIS en modelos (García-Mora y Mas, 2011).

Para obtener datos de vapor de agua, MODIS posee dos productos del Nivel 2, MOD05 y MOD07, que captan información a través de las bandas Infrarrojo Cercano e Infrarrojo, con una resolución espacial de 1km y 5km, respectivamente (Wong *et al.*, 2014). Sin embargo, el VAP obtenido de MOD07 fue añadido como subproducto al MOD05, con lo cual este producto brinda los datos para ambas longitudes de onda, sin necesidad de recurrir a dos productos diferentes.

Por otro lado, los productos MODIS presentan diferentes versiones o colecciones, que muestran el reprocesamiento o mejora del algoritmo del producto brindado. Durante el periodo que el sensor MODIS tiene en funcionamiento, han existido en total 6 versiones,

⁴ Instrumento que mide la radiación a través de varios rangos espectrales.

también llamadas “colecciones”. La más actual fue publicada en julio del 2017, Colección 6.1 (C061), y presenta actualizaciones en los productos de aerosoles (MOD04_L2), propiedades de nubes (MOD06_L2), máscara de nubes (MOD35_L2) y producto mensual (MOD08_L3). Sin embargo, la colección utilizada en esta investigación es la Colección 6 (C006).

2.4.1. MODIS - Colección 006

Esta colección incluye productos del nivel 2 de aerosol (MOD04_L2, MOD04_3K), propiedades de nubes (MOD06_L2) y vapor de agua precipitable (MOD05_L2), además de los productos de nivel 3 y productos globales. Fue lanzada en el 2014 y tanto TERRA-MODIS como AQUA-MODIS muestran las mismas mejoras y cambios en sus algoritmos. La documentación sobre estos cambios se encuentra disponible en <https://MODIS-atmosphere.gsfc.nasa.gov/documentation/collection-6>.

En el producto de vapor de agua precipitable (MOD05_L2) de la Colección 006, los datos siguen brindándose en algoritmos por separado para Infrarrojo Cercano e Infrarrojo: el vapor de agua precipitable del Infrarrojo se deriva como dato al MOD05, mientras que la obtención de vapor de agua del Infrarrojo Cercano utiliza un algoritmo de *split-window*, que se describirá en el siguiente apartado. La mejora de este algoritmo ya no está siendo tomada por la NASA, por ende, no ha habido actualización o modificación alguna del algoritmo de recuperación del MOD05 para la Colección 006.

2.4.2. Producto MOD05 de vapor de agua precipitable

El producto MODIS de vapor de agua (MOD05) se basa en el contenido de vapor de agua precipitable en la columna mediante la medición de la radiación solar en el Infrarrojo Cercano sobre la superficie, y mediante el contenido de vapor de agua extraído del producto MODIS de perfiles atmosféricos (MOD07) obtenido de su banda en Infrarrojo.

El producto MODIS de vapor de agua en Infrarrojo Cercano (MOD05) calcula la columna de vapor de agua sobre áreas despejadas del globo (Gao y Kaufman, 1998). Se obtiene mediante la detección de la radiación solar cuando esta pasa de la atmósfera a la superficie y es devuelta nuevamente a la atmósfera. Para ello, se usan los canales de absorción de vapor de agua 0.905, 0.936 y 0.940 μm y los canales asociados a ventanas atmosféricas 0.865 μm y 1.24 μm (Tabla 2).

Tabla 2: Canales usados para el algoritmo de MOD05.

	Canal MODIS	Posición de longitud de onda central (μm)	Tamaño (μm)
Banda de absorción de vapor de agua	17	0.905	0.03
	18	0.936	0.01
	19	0.94	0.05
Banda de no-absorción	22	0.865	0.004
	5	1.24	0.02

FUENTE: Adaptado de Gao y Kaufman 2003.

El proceso consiste en hallar una relación entre la radiación solar reflejada en un canal de absorción con la radiación solar reflejada en un canal de no-absorción o entre un canal de absorción con dos canales de no-absorción (King et al., 1992; Gao and Kaufman, 1998). Como la absorción del vapor de agua se encuentra entre las longitudes de 0.86 y 1.24 mm, así como para aerosoles, se debe tener en cuenta las propiedades de la atmósfera entre estas longitudes de onda para la obtención del contenido de vapor de agua. La radiación capturada por el sensor se puede describir de manera simplificada como la ecuación:

$$L_{\text{Sensor}}(\lambda) = L_{\text{Sol}}(\lambda)T(\lambda)\rho(\lambda) + L_{\text{Ruta}}(\lambda)$$

Donde λ es la longitud de onda, $L_{\text{Sensor}}(\lambda)$ es la radiación capturada por el sensor, $L_{\text{Sol}}(\lambda)$ es la radiación solar sobre la atmósfera, $T(\lambda)$ es la transmitancia atmosférica total, $\rho(\lambda)$ es la superficie de la reflectancia bidireccional y $L_{\text{Ruta}}(\lambda)$ es la ruta de la radiación dispersa (Hansen y Travis, 1974; Fraser y Kaufman, 1985). La $T(\lambda)$ contiene información sobre la cantidad total de vapor de agua en la ruta sol-superficie-sensor. $L_{\text{Sol}}(\lambda)$ es una cantidad conocida y $L_{\text{Ruta}}(\lambda)$ contiene características de absorción de vapor de agua (Gao y Kaufman, 1998). La cantidad total de vapor de agua se obtiene de las transmitancias utilizando un proceso de *lookup-tables*⁵ (tablas de búsqueda; Gao y Kaufman, 2003).

Debido a los diferentes coeficientes de absorción de vapor de agua, cada canal arrojará valores de vapor de agua diferentes; para obtener el valor promedio de vapor de agua precipitable (VAP) de los tres canales de absorción se sigue la ecuación:

$$\text{VAP} = f_1 W_1 + f_2 W_2 + f_3 W_3$$

⁵ Conjunto de datos almacenados en una tabla para un rápido acceso.

Donde W_1 , W_2 y W_3 son los valores de vapor de agua de los canales centrados en 0.905, 0.936 y 0.94 μm respectivamente y f_1 , f_2 y f_3 corresponden a sus respectivas funciones de ponderación, que se calculan numéricamente a partir de curvas simuladas de transmitancias frente a agua precipitable (Gao y Kaufman, 2003), las que se definen como valores normalizados de η_i

$$f_i = \eta_i / (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)$$

$$\eta_i = |\Delta T_i / \Delta W|$$

El vapor de agua en el canal Infrarrojo se obtiene a partir del producto MOD07. El perfil de humedad de MOD07 se deriva de tres bandas infrarrojas centradas en 9.730, 7.325 y 8.550 μm . El contenido total de vapor de agua precipitable se calcula integrando los perfiles de relación de mezcla⁶ (r) de 101 niveles (Seemann *et al.*, 2006). El método de regresión sintética estadística se emplea para la recuperación de VAP, y la posterior recuperación física no lineal se añade como opcional (Menzel, Seeman y Gumley, 2002). La recuperación de VAP se realiza mediante el promedio de la radiancia de píxeles claros en las áreas de 5x5 km^2 .

2.4.3. Banda de control de calidad MODIS

El *Quality Assurance* (QA) es la banda de control de calidad de MODIS. Esta banda contiene información en códigos binarios y se puede presentar de dos tipos:

- **Control de Calidad Global:** contiene un código de dos bits, reducido a un bit a partir de la colección 5.
- **Control de Calidad Específico:** contiene una serie de atributos referentes a la utilidad de la imagen, condiciones atmosféricas (cobertura de nubes), día y noche, tipo de superficie (costa, océano, tierra, sobre nube).

⁶ Relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco en g/kg.

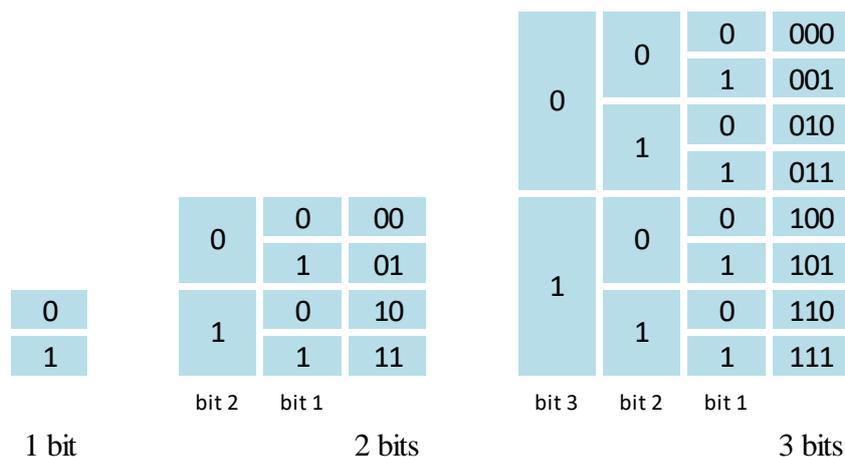


Figura 6: Combinaciones en la notación binaria para números de 1, 2 y 3 bits

Un bit es un dígito del sistema de numeración binario y puede tomar un valor 0 o 1, un byte es un conjunto de 8 bits, es decir, un valor binario de 8 números que pueden oscilar entre 0 y 1 (Figura 6), en números decimales corresponden del 0 a 255. La cantidad de valores que pueda tomar cada bit dependerá de la fórmula 2^n , donde n es el número de bit.

La calidad del producto del Nivel 2 puede ser heredada de las radiancias obtenidas del nivel 1B o asociada con el proceso de recuperación (Hubanks, 2015). Estos indicadores se almacenan dentro del producto dependiendo de la resolución del mismo y sus requerimientos. Así, para la imagen de vapor de agua del MOD05 que posee una resolución de 1x1 km, el control de calidad también poseerá la resolución de 1x1 km.

Los indicadores QA se pueden dividir en máscara de nube, calidad de producto y proceso de recuperación (Hubanks, 2015); los indicadores de máscara de nubes son obtenidos del producto MOD35 (máscara de nubes) extrayendo la información conforme a lo que necesita el producto.

En la Tabla 3 se muestra un ejemplo del formato de la tabla de calidad, en la cual se muestra el nombre de bandera, número del bit y la definición de este bit, y estos valores se pueden interpretar de la siguiente manera: si un píxel del indicador tiene el número 7, que representa al binario 111, se puede traducir como que el píxel es útil (bit 0) y de muy buena confianza (bits 1-2).

La definición de los valores asociados a la banda QA se encuentran en el documento MODIS Atmosphere QA Plan (Hubanks, 2015), disponible en <https://MODIS->

atmosphere.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/QA_Plan_C6_Master_2015_05_05_1.pdf. Las imágenes de vapor de agua precipitable obtenidas del Infrarrojo Cercano y el Infrarrojo poseen cada una su respectiva banda de control de calidad asociadas a su resolución espacial e información necesaria (ver Anexo 1), que son aplicadas para poder obtener los mejores datos de pixeles.

Tabla 3: Ejemplo de formato de calidad de un producto MODIS.

Nombre de la bandera	Número de bit	Valor de bit	Definición de valor de bit
Parámetro de ejemplo	0	0	No útil
Bandera de utilidad		1	Útil
Parámetro de ejemplo	1-2	00	No confiable (o vacío)
Bandera de confianza		01	Marginal
		10	Bueno
		11	Muy bueno

FUENTE: Adaptado de Hubanks 2015.

2.4.4. Limitaciones del sensor MODIS en el análisis del vapor de agua

Aunque MODIS brinda buenos datos de vapor de agua precipitable, debido a que es un sensor en infrarrojo, solo puede recoger información de zonas libres de nubes, ya que los IR y NIR son sensibles a la cobertura nubosa (Gao y Kaufman, 2003, Chang *et al.*, 2015).

Existen fuentes de error para la recuperación del VAP en Infrarrojo Cercano que van desde incertidumbres en la reflectancia superficial, la calibración del sensor, la incertidumbre de la respuesta espectral, el registro geométrico y el efecto de la neblina; todos estos errores generan una incertidumbre entre el 5 y el 10 por ciento (Kaufman and Gao, 1992; Gao and Kaufman, 2003; Chang *et al.*, 2015).

Con respecto a los errores producidos en la recuperación de VAP en infrarrojo, las fuentes incluyen la reflectancia superficial, error de calibración, incertidumbre de respuesta espectral, inexactitud de perfil y error de modelo directo. La incertidumbre general de MOD07 es de alrededor del 10 por ciento (Seemann *et al.*, 2006).

2.5. ESTADÍSTICA PARA EL ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DEL VAP

2.5.1. Análisis espacial: Variograma

Una herramienta para el análisis espacial es encontrada en la rama de la geoestadística y conocida como **variograma**. La geoestadística es una parte de la geografía matemática que se encarga del análisis de datos espaciales. Los principales exponentes fueron Krige y Sichel, en los años 50, quienes desarrollaron un método de interpolación de depósitos de minerales, conocido como técnica de krigeado (o kriging, Krige, 1952); más adelante Matheron (1969) perfeccionó esta técnica, permitiendo aplicar este análisis en campos como la agricultura, climatología, ecología, hidrología y otros, e introdujo en la geoestadística el término de variables regionalizadas.

Una variable regionalizada es aquella que se propaga en el espacio (Matheron, 1969; Matheron 1971), con variación local aleatoria y variación regional o conjunta no aleatoria (Matheron, 1971; Cressie, 1991); desde el punto de vista matemático, es una variable de función $f(x)$ que toma valores en todos los puntos “x” de coordenadas x_i, y_i, z_i . Sin embargo, debido a que “x” puede tomar cualquier valor, la función es variable en el espacio, es aquí donde se presencian dos aspectos contradictorios y/o complementarios:

- el aspecto aleatorio, ya que la variable presenta variaciones irregulares e impredecibles entre un punto y otro, dando el nombre de variable aleatoria regionalizada, y
- el aspecto estructurado, refiriéndose a la característica de estructura espacial de la variable (Matheron, 1969).

Es a partir de esta premisa que, al ser el vapor de agua precipitable variable en el espacio (Tuller, 1968; Jáuregui, 1985), se analiza su comportamiento de manera regional utilizando la técnica del “kriging ordinario” (Matheron, 1971) a través del modelo de variograma que es el más utilizado, ya que para su cálculo no es necesario conocer la media de la variable (Matheron, 1969).

El variograma consiste en realizar una ponderación de los valores de una variable determinada (en esta investigación, el VAP) en base a las distancias, que se toman como

pesos ponderados. Para este análisis espacial se usó la función experimental del variograma:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \{Y(x_i) - Y(x_i + h)\}^2$$

Donde $Y(x_i)$ es el valor de la variable examinada en la posición (x_i) , $Y(x_i+h)$ es el valor de la variable examinada en la posición (x_i+h) y n corresponde al número de pares de muestras separadas por una distancia h (Burrough et al., 1986; Lara, 2010; Longobardi et al., 2010).

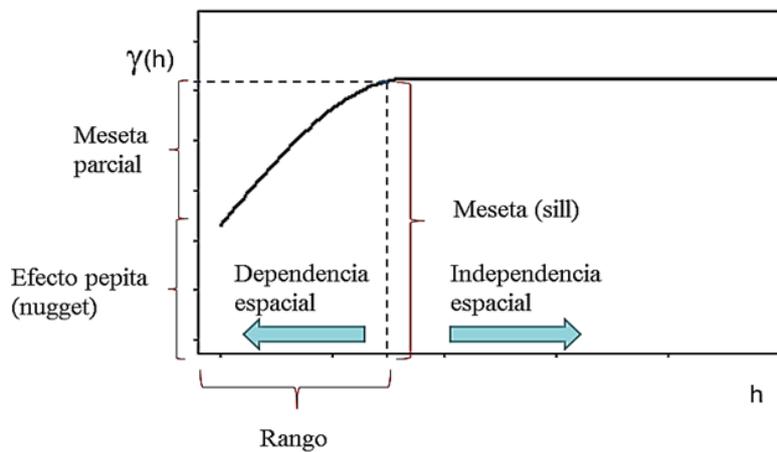


Figura 7: Modelo típico de variograma y sus componentes principales: Meseta, Rango y Efecto pepita.

De acuerdo al principio de la geoestadística, los pares de datos que se encuentran a distancias cortas, suelen presentar valores bajos de variancia, lo que indica una fuerte dependencia espacial, a medida que la distancia aumenta, también aumenta su variancia hasta un punto máximo, este punto de variabilidad máxima es llamado “meseta” (Matheron, 1971). La distancia a la cual se alcanza la meseta se conoce como “rango”, y representa la distancia máxima de correlación entre dos puntos, más allá de la cual la correlación es despreciable o inexistente (Matheron, 1971). Un término añadido en la aplicación del variograma es el “efecto Pepita” (o *nugget*) y se basa en el hecho de que, en teoría, el variograma debería ser nulo en el origen – menor distancia, menor variación –; sin embargo, se pueden presentar variaciones debido a errores de medición en la variable o a la escala de densidad de muestreo (Cressie, 1991). Este efecto puede ser indicativo de que parte de la estructura espacial se concentra a distancias inferiores a las

observadas. La Figura 7 muestra un esquema del variograma y sus componentes espaciales.

Tipos de variograma

Existen diferentes tipos de modelos de variograma, según la forma en la que varía espacialmente la variable estudiada (Figura 8), entre estos tipos de modelo los más conocidos son: (a) exponencial, (b) esférico, (c) gaussiano y (d) lineal (Cressie, 1991).

- a) Modelo exponencial: Este modelo alcanza la meseta asintóticamente, lo cual significa que esta meseta no será verdadera. El rango será la distancia a la cual se alcance el 95 por ciento de la meseta.
- b) Modelo esférico: Este modelo tiene un comportamiento lineal cerca al origen y se va aplanando hasta alcanzar la meseta.
- c) Modelo gaussiano: Al igual que el modelo exponencial, alcanza la meseta de forma asintótica, y su rango es la distancia a la que alcanza el 95 por ciento de la meseta.
- d) Modelo lineal: Presenta una pendiente recta, por ende nunca alcanza la meseta.

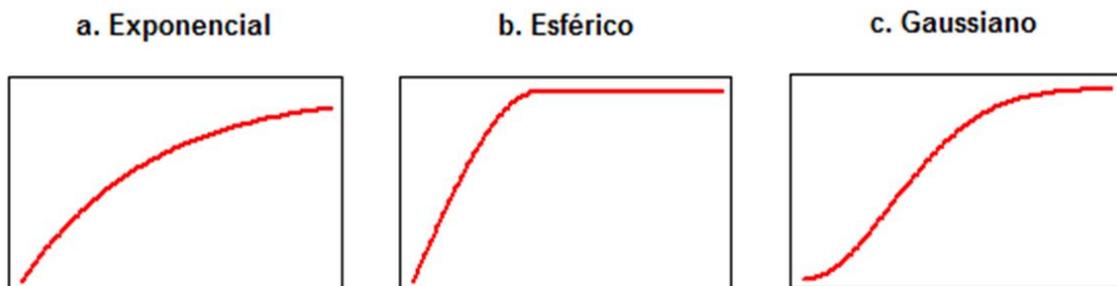


Figura 8: Modelos de variograma.

Anisotropía

Un variograma puede mostrar la variabilidad espacial de una variable en todas las direcciones (variograma omnidireccional), considerando que esta variable tiene un comportamiento isotrópico⁷; o también se puede mostrar en diferentes direcciones (variogramas direccionales) para observar si se presenta anisotropía, es decir, que la variabilidad espacial es distinta en diferentes direcciones del espacio (Matheron, 1971).

⁷ Que no depende de la dirección en la que se analiza.

2.5.2. Análisis temporal: Series temporales

Las series de tiempo son secuencias de datos ordenados y equidistantes cronológicamente. Mediante las series temporales se puede precisar si la variable (en este estudio, vapor de agua precipitable) presenta (a) estacionalidad, (b) tendencia y (c) presencia de valores atípicos. Las dos primeras pueden ser determinadas, mientras que la última es aleatoria. Una serie temporal puede ser representada mediante:

$$X_t = E_t + T_t + I_t$$

Donde E_t es la componente estacional, T_t es la tendencia e I_t es el ruido o parte aleatoria.

Existen dos tipos de series de tiempo: estacionarias y no estacionarias. Una serie **estacionaria** se reconoce cuando la media y la varianza de la misma es constante en el tiempo; es decir, la tendencia y la estacionalidad son nulas. En una serie **no estacionaria** la media y la varianza cambian con el tiempo, presentando tendencia y estacionalidad. Algunos métodos para observar si una serie es o no estacionaria son la función de autocovarianza y autocorrelación (Wilks, 2011).

La **función de autocovarianza** (γk) se refiere a la covarianza⁸ de cualquier par de valores de una misma serie X_t separados entre sí por un periodo de tiempo o desfase k ($k > 0$).

$$\gamma k = Cov[X_t, X_{t+k}] = E[(X_t - \mu_Y)(X_{t+k} - \mu_Y)] \quad , \quad k = 1, 2, 3, \dots$$

Donde E es el promedio de la función y μ_Y es la media de la serie X_t .

Debido a que el resultado se encuentra en función a las covarianzas de la serie, pueden tomar cualquier valor positivo o negativo, lo cual dificulta poder reconocer el grado o intensidad de la relación existente entre los valores analizados (en este estudio, Vapor de agua precipitable). Es así que se introduce la **función de autocorrelación**, que básicamente son los valores de autocovarianzas divididos entre la varianza de la serie temporal.

La Figura 9 muestra un ejemplo de correlograma, un gráfico de correlaciones, en el eje x se encuentra el tiempo de desfase (en días, meses, años, etc.), y en el eje y el valor de

⁸ Grado de variación entre dos variables respecto de sus medias.

correlación. Como las variables a ser correlacionadas son la misma, pero en distintos periodos de tiempo, el valor de correlación (r) siempre comienza con $r_0 = 1$, ya que cualquier serie de datos sin desfase exhibirá una correlación perfecta consigo misma (Wilks, 2011). A medida que aumenta el tiempo de desfase k , la correlación irá disminuyendo de manera más o menos gradual hacia cero, debido a que, mientras más alejados están dos puntos de datos en el tiempo, su relación estadística será más débil (Wilks, 2011).

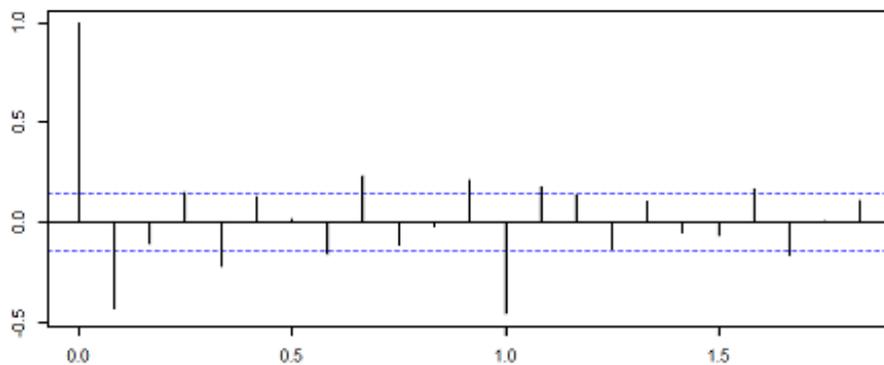


Figura 9: Ejemplo gráfico de un gráfico de autocorrelaciones (correlograma).

a) Estacionalidad

Se refiere a la periodicidad o variación en cada cierto periodo de tiempo, ya sea anual, mensual, etc. La estacionalidad es sencilla de medir, ya que se identifica como oscilaciones en cada cierto periodo de tiempo dentro de la serie temporal. Un método para observar la estacionalidad es mediante el diagrama de cajas o *boxplots*.

El **diagrama de cajas** fue introducido por Tukey (1977) y muestra cinco valores: límite inferior (LI), primer cuartil ($P_{0.25}$), mediana, tercer cuartil ($P_{0.75}$) y límite superior (LS). Usando estos cinco valores, el diagrama de caja presenta un esquema rápido de la distribución de los datos, transmitiendo una cantidad grande de información (Wilks, 2011).

La Figura 10 es un modelo del diagrama de cajas: el cuadro en el medio del diagrama está delimitado por el primer y tercer cuartil, la barra dentro de la caja localiza la mediana y los bigotes se extienden desde la caja hasta los límites superior e inferior. Los valores que se encuentran por encima del límite superior y por debajo del límite inferior, son los valores atípicos.

Para determinar los límites superior e inferior se sigue

$$LI = P_{0.25} - 1.5 * IQR$$

$$LS = P_{0.75} + 1.5 * IQR$$

Donde

$$IQR = P_{0.75} - P_{0.25}$$

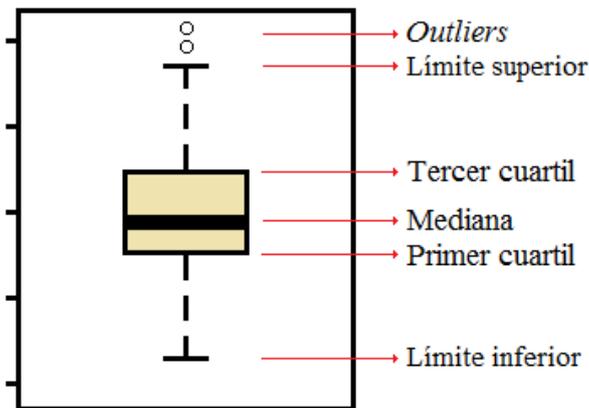


Figura 10: Modelo de diagrama de caja.

b) Tendencia

Se define como un cambio de la serie temporal en un periodo de tiempo respecto de su media o como el cambio de la media misma en un periodo de tiempo. Esta tendencia se identifica como un movimiento de ascenso o descenso de la serie con el tiempo. Uno de los métodos más utilizados, sobretodo en temas relacionado al ciclo hidrológico (Mattar *et al.*, 2011), es la **prueba no paramétrica Mann-Kendall**. Una de las ventajas de esta prueba estadística es que permite analizar las series temporales sin tomar en cuenta la distribución de datos, datos faltantes y estacionalidad (Mann, 1945; Kendall, 1975), siendo una ventaja para datos de VAP que presentan una distribución log-normal (Foster, Bevis y Raymond, 2006).

La prueba Mann-Kendall es una prueba de hipótesis, que presenta como hipótesis nula (H_0) y alternativa (H_1) las siguientes:

H_0 : Los datos son variables independientes e idénticamente distribuidas (no tendencia).

H_1 : Los datos son variables dependientes y distribuidas heterogéneamente (tendencia).

Para aceptar o rechazar la hipótesis nula, se toma como referencia el valor gaussiano estándar z (Wilks, 2011), dado por:

$$z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sigma_S}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sigma_S}, & S < 0 \end{cases}$$

Donde

$$S = \sum_{k=1}^m \sum_{j=k+1}^m \text{sgn}(y_j - y_k)$$

$$\sigma_S = \sqrt{\frac{m(m-1)(m-5)}{18}}$$

Con m como tamaño de la muestra e (y_j, y_k) los valores para los años j y k ($j > k$).

El valor S representa el estadístico de la prueba Mann-Kendall, es definido por la función signo (sgn), y mide la tendencia en los datos: un valor positivo (negativo) de S indica una tendencia creciente (decreciente) (Kendall, 1975; Al-Mashagbah y Al-Farajat, 2013). A su vez, la función signo es una función indicadora que da valores de 1, 0 y -1 de acuerdo a la ecuación (Al-Mashagbah y Al-Farajat, 2013):

$$\text{sgn}(y_j - y_k) \begin{cases} 1, & \text{si } (y_j - y_k) > 0 \\ 0, & \text{si } (y_j - y_k) = 0 \\ -1, & \text{si } (y_j - y_k) < 0 \end{cases}$$

La correlación se evalúa mediante el coeficiente de correlación de Kendall (coeficiente tau), que mide la fuerza de la asociación entre y_j e y_k (Kendall, 1975; Wilks, 2011) y es definido como:

$$\tau = \frac{S}{D}$$

Donde D es el valor máximo permitido de S y se determina mediante:

$$D = \frac{m(m-1)}{2}$$

La correlación de Kendall o *tau* puede tomar valores entre 1 y -1, un *tau* cercano a 1 significa una asociación positiva entre y_j y y_k , mientras que un valor cercano a -1 implica una asociación inversa entre y_j y y_k . La hipótesis H_0 es aceptada o rechazada a partir del cálculo de z .

c) Efecto aleatorio

Después de tener identificadas las componentes estacional y tendencia, y haberlos eliminados de la serie de tiempo, quedan los valores aleatorios.

III. METODOLOGÍA

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

El Perú es el tercer país más grande de Sudamérica y se ubica entre 0° y 20°S. Sus coordenadas extremas son: (a) el talweg⁹ del río Putumayo a 00°01'48"S - 75°10'29"O al norte, (b) el hito de la Concordia a 18°21'08"S - 70°22'39"O al sur, (c) la confluencia del río Heath con el río Madre de Dios a 12°30'11"S - 68°39'27"O al este, y (d) Punta Pariñas (Piura) a 04°40'45"S - 81°19'35"O al oeste. Tiene una extensión de 1 285 216.20 km² y está conformado por 25 regiones departamentales y tres regiones geográficas: costa, sierra y selva (Figura 11).

La costa del Perú tiene una longitud de 2500 km y una anchura que va de los 15 a los 100 km. La costa sur presenta un clima seco, casi desértico, debido a la acción del Anticiclón del Pacífico Sur (APS), los movimientos subsidentes del APS y la presencia del desierto de Atacama son los responsables de la baja tasa de precipitación y humedad en esta región (Aceituno, 1980; Reboita et al, 2010). En la costa norte, la influencia de la ZCIT y, en algunos periodos, del evento El Niño, se presenta abundantes precipitaciones sobretodo en el verano.

La sierra peruana presenta un relieve abrupto por la cordillera de los Andes, tiene una anchura de 80 a 260 km y los picos más altos sobrepasan los 6 mil metros. Debido a la altitud, el clima de la sierra es generalmente frío, pudiendo llegar a varios grados bajo cero. La cordillera de los Andes provoca que el flujo de humedad proveniente del Atlántico hacia el Amazonas y los sistemas convectivos que se forman aquí, no lleguen a la costa peruana, chocando con las cumbres andinas, lo que provoca precipitaciones en forma de lluvia, nieve o granizo en las zonas altas (Reboita et al., 2010).

⁹ Zona más profunda o baja de un cauce o río.

La selva peruana es, como se mencionó anteriormente, la única región peruana que presenta un clima tropical, con abundantes precipitaciones que no dependen de la estación. La selva es la región más extensa del Perú, comprende el 57 por ciento del territorio; sin embargo, es la menos habitada. Comprende dos regiones: la selva alta, que se sitúa a más de 700 m.s.n.m., presenta un clima sub-tropical y templado con lluvias estacionales de noviembre a marzo, y selva baja, a menos de 700 m.s.n.m. con un clima tropical y precipitación frecuente en todo el año, asociado a los fenómenos meteorológicos que se desarrollan en la Amazonía.

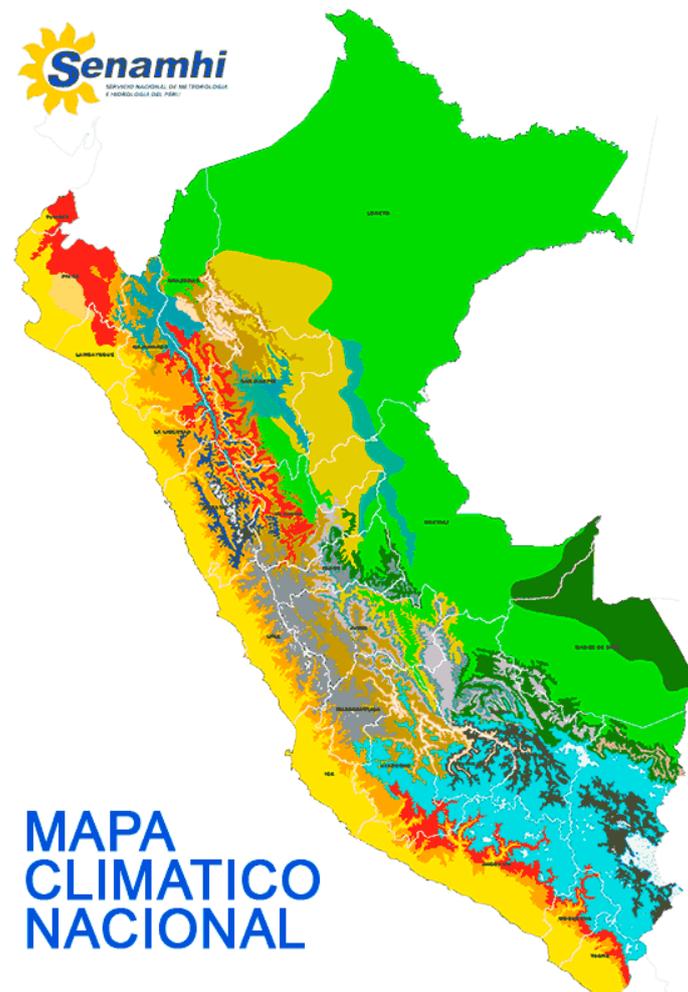


Figura 11: Mapa temático del Perú y sus regiones naturales.

FUENTE: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI ¹⁰.

¹⁰ Disponible en <https://www.senamhi.gob.pe/public/images/mapaclimaticobig.png>.

3.2. MATERIALES

3.2.1. Imágenes de satélite

MODIS

Las imágenes MODIS utilizadas para la obtención de vapor de agua precipitable pertenece al producto MOD05, con una resolución espacial de 1x1 km (NIR) y de 5x5 km (IR) y resolución temporal de un día. El periodo empleado para el estudio fue de febrero del 2000 a febrero del 2017. Estas imágenes se descargaron a través de la página web de MODIS <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/search/>. El formato de descarga de las imágenes MODIS es HDF.

El HDF (*Hierarchical Data Format*) es una estructura de almacenamiento y distribución de datos científicos que permite almacenar y acceder a grandes conjuntos de datos con el fin de (a) poder permitir a los distintos programas obtener información de estos datos desde el mismo archivo, (b) guardar basta información dentro de sí, (c) servir de apoyo a los tipos de datos y metadatos usados comúnmente por la comunidad científica y (d) poder ser adaptado para acomodar cualquier tipo de datos. El HDF es un archivo de autodescripción, es decir que para cada estructura existe una información completa de los datos (metadatos) y su ubicación en el archivo. Presenta varios niveles, donde en su nivel más bajo se presenta como un formato para almacenamiento de datos científicos y en el más alto como una colección para la manipulación, visualización y análisis de los datos. Es en el nivel más alto donde se encuentran los *Scientific Data Set* (SDS), que son un grupo de estructura de datos donde se almacenan matrices n-dimensionales de datos enteros (8,16, 32 bits) o reales (32 o 64 bits). Los valores almacenados son valores cortos para almacenar espacio; para obtener los valores reales se necesita un factor de escala (*scale_factor*) y un complemento (*add_offset*) para aplicar el valor almacenado, los cuales son atributos unidos al SDS.

$$\text{valor} = \text{scale_factor} * (\text{valor ND} - \text{add_offset})$$

Los datos SDS de vapor de agua en Infrarrojo Cercano y del control de calidad se almacenan en resoluciones de 1 y 5 km. El resto de las SDS's solo se almacenan en resolución de 5km. El SDS de máscara de nubes, tomado del producto MOD35, se almacena en resolución de 1km.

3.2.2. Datos meteorológicos

Se recopilaron datos de radiosondeo de temperatura y humedad en diferentes niveles de la atmósfera (en hPa) de 5 estaciones durante el periodo de estudio 2000-2016 (ver Tabla 4: Estaciones meteorológicas que presentan datos de radiosondeo.). Estos datos fueron obtenidos de IGRA (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>) y la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). A partir de esta información *in situ* se obtuvieron valores de vapor de agua precipitable que fueron necesarios para realizar la verificación de datos MODIS y observar el grado de credibilidad que genera este sensor. Se utilizaron los datos de 12 UTC que, además de ser el horario con mayor disponibilidad de datos, es el que mejor se ajusta al horario del paso de Terra-MODIS por la región peruana (~10:30 am).

Tabla 4: Estaciones meteorológicas que presentan datos de radiosondeo.

Estación	Nombre de la estación	Latitud	Longitud	Horario de medición			
				0	6	12	18
84378	MORONA	03°44' S	73°15' W			X	
84416	PIURA GRUPO7	05°11' S	80°36' W			X	
84628	LIMA/CALLAO	12°00' S	77°07' W	X	X	X	X
84629	LAS PALMAS	12°09' S	77°00' W	X		X	X
84659	PUERTO MALDONADO BAMAL	12°38' S	69°14' W			X	

3.2.3. Softwares utilizados

- ENVI 5.2
- QGis 2.14.3
- RStudio 3.1.2
- Office 2013
- ArcGIS 10.2

3.3. MÉTODO

En la presente sección se explican los procedimientos que fueron utilizados para desarrollar la investigación en base a los objetivos propuestos. El esquema de la

metodología a seguir se muestra en la Figura 12: Esquema de la metodología desarrollada.. Primero, para obtener los valores de vapor de agua precipitables de MOD05, se procesaron las imágenes para el periodo 2000-2016, es decir, fueron georreferenciadas y corregidas, y se aplicó la banda de Control de Calidad (QA) correspondiente. Posteriormente, obtenidos los valores de VAP, se emplea la técnica estadística del variograma espacial, que consiste en observar las varianzas del contenido de vapor de agua precipitable en base a las distancias entre un punto y otro dentro de la grilla de la imagen de satélite. A partir del variograma se puede analizar el grado de variabilidad (meseta) y el área de influencia del vapor de agua precipitable (rango).

El análisis temporal se realiza en base a la observación del ciclo anual, estacional y multianual del vapor de agua precipitable obtenido de las imágenes MODIS. Además, se observa la estacionalidad mediante un análisis de *boxplots* y autocorrelación y la tendencia del contenido de vapor de agua precipitable durante el periodo de febrero del 2000 a febrero del 2017, a través de la prueba estadística no paramétrica de Mann-Kendal. Por último, la verificación de la precisión de los datos de vapor de agua precipitable extraídos de MODIS se realizó con datos de radiosondeo de 5 estaciones aerológicas ubicadas dentro del territorio peruano.

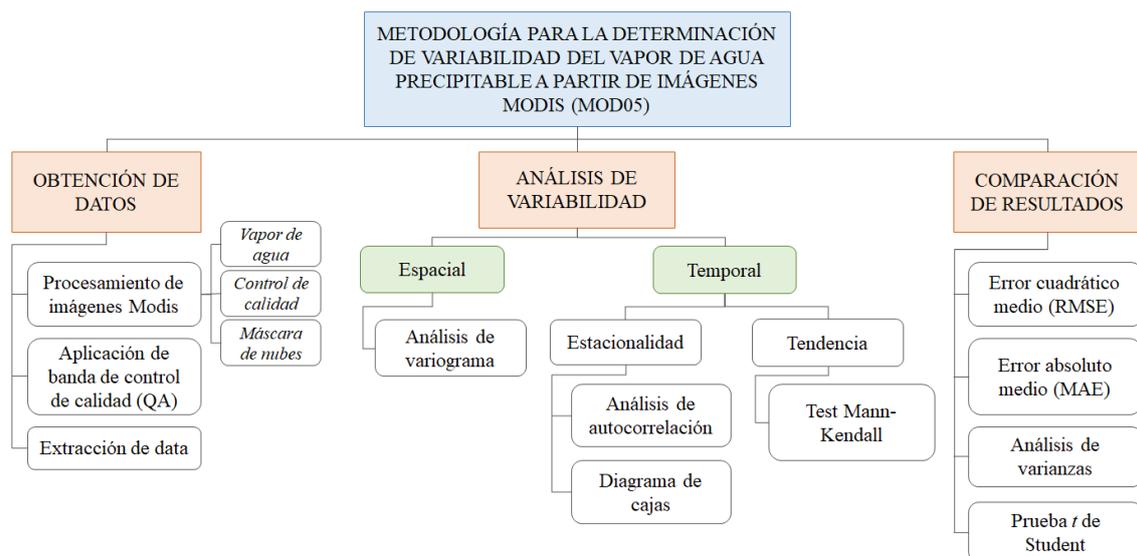


Figura 12: Esquema de la metodología desarrollada.

3.3.1. Procesamiento de imágenes

Como se mencionó en el capítulo 2, el nivel de procesamiento de las imágenes MOD05 corresponden al L2, en el cual el producto se encuentra geolocalizado sinusoidalmente,

con correcciones radiométricas y con una resolución espacial de 1km para imágenes en Infrarrojo Cercano y 5km para imágenes en Infrarrojo, por ende, su procesamiento consiste en la georreferenciación de coordenadas sinusoidales a coordenadas geográficas, y la aplicación de un factor de corrección asociado a cada SDS del producto (Tabla 5), para que los valores de los ND (Niveles Digitales¹¹) pasen a ser valores de contenido de vapor de agua precipitable en milímetros (mm).

Tabla 5: SDS incluidos en MOD05 y sus factores de corrección.

Tipo de bit	Valores perdidos	rango válido	Multiplicar por factor de escala	Add - offset
16 bits enteros	-9999	0, 20 000	0.0010000000479745	0
16 bits enteros	-9999	0, 20 000	0.0010000000479745	0
16 bits enteros	-9999	0, 20 000	0.0010000000479745	0
8 bits enteros	0	0, -1	1.0	0
8 bits enteros	0	0, -1	1.0	0
8 bits enteros	0	0, -1	1.0	0

Debido a la cantidad de archivos descargados para la serie de tiempo, este procedimiento fue automatizado mediante la herramienta *MODIS Conversión ToolKit*¹² (MCTK), que funciona como una extensión para el software ENVI (Figura 13), accesible también en el lenguaje IDL, donde se realiza todo el proceso mediante un script desarrollado por White (2014), autor de la herramienta. La importancia de la herramienta MCTK reside en su facilidad de uso para trabajar a través de ENVI-IDL y debido a que es una herramienta especializada en MODIS, aplica el factor de corrección que el producto necesita automáticamente, además de poder corregir el efecto Bowtie¹³. Dato a tener en cuenta es que White (2014) sugiere que se utilice la función de doble precisión en el caso de los SDS de control de calidad, puesto que la herramienta MCTK al realizar el procesamiento, envía los archivos de salida con datos en *floating point*¹⁴, lo que puede generar que se pierda la precisión en los valores de la banda de control de calidad.

El producto MOD05 presenta parámetros atmosféricos, temporales, espaciales y geométricos (tiempo de inicio de escaneo, latitud, longitud, ángulo zenit, ángulo azimut)

¹¹ Es el valor numérico asignado por el sistema que forma las imágenes en cada pixel como respuesta a la irradiancia recibida sobre el plano focal del sensor.

¹² El *plugin* y el manual se encuentran disponibles en <https://github.com/dawhite/MCTK>.

¹³ Efecto producido en el barrido de las imágenes debido al gran ángulo de campo del sensor Modis, provocando una distorsión (líneas repetidas) al borde las imágenes (García-Mora y Mas, 2011).

¹⁴ Notación científica usada en los computadores para representar números reales.

en diferentes SDS. Para esta investigación fue necesario georreferenciar los productos principales de vapor de agua precipitable en Infrarrojo Cercano (NIR) y en Infrarrojo (IR), además de la información de calidad (QA) correspondiente a cada uno.

Aplicación de la banda de Control de calidad

El SDS de Control de calidad (QA) presenta pixeles con valores en bytes (entero de 8-bits), representando cada uno una definición de control de calidad (ver Sección 2.4.3.). Sin embargo, al realizar el procesamiento, los valores de salida fueron en *floating point*. Entonces, para regresar los valores a bits, se utiliza la función *byte* de la Matemática de Bandas en IDL. Teniendo los valores en el tipo de dato correcto, se pudo aplicar la banda de control de calidad a las imágenes de VAP. En el Anexo 2 se explica detalladamente la aplicación de esta banda a las imágenes MOD05 procesadas.

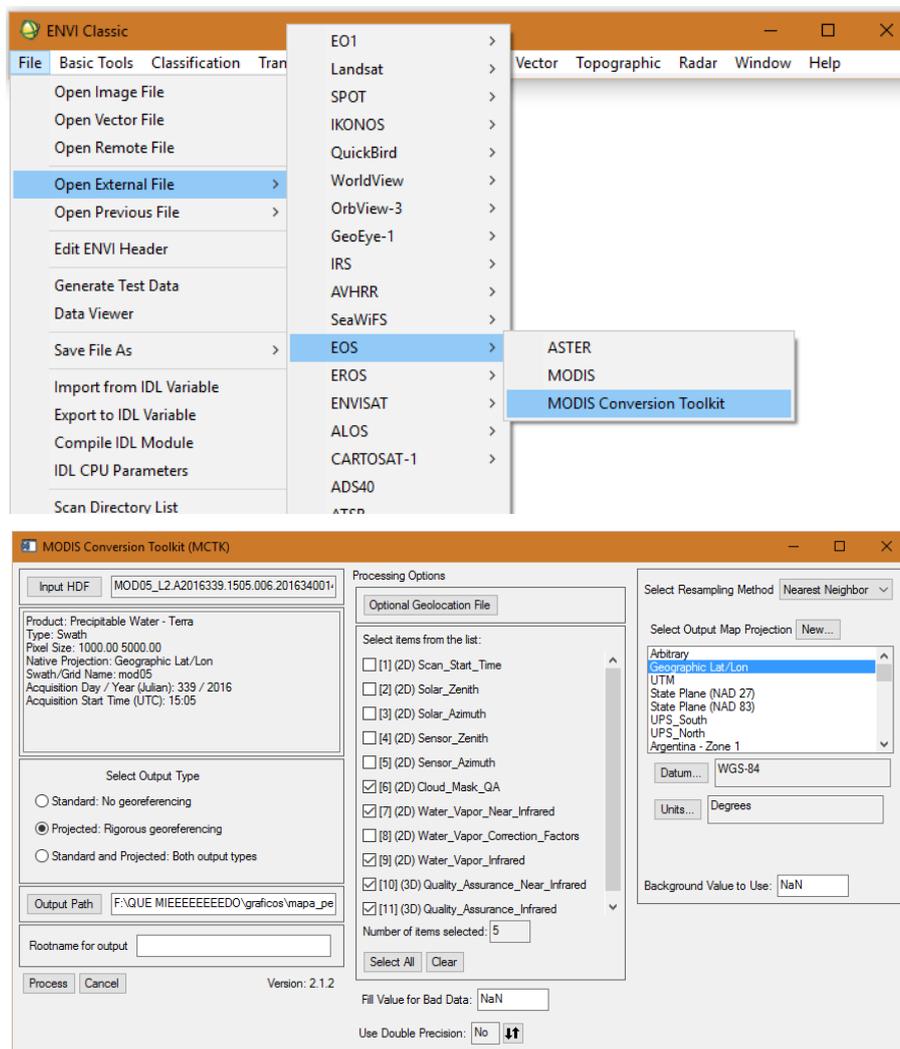


Figura 13: Plugin MODIS Conversion ToolKit (MCTK)

3.3.2. Obtención de datos de vapor de agua precipitable

Creación de mosaicos

Las imágenes MODIS presentan un ancho de barrido de aproximadamente 2330x10km a lo largo del rastro del nadir (King et al., 1995; García-Mora y Mas, 2011), por lo que una sola imagen no cubre toda el área del Perú, por lo que se tuvo que realizar un mosaico de las imágenes, uniendo todas las que abarquen el territorio peruano. Sin embargo, debido al tipo de órbita de TERRA-MODIS, el sensor demora aproximadamente 16 días en obtener imágenes del mismo punto (García-Mora y Mas, 2011), lo que genera que en algunas fechas se tenga un mosaico completo del territorio peruano (Figura 14a) y en otras no se cubra por completo, dejando un vacío (Figura 14b); es entonces que se tienen mosaicos de dos y cuatro escenas - o imágenes-, respectivamente. En otras ocasiones incluso no se llega a tomar alguna región del Perú, teniendo días perdidos en la serie temporal.

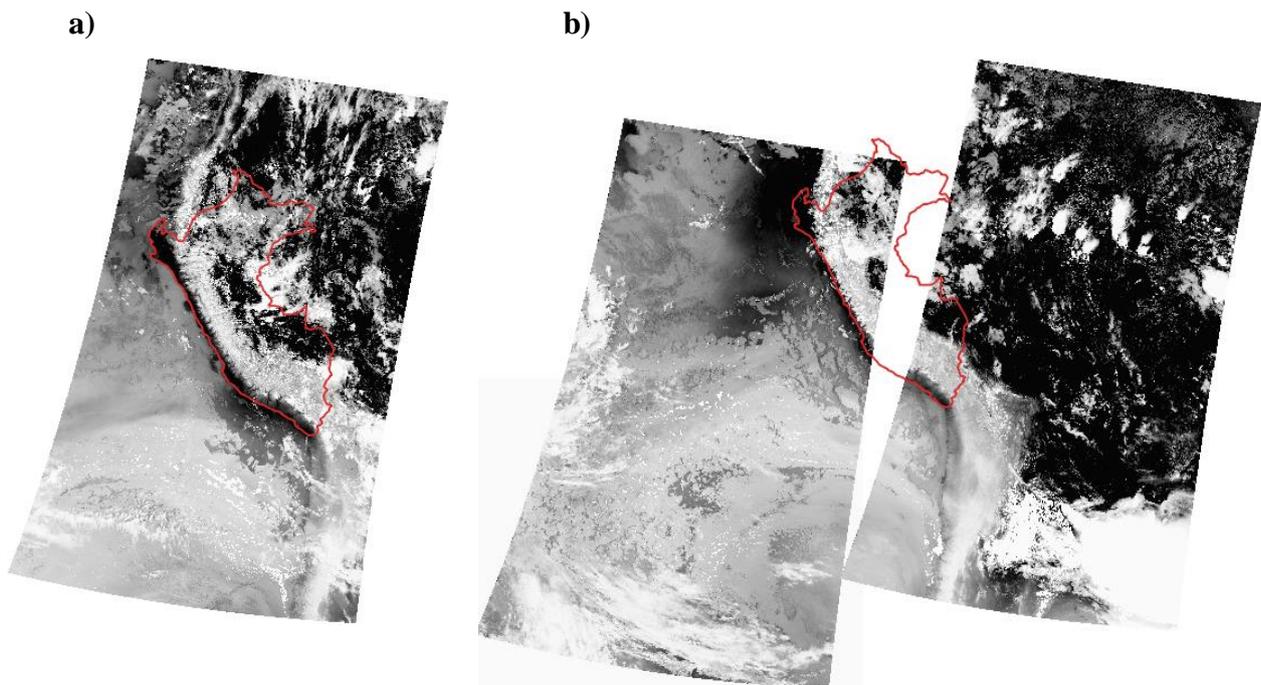


Figura 14: Mosaico de imágenes MOD05 obtenido de la banda del Infrarrojo Cercano con (a) dos escenas y (b) cuatro escenas.

Mejoramiento de imágenes

Una de las principales técnicas que componen el procesamiento digital de imágenes es la mejora de imágenes o filtrado (Aldalur, 2002). Un tipo de filtrado se realiza por grupos de píxeles, conocido como realce geométrico, y se encarga de mejorar el contraste espacial de la imagen mediante el proceso de convolución (Richards, 1995; Aldalur, 2002). Este proceso se basa en realizar un procedimiento (matemático) que se aplica a los valores del píxel de entrada y sus vecinos adyacentes, obteniendo un valor de salida que ocupará la posición del píxel de entrada, es decir la posición central del núcleo o kernel.

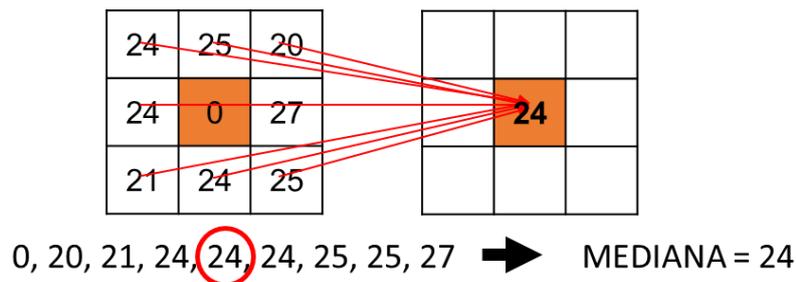


Figura 15: Ejemplo de la técnica de convolución: aplicación del filtro de la mediana en un Kernel 3x3.

Para el mejoramiento de las imágenes MOD05 procesadas, se utilizó la técnica del filtro de la mediana (Richards, 1995) en un kernel de 3x3 (ejemplo mostrado en la Figura 15). Este filtro se basa en sustituir el valor del píxel central del núcleo por la mediana de todos los valores de los píxeles que forman dicho núcleo (Aldalur, 2002). Esta técnica es favorable debido a tres aspectos:

- Reduce el efecto sal y pimienta¹⁵,
- Elimina valores anómalos aislados, y
- No es afectado por valores extremos, la modificación de los datos originales será menor.

¹⁵ Ruido impulsivo donde los píxeles de la imagen son muy diferentes en color o intensidad a los píxeles circundantes.

Con esta técnica se busca minimizar errores producidos por el sensor y/o por el canal de transmisión (Aldalur, 2000), ocasionados en el procesamiento o al momento de realizar el mosaico en nuestra serie de imágenes de vapor de agua precipitable (Figura 16).

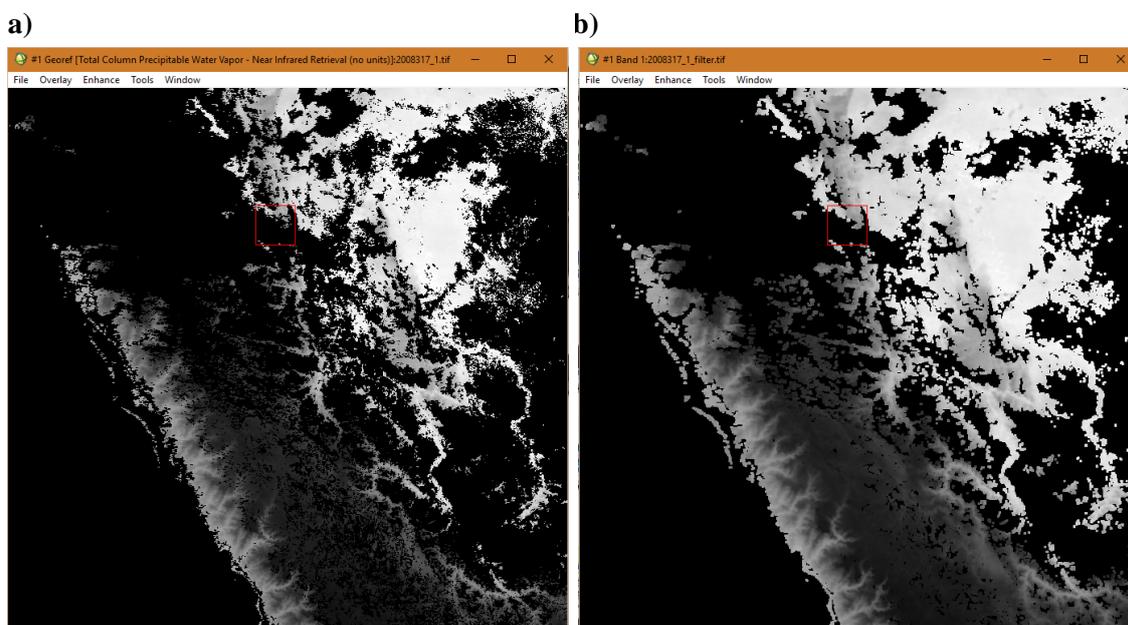


Figura 16: Imagen de vapor de agua obtenido del Infrarrojo Cercano (a) sin filtro y (b) con filtro de mediana.

Extracción de datos

Para extraer los valores de VAP de MOD05, primero, se seleccionaron las imágenes que con mayor cantidad de información posible, discriminando aquellas que no cubrieron más del 30 por ciento del territorio peruano. En Anexo 3 se muestra la cantidad de datos (días) por mes que se tienen para cada serie MOD05 considerando la banda NIR (día) y la banda IR (día y noche).

Se utilizó la herramienta *Puntos regulares* del software libre QGIS. Se generó una malla de puntos en toda la extensión del territorio peruano teniendo como condición que la separación mínima entre punto y punto sea de un kilómetro y otra malla con una separación mínima de 5km, por ser estas las resoluciones de las imágenes MODIS para Infrarrojo Cercano e Infrarrojo, respectivamente. Para obtener los datos de cada pixel, esta malla de puntos se sobrepuso sobre cada una de las imágenes y se extrajeron los valores a partir de la herramienta *Point Sampling Tools* de QGIS, que extrae los valores de los pixeles (valores de VAP en centímetros), para ser exportadas luego en formato csv.

3.3.3. Análisis de variabilidad espacio-temporal del vapor de agua precipitable

El análisis de variabilidad se realizó considerando las tres Regiones Geográficas del Perú (costa, sierra y selva), las cuales fueron subdivididas en zona norte, centro y sur. Es así que se tienen nueve subregiones del territorio peruano (Figura 17), de los cuales se extrajeron los valores de VAP del MOD05 para la banda de Infrarrojo Cercano (MOD05-NIR, de aquí en adelante) durante el día y para la banda del Infrarrojo (MOD05-IR, de aquí en adelante) durante el día y la noche.



Figura 17: Mapa del Perú y división del territorio en 9 subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.

3.3.3.1. Análisis espacial del vapor de agua precipitable

El análisis espacial de vapor de agua precipitable se basó en la observación mensual de dicha variable mediante el uso de variogramas omnidireccionales (descrito en la Sección 2.5.1), para el cual se tomó como distancia mínima 1 km, por ser la distancia mínima entre dos píxeles adyacentes de MOD05 (en Infrarrojo Cercano). Además, debido a que

los variogramas experimentales no presentan un modelo exacto que ayude en su interpretación, fue conveniente ajustar todos los variogramas obtenidos a un mismo modelo teórico, siendo utilizado el modelo esférico, por ser el único que posee una meseta verdadera.

El modelo teórico esférico se traza mediante un ajuste de Mínimos cuadrados Ordinarios (OLS, por sus siglas en inglés), que se basa principalmente en obtener la recta que mejor se ajuste al variograma ordinario, y de regresión no lineal (Cressie, 1991), utilizando la ecuación

$$\gamma(h) = \begin{cases} c \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right), & \text{para } h < a \\ 0 & \text{, para } h = a \\ c & \text{, para } h > a \end{cases}$$

Donde c es la meseta y a el rango del variograma (Cressie, 1991).

El objetivo de realizar estos variogramas es principalmente observar los valores de meseta y rango, para conocer la máxima varianza espacial del VAP y el área de influencia del mismo. Estos variogramas, experimentales y su respectivo ajuste al modelo esférico, fueron generados a través del software libre RStudio y su paquete estadístico “geoR”.

3.3.3.2. Análisis temporal del vapor de agua precipitable

Ya que se tienen imágenes de un periodo de tiempo diario continuo, se realizaron promedios mensuales, estacionales (trimestrales): Dic-Feb, Mar-May, Jun-Ago, Set-Nov (de aquí en adelante, DEF, MAM, JJA, SON, respectivamente), y anuales del VAP para cada subregión del área de estudio.

Además, para el análisis de la serie temporal de VAP, se determinaron los valores de autocorrelación en cada subregión del área de estudio, para un tiempo de desfase de 15 años, que es casi el periodo completo, y un nivel de significancia¹⁶ (α) de 0.05, con el fin de observar la existencia de algún ciclo estacional, anual o decadal.

Análisis de estacionalidad

¹⁶ Valor porcentual que indica básicamente la probabilidad de rechazar la hipótesis nula (H_0) en una prueba estadística.

Se generaron diagramas de caja o *boxplot* mensuales en cada subregión del área de estudio, con el fin de observar la existencia de un ciclo anual dentro de la serie temporal. El diagrama de cajas muestra la información estadística principal de la variable analizada y su distribución, así como la existencia de valores atípicos.

Para determinar estos indicadores se utilizaron las funciones asociadas en el software RStudio, *boxplot* que realizó los diagramas de caja en función a la estimación de la variación anual.

Análisis de tendencia

Para determinar la tendencia del vapor de agua precipitable durante el periodo 2000-2016 se utilizó la prueba no paramétrica Mann-Kendall. Como se mencionó en la Sección 2.5.2, esta prueba de tendencia se utiliza mayormente en temas referentes al ciclo del agua (Mattar *et al.*, 2011), y permite analizar las series temporales sin tomar en cuenta la distribución de datos o posibles datos faltantes (Mann, 1945; Kendall, 1975). Esta prueba se realizó para la serie temporal de cada subregión del área de estudio.

Se utilizó el paquete Kendall de RStudio, utilizando un nivel de significancia (α) de 0.05 (95por ciento de confianza). La presencia o no de tendencia se determinó observando el p-valor¹⁷ que se encuentra asociado al estadístico de la prueba, en este caso, el valor gaussiano z (ver Sección 2.5.2), entonces si el p-valor toma un valor menor al nivel de significancia (0.05), la Hipótesis nula (H_0) de no tendencia es rechazada (Wilks, 2011).

3.3.4. Verificación de datos

Para comprobar la precisión de los valores obtenidos, se realizó una verificación de datos de vapor de agua precipitable con datos de radiosondeo (Rs) obtenidos de las estaciones aerológicas mostradas en la Tabla 4. Se realizó un gráfico de dispersión entre MOD05-NIR y Rs, y MOD05-IR y Rs; además, se calcularon los valores de Pendiente, Intercepto, Correlacion (R^2) y Error cuadrático medio (RMSE), con el fin de determinar cuál de los dos productos presentar mejores resultados estadísticos. Además se realizaron pruebas estadísticas para determinar si existen o no diferencias significativas en alguno de los productos MOD05 de vapor de agua precipitable analizados, comparados con los valores

¹⁷ Es el nivel de significancia más pequeño posible, a partir del cual, en adelante, se rechaza la hipótesis nula (H_0): si el valor p es menor que o igual a α , se rechaza H_0

de VAP obtenidos de Radiosondeo. Estas pruebas se basaron en un análisis de medias (Prueba t de Student) y análisis de varianzas (AOV).

Análisis de medias - Prueba t de Student

La prueba estadística *t de Student* se utilizó para determinar la existencia de diferencias estadísticamente significativas de las medias entre los datos calculados (MOD05) y observados (Radiosondeo) mediante las siguientes Hipótesis nula (H_0) y alterna (H_1):

H_0 : No existen diferencias significativas entre las medias de los datos de MOD05 y los de radiosondeo ($\mu_{MOD05} = \mu_{RS}$).

H_1 : Existen diferencias significativas entre las medias de los datos de MOD05 y los de radiosondeo ($\mu_{MOD05} \neq \mu_{RS}$).

La prueba estadística determina el t calculado mediante la ecuación

$$t_{calc} = \frac{|\mu_{MOD05} - \mu_{RS}|}{\sqrt{\frac{S_{MOD05}^2(n_{MOD05} - 1) + S_{RS}^2(n_{RS} - 1)}{n_{MOD05} + n_{RS} - 2} * \left(\frac{1}{n_{MOD05}} + \frac{1}{n_{RS}}\right)}}$$

Donde S es la desviación estándar de la muestra, μ es la media de la muestra y n la cantidad de datos.

El software RStudio presenta una función desarrollada para obtener los indicadores estadísticos de la prueba t (función *t.test()*), mostrando como resultado el p-valor asociado al t calculado. El nivel de significancia α usado para este test fue de 0.05.

Análisis de varianzas (AOV)

El análisis de varianzas se determinó usando la prueba *F de Fisher*, la cual permite determinar si existen diferencias significativas entre las varianzas de los datos obtenidos por MOD05 y los datos de Radiosondeo. La Hipótesis nula (H_0) y alterna (H_1) correspondiente a la prueba F , son:

H_0 : No existen diferencias significativas entre la varianza de los datos MODIS y la de los datos de Radiosondeo ($\sigma_{MOD05} = \sigma_{RS}$).

H_1 : Existen diferencias significativas entre la varianza de los datos MODIS y la de los datos de Radiosondeo ($\sigma_{MOD05} \neq \sigma_{RS}$).

Se determina el F calculado como

$$F_{calc} = \frac{\sigma_{MOD05}^2}{\sigma_{Rs}^2}$$

Donde σ_i^2 es la varianza de la muestra, dado por

$$\sigma_i^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}$$

Este estadístico F_{calc} es comparado con el F crítico, el cual se obtiene de una tabla F de Fisher según el nivel de significancia α y los grados de libertad (número de datos de la muestra $(n) - 1$): si el F calculado es menor al F crítico, se acepta la hipótesis nula, caso contrario se rechaza H_0 .

Se utilizó la función $aov()$ del software RStudio para obtener el p-valor asociado al F calculado y los indicadores estadísticos de la prueba F de Fisher. El análisis se realizó con un nivel de significancia α de 0.05.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. ANÁLISIS ESPACIAL

La tabla 6 resume los valores obtenidos para meseta, rango y nugget de los variogramas omnidireccionales obtenidos. En los Anexos 5, 6 y 7 se observan los variogramas omnidireccionales mensuales promediados (2000-2016) de las 9 regiones en estudio y el modelo esférico de ajuste de estos variogramas.

Tabla 6: Valores mensuales de Nugget, Rango y Meseta de los variogramas ajustados.

	Día						Noche		
	Infrarrojo Cercano			Infrarrojo			Infrarrojo		
	Nugget	rango	meseta	Nugget	rango	meseta	Nugget	rango	meseta
Costa Norte									
Ene.	0.220	3.108	1.915	0	2.548	1.161	0	1.900	0.845
Feb.	0.253	3.152	2.436	0	2.344	1.101	0	1.878	1.196
Mar.	0.293	3.449	2.791	0	2.666	1.393	0	1.950	0.821
Abr.	0.219	4.806	3.427	0.010	4.741	2.052	0	2.345	1.021
May.	0.173	4.892	3.098	0.005	7.659	2.687	0	2.632	1.078
Jun.	0.123	5.128	3.122	0	7.824	2.553	0	2.966	1.036
Jul.	0.084	4.492	2.402	0	9.729	2.723	0	2.993	0.867
Ago.	0.096	4.195	2.168	0.003	6.377	1.686	0	2.951	0.768
Set.	0.097	3.495	1.992	0.015	4.351	1.260	0	2.350	0.708
Oct.	0.141	3.522	1.806	0.025	5.722	1.511	0	2.178	0.633
Nov.	0.145	3.079	1.555	0.021	3.768	1.161	0	2.081	0.556
Dic.	0.167	3.002	1.680	0.017	3.857	1.178	0	1.976	0.587
Costa Centro									
Ene.	0	1.165	1.961	0	1.243	0.547	0	1.187	0.578
Feb.	0	1.214	2.361	0	1.293	0.582	0	1.242	0.925
Mar.	0	1.181	2.603	0	1.238	0.657	0	1.244	0.881
Abr.	0	1.161	2.249	0	1.218	0.491	0	1.179	0.802
May.	0	1.113	1.479	0	1.229	0.283	0	1.169	0.584
Jun.	0	1.126	0.861	0	1.215	0.200	0	1.191	0.539
Jul.	0	1.115	0.659	0	1.219	0.158	0	1.197	0.451
Ago.	0	1.108	0.725	0	1.195	0.152	0	1.212	0.489
Set.	0	1.096	0.904	0	1.148	0.179	0	1.178	0.541
Oct.	0	1.083	1.093	0	1.160	0.230	0	1.152	0.537
Nov.	0	1.086	1.131	0	1.168	0.289	0	1.164	0.520
Dic.	0	1.113	1.631	0	1.187	0.403	0	1.173	0.640

Continuación...

Costa Sur									
Ene.	0	1.890	1.020	0	2.458	0.600	0	2.156	0.479
Feb.	0	1.843	1.565	0	2.293	0.849	0	1.915	0.681
Mar.	0	1.844	1.756	0	2.433	0.687	0	1.994	0.704
Abr.	0	1.959	1.044	0	2.565	0.385	0	2.080	0.520
May.	0	2.084	0.429	0	2.531	0.227	0	2.044	0.333
Jun.	0	2.180	0.283	0	2.599	0.201	0	2.122	0.286
Jul.	0	2.027	0.210	0	2.478	0.179	0	2.048	0.269
Ago.	0	2.210	0.216	0	2.658	0.167	0	2.083	0.275
Set.	0	2.091	0.259	0	2.677	0.171	0	2.089	0.268
Oct.	0	2.141	0.292	0	2.625	0.197	0	2.166	0.292
Nov.	0	1.973	0.422	0	2.505	0.233	0	2.068	0.293
Dic.	0	1.898	0.720	0	2.455	0.413	0	2.025	0.382
Sierra Norte									
Ene.	0.113	0.923	0.883	0	6.761	0.630	0	1.516	0.251
Feb.	0.094	0.801	0.868	0	7.182	0.586	0	3.795	0.451
Mar.	0.099	0.767	0.965	0	2.446	0.293	0	6.370	0.644
Abr.	0.107	1.296	1.230	0	320.484	43.278	0	7.193	1.150
May.	0.097	1.571	1.227	0	5367.15	678.82	0	8.457	1.008
Jun.	0.036	1.690	1.179	0	12711.2	1351.8	0	4.359	0.450
Jul.	0.046	1.664	0.951	0	2625.25	216.34	0	4.151	0.372
Ago.	0.047	1.668	0.930	0	3790.75	289.58	0	2.153	0.337
Set.	0.074	1.441	0.845	0	4389.46	320.77	0	2.299	0.387
Oct.	0.085	1.304	0.819	0	2644.30	231.40	0	2.334	0.393
Nov.	0.046	0.913	0.640	0	2.856	0.213	0	4.519	0.596
Dic.	0.058	0.906	0.759	0	3.833	0.344	0	7.055	0.838
Sierra Centro									
Ene.	0	2.369	4.056	0	2.654	2.259	0	2.641	2.266
Feb.	0	2.387	4.077	0	2.618	2.304	0	2.648	2.249
Mar.	0	2.313	4.275	0	2.602	2.326	0	2.604	2.320
Abr.	0	2.361	4.031	0	2.622	2.129	0	2.649	2.078
May.	0	2.332	3.946	0	2.609	1.931	0	2.662	1.850
Jun.	0	2.349	3.418	0	2.630	1.555	0	2.639	1.478
Jul.	0	2.334	3.046	0	2.613	1.385	0	2.615	1.264
Ago.	0	2.314	3.073	0	2.612	1.339	0	2.592	1.256
Set.	0	2.343	3.254	0	2.610	1.516	0	2.602	1.545
Oct.	0	2.360	3.723	0	2.625	1.992	0	2.599	2.001
Nov.	0	2.362	4.048	0	2.600	2.337	0	2.595	2.123
Dic.	0	2.351	4.138	0	2.622	2.331	0	2.587	2.296
Sierra Sur									
Ene.	0	3.182	2.233	0	3.410	1.045	0	3.362	1.081
Feb.	0	3.098	2.534	0	3.406	1.190	0	3.596	0.947
Mar.	0	3.125	2.317	0	3.532	1.145	0	3.588	0.988
Abr.	0	3.188	2.309	0	3.562	1.058	0	3.495	0.848
May.	0	3.323	2.099	0	3.711	0.870	0	3.537	0.659
Jun.	0	3.360	1.890	0	3.822	0.648	0	3.544	0.461
Jul.	0	3.356	1.659	0	3.792	0.582	0	3.503	0.412
Ago.	0	3.311	1.692	0	3.780	0.592	0	3.436	0.441

Continuación...

Set.	0	3.302	1.892	0	3.691	0.753	0	3.431	0.666
Oct.	0	3.303	2.300	0	3.606	1.066	0	3.440	0.919
Nov.	0	3.246	2.436	0	3.603	1.117	0	3.549	0.836
Dic.	0	3.233	2.378	0	3.520	1.204	0	3.611	0.941
Selva Norte									
Ene.	0.029	3.458	0.591	0	17.22	1.576	0	8.365	0.854
Feb.	0.041	3.771	0.679	0	7.31	0.764	0	9.591	1.227
Mar.	0.030	3.757	0.690	0	282.26	29.82	0	9.578	1.003
Abr.	0.023	3.766	0.611	0	3867.9	426.79	0	3613.6	343.39
May.	0.023	3.833	0.631	0	5663.6	654.28	0	4396.04	561.97
Jun.	0.016	4.201	0.642	0	9592.8	1119.74	0	18660.9	2195.5
Jul.	0.007	4.429	0.647	0	85096.8	9864.02	0	6251.4	774.28
Ago.	0.006	3.862	0.553	0	12621.4	1311.96	0	190018	19199
Set.	0.004	3.780	0.565	0	12253.2	1168.1	0	18458.4	1588.8
Oct.	0	3.774	0.646	0	3236.94	326.43	0	7394.2	735.12
Nov.	0.006	3.822	0.762	0	14267.8	1651.0	0	1660.7	152.32
Dic.	0.013	3.416	0.656	0	10.982	1.098	0	5.678	0.568
Selva Centro									
Ene.	0.017	2.185	0.163	0	2.722	0.108	0	3.385	0.118
Feb.	0.020	2.713	0.170	0	2.414	0.082	0	2.465	0.126
Mar.	0.012	2.658	0.201	0	3.297	0.146	0	2.771	0.086
Abr.	0	3.127	0.196	0	3.329	0.144	0	3.210	0.110
May.	0	3.749	0.212	0	3.338	0.133	0	3.668	0.182
Jun.	0	3.486	0.198	0	4.941	0.235	0	4.426	0.234
Jul.	0	3.337	0.163	0	4.214	0.163	0	4.241	0.161
Ago.	0	4.105	0.183	0	4.187	0.130	0	4.529	0.126
Set.	0	2.885	0.142	0	3.016	0.108	0	3.065	0.070
Oct.	0.003	2.451	0.118	0	2.793	0.097	0	2.736	0.071
Nov.	0.0003	2.550	0.154	0	2.897	0.115	0	2.623	0.083
Dic.	0.006	2.450	0.155	0	2.607	0.102	0	3.452	0.114
Selva Sur									
Ene.	0.033	2.391	0.142	0	2.323	0.410	0	3.176	0.429
Feb.	0.014	2.758	0.136	0	2.206	0.371	0	1.981	0.394
Mar.	0.035	2.082	0.129	0	2.092	0.344	0	2.448	0.350
Abr.	0.008	2.500	0.162	0	2.232	0.348	0	2.320	0.376
May.	0.016	2.435	0.135	0	2.167	0.376	0	2.295	0.401
Jun.	0.016	2.481	0.137	0	2.173	0.298	0	2.195	0.289
Jul.	0.016	2.411	0.120	0	2.151	0.280	0	2.254	0.223
Ago.	0.011	1.942	0.103	0	2.109	0.231	0	2.312	0.174
Set.	0	2.586	0.151	0	2.239	0.322	0	2.400	0.207
Oct.	0.005	2.509	0.151	0	2.367	0.428	0	2.376	0.280
Nov.	0.004	2.607	0.182	0	2.298	0.481	0	2.330	0.387
Dic.	0.007	2.671	0.193	0	2.282	0.400	0	2.360	0.362

4.1.1. Comportamiento de la meseta

La meseta muestra el grado de variabilidad en los datos, es decir, la existencia de heterogeneidad espacial. Esta variabilidad es mostrada en la Tabla 6 para cada subregión, mes del año y producto (MOD05-NIR y MOD05-IR para día, y MOD05-IR para noche).

4.1.1.1. Comportamiento diurno

Las Figuras 18, 19 y 20 muestran la variación de la meseta durante el día en las nueve subregiones y la relación promedio de VAP - meseta. Los gráficos de dispersión indican la relación existente entre el promedio de vapor de agua precipitable (en cm) y la meseta (en cm^2), según MOD05-NIR y MOD05-IR. En la mayoría de las regiones, los datos provenientes del sensor en NIR presentan resultados más altos que los del sensor en IR.

La variabilidad espacial en la **costa norte** es mayor entre abril y junio (Figura 18a) según MOD05-NIR, y entre mayo y julio, según los resultados obtenidos de MOD05-IR; ambos periodos corresponden a la temporada de otoño. La relación existente entre el promedio de vapor de agua precipitable y MOD05-NIR muestra que, frente a valores altos de la media, la variabilidad espacial aumenta, mientras que para el MOD05-IR no se observa correlación alguna (Figura 18b); sin embargo, a diferencia de las otras subregiones de la costa, la costa norte presenta los mayores valores de meseta, lo que indica que el VAP en esta región es muy variable de un punto a otro antes de perder influencia en el área.

En la **costa centro** (Figura 18c), el aumento de la variabilidad espacial del VAP es mayor entre febrero y abril, tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR; sin embargo, los valores obtenidos de MOD05-NIR presentan una variabilidad más intensa en verano, a diferencia de los datos provenientes de MOD05-IR, que no presentan una variabilidad espacial significativa anualmente. Por otra parte, la variabilidad espacial de VAP con MOD05-NIR es mayor frente al aumento de la media, en comparación con los valores de meseta obtenidos con MOD05-IR (Figura 18d), esto significa que mientras que existe una alta variabilidad espacial del contenido de vapor de agua en un área específica según MOD05-NIR, el producto MOD05-IR dice que dicha variabilidad es baja, teniendo entonces un contenido de vapor de agua precipitable casi homogéneo en toda la región.

Los valores de meseta en la **costa sur** presentan el mismo patrón anual que los de la costa centro, la variabilidad espacial del vapor de agua precipitable durante el día aumenta en

meses de verano y disminuye en invierno (Figura 18e), y los valores obtenidos a través de MOD05-NIR y MOD05-IR coinciden en los meses con bajo contenido de VAP; sin embargo en los meses de mayor variabilidad, los datos de MOD05-NIR se encuentran muy por encima de los valores obtenidos por MOD05-IR. Esto también se ve explicado por la correlación existente entre la concentración de VAP y los valores de la meseta (Figura 18f).

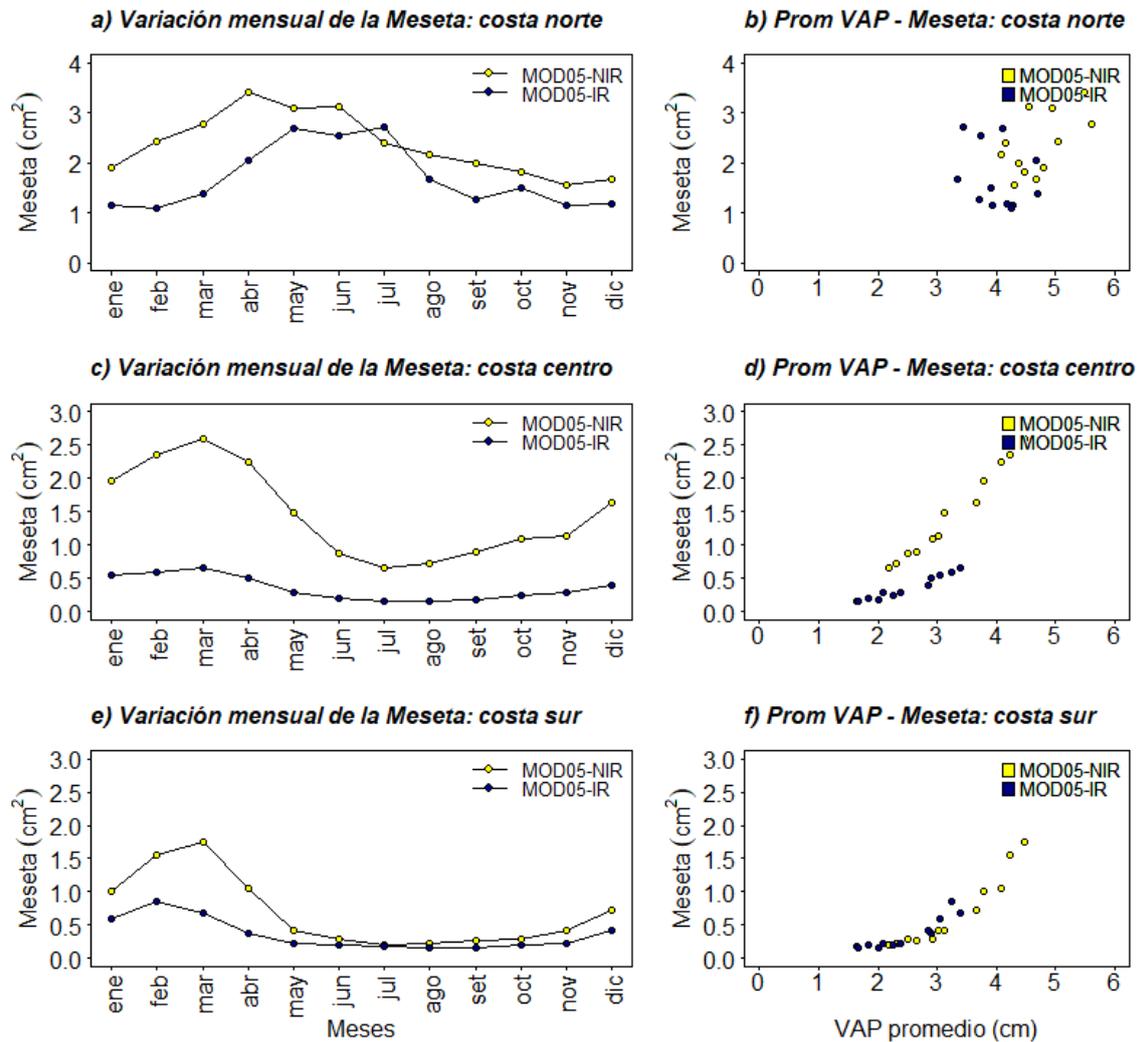


Figura 18: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

En el caso de la **sierra norte** (Figura 19a), MOD05-IR generó resultados muy altos de meseta (ver Tabla 6), con esto se puede entender que esta región es muy heterogénea espacialmente, es decir, el VAP varía demasiado entre dos puntos antes de llegar a la independencia espacial. Sin embargo, según MOD05-NIR, los valores a los que se

alcanza la meseta son más bajos. Se puede ver que la meseta es mayor en los meses de otoño (abril a junio) decayendo en los meses siguientes, donde se muestran más homogéneos entre sí. Existe una correlación positiva entre la media mensual de vapor de agua precipitable (VAP) y los valores de meseta con MOD05-NIR, mientras que, para MOD05-IR, la media mensual no muestra correlación alguna (Figura 19b), confirmando lo visto en la figura anterior.

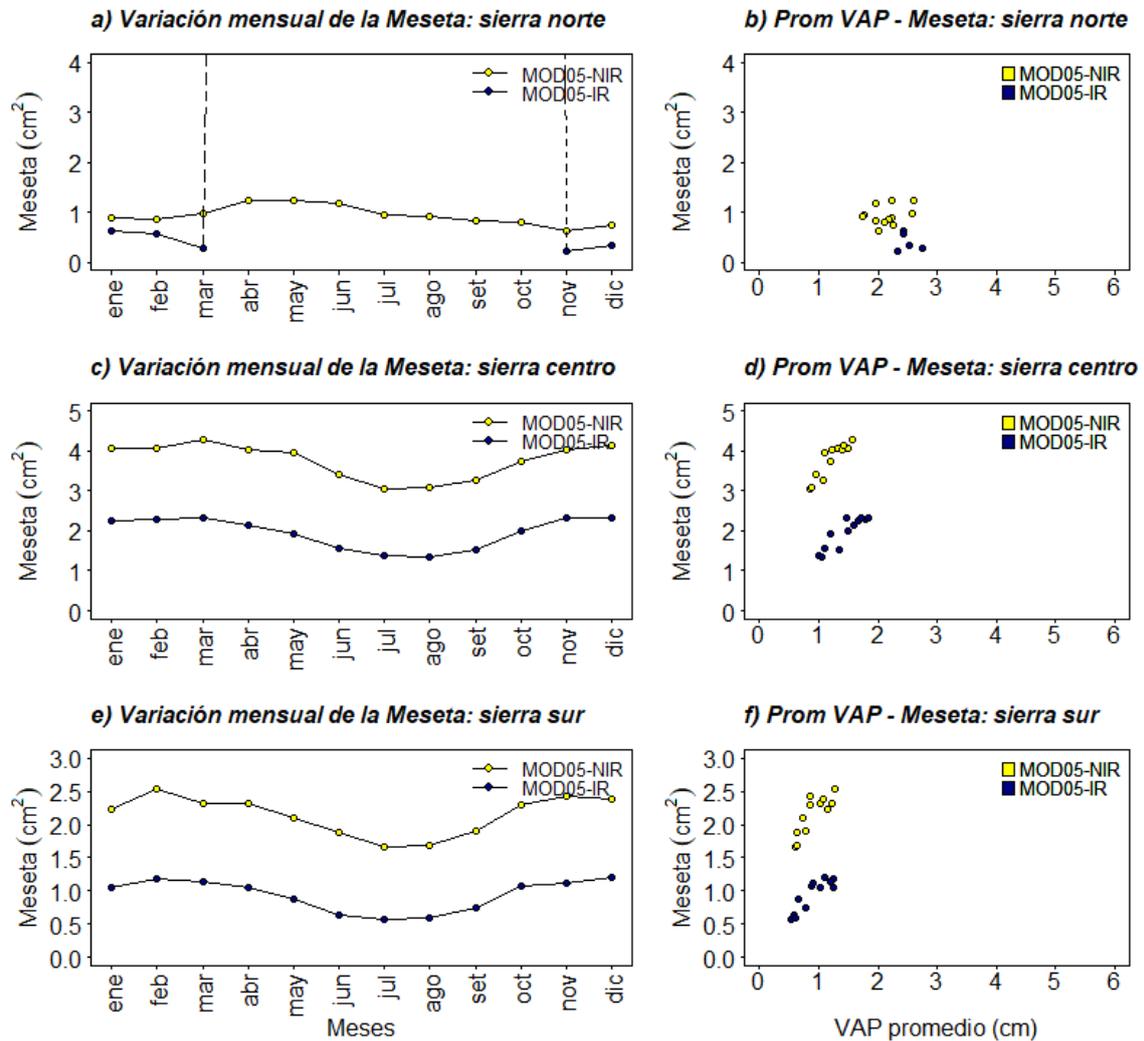


Figura 19: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

En la Figura 19c, para la **sierra centro**, se observa que la variabilidad espacial según MOD05-NIR y MOD05-IR presenta el mismo patrón, con valores de meseta más bajos entre los meses de junio a setiembre; sin embargo, NIR presenta valores más altos que IR, y tienen una amplitud anual de la meseta de 1.23cm^2 y 0.29cm^2 , respectivamente. Esto

también se ve reflejado en el gráfico de dispersión (Figura 19d), donde se muestra que la media mensual de vapor de agua precipitable y la variación mensual de la meseta con los datos de VAP en MOD05-NIR presenta una menor pendiente que con los datos en MOD05-IR.

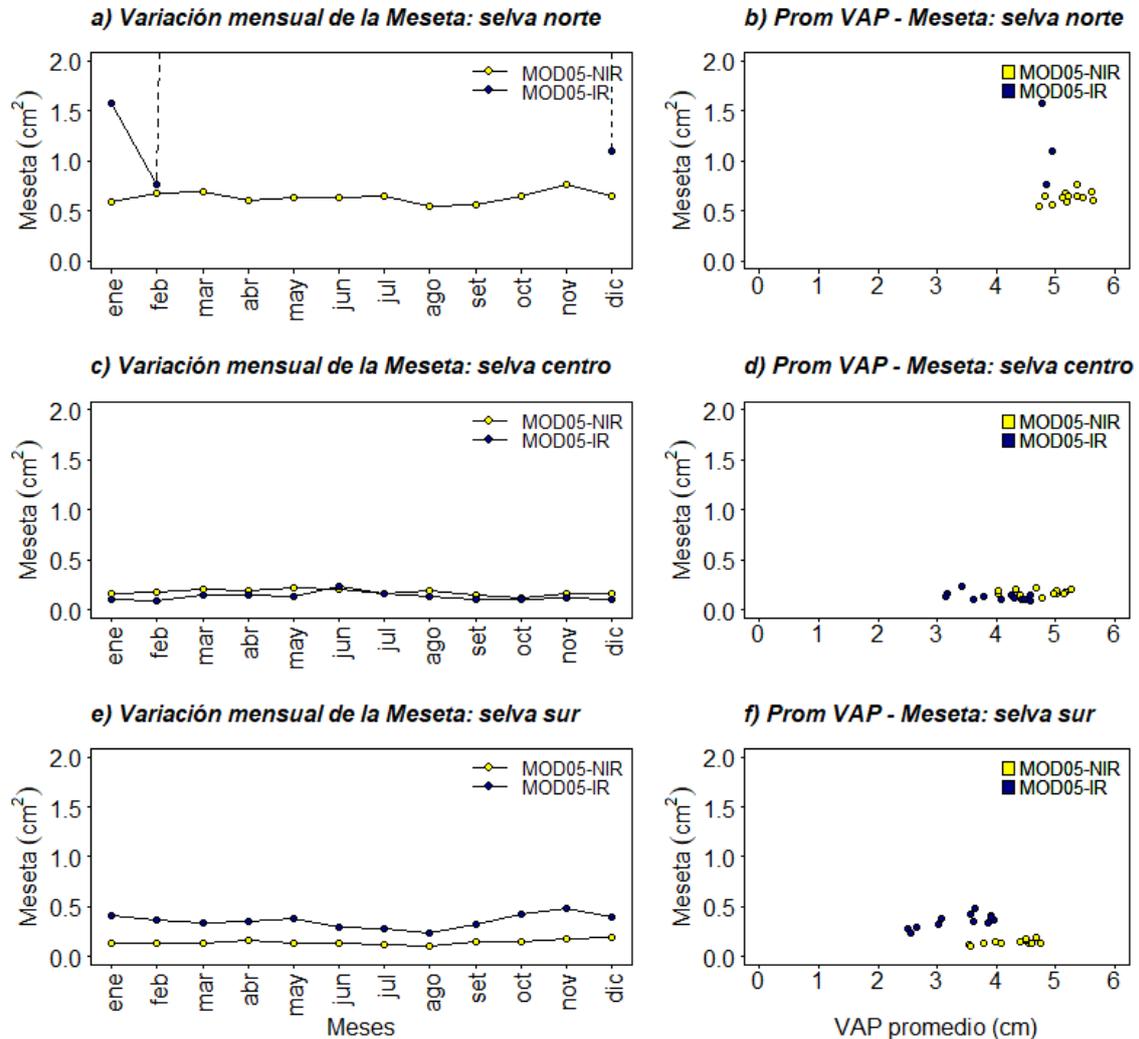


Figura 20: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP diurno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (amarillo) y MOD05-IR (azul). Variación diurna mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

La región **sierra sur** (Figura 19e) sigue básicamente el mismo patrón que se presenta en la sierra centro, a diferencia que las varianzas son menores en el sur (valores máximos de 2.5cm² y 1.2cm² para MOD05-NIR y MOD05-IR, respectivamente), lo que significa que la distribución espacial de vapor de agua precipitable en la sierra sur es más homogénea que en la sierra centro. Esto también se observa en la Figura 19f, donde se puede ver que el incremento de la variabilidad espacial frente al incremento de la media es mayor para

el contenido de vapor de agua precipitable para MOD05-NIR, en comparación con los datos obtenidos mediante MOD05-IR.

En la **selva norte** (Figura 20a), los valores obtenidos de MOD05-IR no se muestran completamente, debido a que el ajuste del modelo de variograma arrojó valores de meseta demasiado elevados (ver Tabla 6). MOD05-NIR muestra que no existe mayor o menor variabilidad entre un mes y otro, lo cual se explica también en la Figura 20b, el diagrama de dispersión muestra la poca relación existente entre la meseta y la media mensual de VAP debido a los resultados elevados que se obtuvieron. La selva norte del Perú es una región extensa y tropical, donde gran parte del año precipita, eso explica la homogeneidad espacial del contenido de vapor de agua precipitable existente en esta región, al menos para los datos obtenidos con MOD05-NIR.

La **selva centro** (Figura 20c), que es otra región netamente tropical, muestra una gran homogeneidad espacial de VAP durante todo el año, tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR, ambos con una varianza por debajo de los 0.3 cm^2 , siendo la región con menor variabilidad espacial de todo el Perú, esto significa que, al igual que la selva norte, el contenido de vapor de agua precipitable no varía entre un punto y otro dentro del área de influencia (rango). La Figura 20d muestra que entre los valores de meseta mensual y la media mensual de VAP, no existe relación, debido a que la homogeneidad espacial es la misma para cualquier valor de VAP. Como se observa en el gráfico de dispersión, la variabilidad espacial es baja, sin embargo el promedio de vapor de agua precipitable es alto (entre 4-6 cm y entre 3-5 cm, con MOD05-NIR y MOD05-IR, respectivamente), lo que refleja que la distribución espacial en la selva centro se da con valores altos de vapor de agua precipitable.

Finalmente, en la **selva sur** se observa que la variabilidad espacial es menor entre junio y setiembre que en los otros meses (Figura 20e); sin embargo, la diferencia de varianzas es relativamente mayor con los datos de MOD05-IR que con MOD05-NIR. Al igual que las regiones selva norte y selva centro, la selva sur también presenta una distribución espacial anual muy homogénea. Esto se muestra explicado también por el gráfico de dispersión (Figura 20f), donde se observa una tendencia de aumento de la meseta frente a un aumento de la media del contenido de vapor de agua precipitable con MOD05-IR; para MOD05-NIR la pendiente es demasiado baja haciendo notar que la variabilidad espacial no depende mucho de la media del contenido de vapor de agua precipitable.

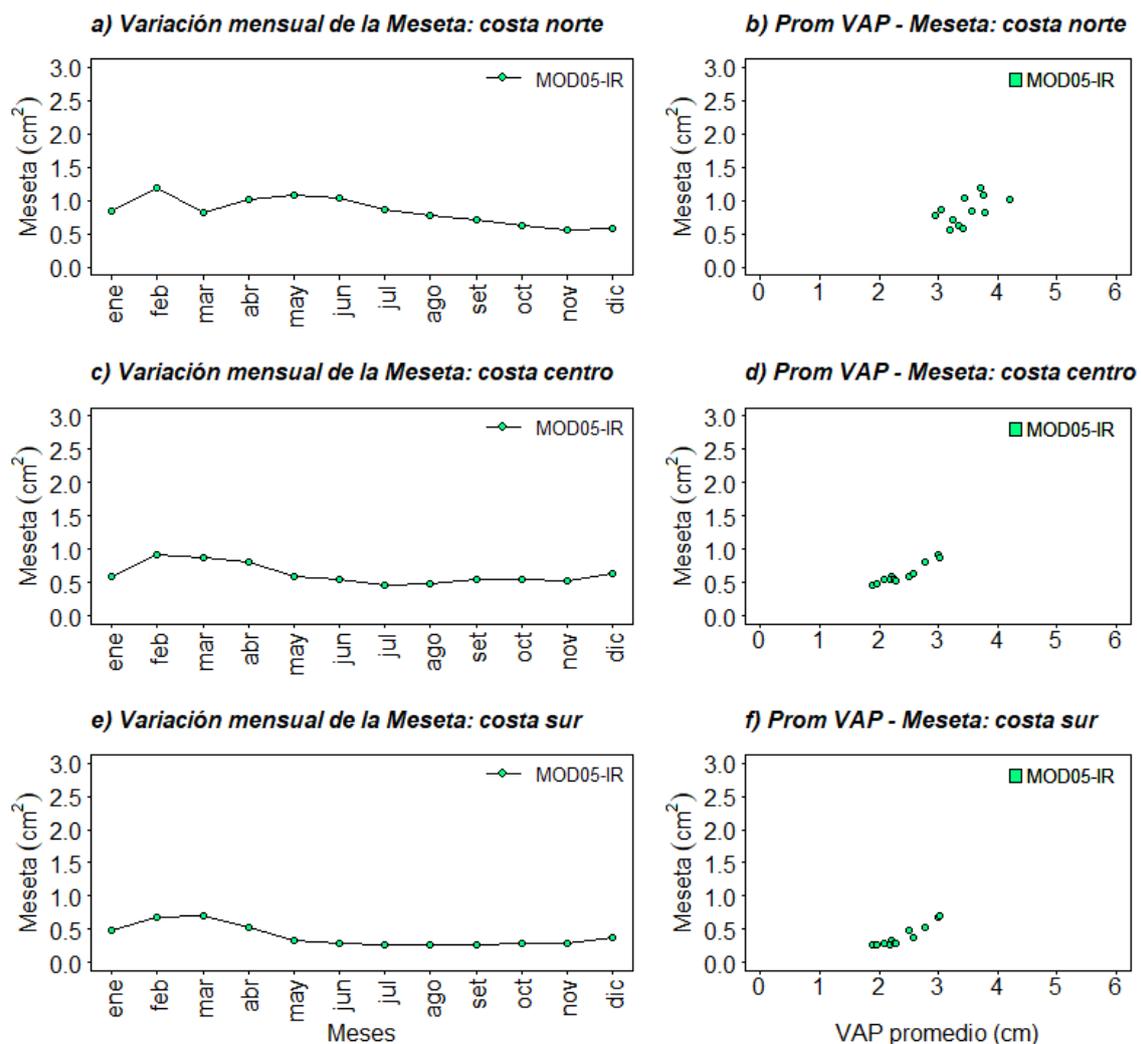


Figura 21: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

De todo el Perú, la selva es la región más extensa, donde la presencia de precipitaciones se dan en gran parte del año y en casi toda la Amazonia (Garreaud et al., 2007; Reboita et al., 2010, Marengo et al., 2016); por esta razón se entiende que la variabilidad espacial de concentración de vapor de agua precipitable (VAP) sea mínima y homogénea en toda la región, lo cual no significa que haya poco contenido de VAP, sino que ,el contenido de vapor de agua precipitable de un punto, es muy variable dentro de la distancia (o área, considerando la distancia en todas las direcciones) en la que ejerce influencia.

4.1.1.2. Comportamiento nocturno

Las Figuras 21, 22 y 23 muestran la variación de la meseta durante la noche en las nueve subregiones y la relación promedio de VAP - meseta. Los gráficos de dispersión indican la relación existente entre el VAP (en cm) y la meseta (en cm^2), obtenida de MOD05-IR.

Durante la noche, en la **costa norte** (Figura 21a), los valores más altos de meseta mensual se dan también entre los meses de enero y abril, y empieza a disminuir en julio, mientras que los valores más bajos se dan a fines de primavera (octubre-noviembre). A diferencia de los resultados obtenidos durante el día, los valores de meseta mensual no varían mucho entre meses y en general, siendo 1.2cm^2 el valor más alto. La Figura 21b muestra cómo los datos de meseta mensual son explicados por la media mensual de VAP, donde se muestra que a mayor contenido de vapor de agua precipitable, mayor también es el promedio de la meseta.

En el caso de la **costa centro**, se observa en la Figura 21c el mismo patrón que sigue la variabilidad diurna dicha región, con máxima variabilidad espacial en meses estivales y más homogéneo en los demás meses, aunque la amplitud anual de dicha variabilidad es pequeña; en la Figura 21d se puede ver, de igual manera, que la variabilidad espacial aumenta con niveles más altos de VAP.

Los valores de meseta determinados para la **costa sur** (Figura 21e) indican también que la mayor variabilidad del contenido de vapor de agua precipitable durante la noche se dan en meses de verano, siguiendo el mismo patrón que se vio durante el día; sin embargo la amplitud anual de esta variabilidad espacial es menor que la diurna (0.43 centímetros de diferencia), además de ser muy similar a los datos obtenidos de MOD05-IR durante el día (ver Tabla 6). Además se observa que existe una relación positiva entre la media y la meseta (Figura 21f).

En la **sierra norte** se aprecia que la mayor variabilidad espacial de vapor de agua precipitable se da en meses de otoño (Figura 22a), igual que durante el día, además que estos niveles de meseta no es muy alta en comparación con los valores diurnos para la misma región, considerando que los datos de VAP nocturno se obtiene del canal Infrarrojo; además en la Figura 22b se observa la relación positiva existente entre la media mensual y la meseta mensual durante la noche, es decir que a medida que aumenta la media de vapor de agua precipitable, la variabilidad espacial también aumenta.

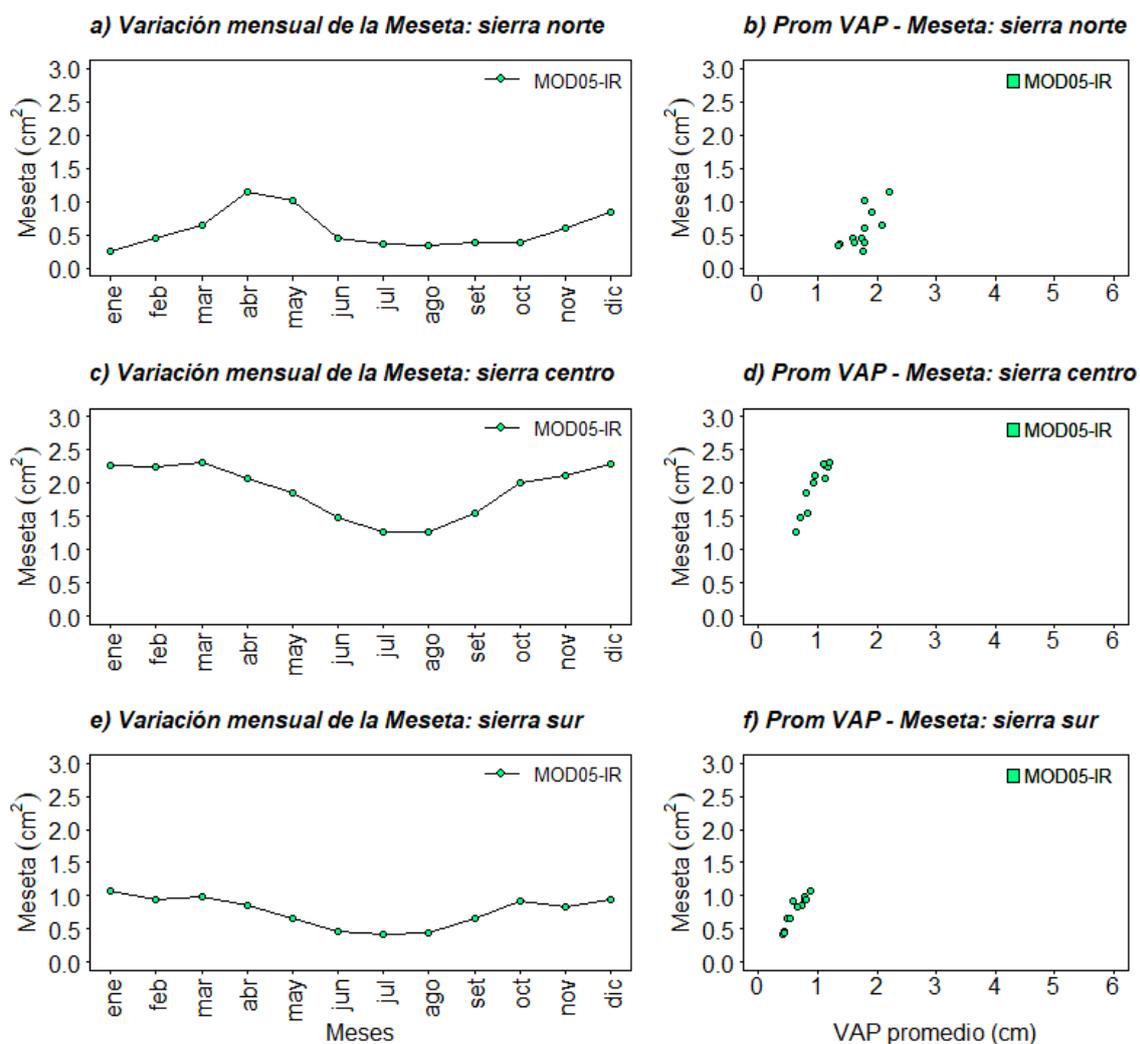


Figura 22: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

Con referencia al vapor de agua precipitable nocturno en la **sierra centro** se observa que hay valores altos de meseta, y muy cercanos a los obtenidos durante el día con MOD05-IR. La variabilidad espacial es alta en los meses estivales y se presenta una caída en los meses de invierno. La diferencia entre el máximo y el mínimo valor también es significativa (aproximadamente 1.06 cm²), presentando a amplitud anual de variabilidad espacial nocturna más alta en el Perú, el cual se puede ver influenciado por los cambios bruscos de temperatura durante la noche y la geomorfología de esta región. Esto se observa también en el gráfico de dispersión (Figura 22d), donde se observa que los valores de meseta incrementan muy rápido frente al incremento, no tan significativo, del VAP.

El contenido de vapor de agua precipitable a través del Infrarrojo durante la noche en la **sierra sur** (Figura 22e), muestra que la heterogeneidad espacial en esta región no es tan elevada, observando que la mayor variabilidad espacial de VAP se da entre los meses de primavera y verano y los menores valores de variabilidad espacial se da en meses de invierno. De la misma forma que para las otras regiones de la sierra, no se observa mucha diferencia entre los valores de meseta mensual durante el día con MOD05-IR y durante la noche. La Figura 22f muestra que, a medida que el promedio de VAP nocturno aumenta, la meseta es mayor, pero este incremento es muy pronunciado.

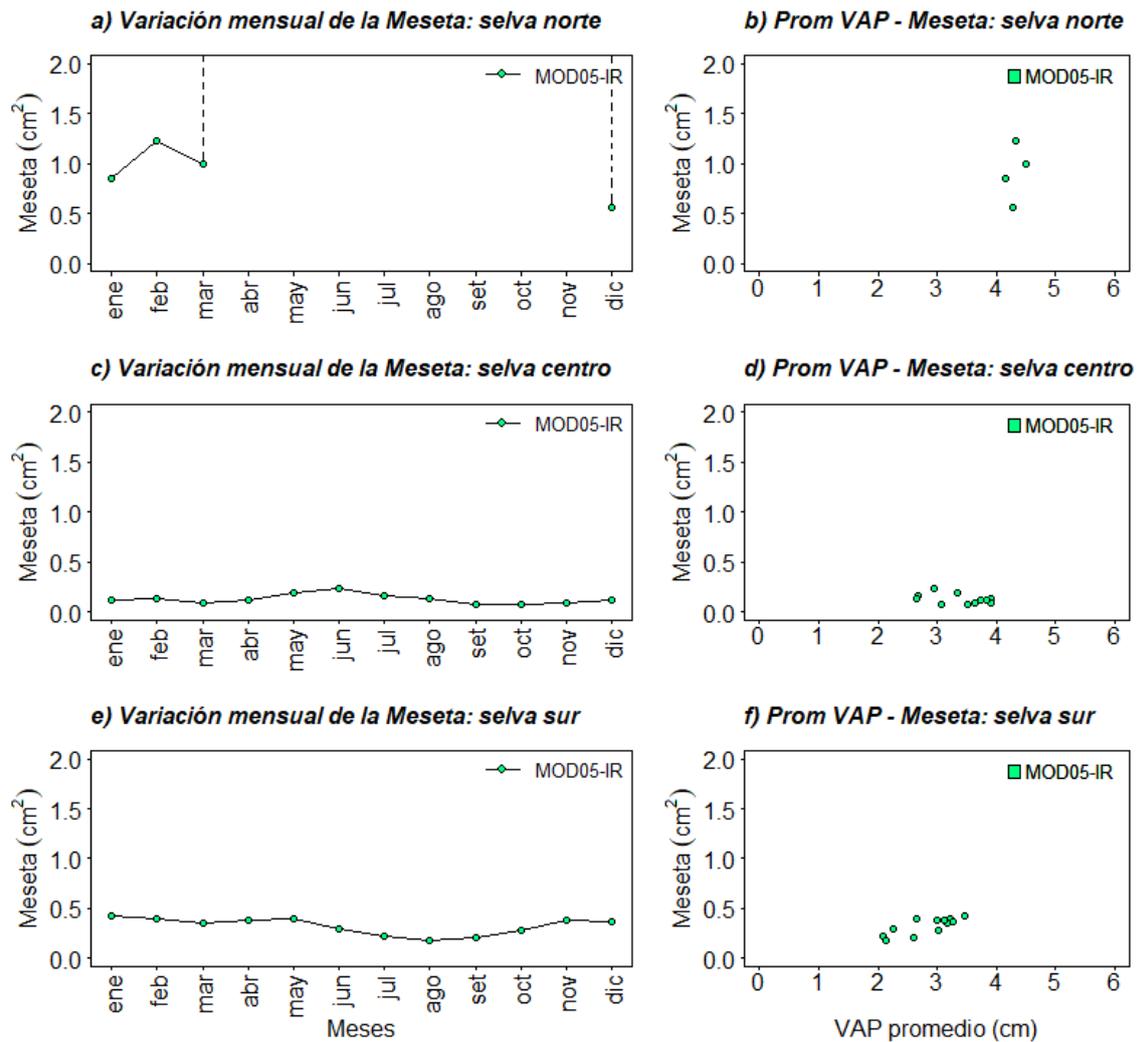


Figura 23: Estadísticas de la variabilidad espacial (meseta) del VAP nocturno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual de la meseta (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Meseta (derecha).

Por otro lado, en la **selva norte** no se puede identificar la variabilidad espacial durante la noche (Figura 23a), debido a que los valores del variograma arrojaron valores de meseta

muy altos también, indicando que existe gran variación del contenido de agua precipitable dentro de la región misma (ver Tabla 6). Del mismo modo, la relación entre meseta y promedio mensual de VAP es difícil de identificar, ya que se muestra que la meseta incrementa sin importar el contenido de vapor de agua precipitable (Figura 23b).

La **selva centro**, por su parte, presenta una homogeneidad espacial del vapor de agua precipitable muy clara (Figura 23c), con lo cual se convierte también en la región con mayor homogeneidad espacial de VAP durante la noche, con una amplitud anual de la meseta de 0.16 cm^2 y valores relativamente más altos en invierno. Básicamente, presenta el mismo patrón y valores muy similares a los obtenidos durante el día, tanto para MOD05-NIR como para MOS05-IR. La Figura 23d muestra la baja relación existente entre los valores de meseta y el promedio mensual VAP durante la noche, debido a la baja variabilidad espacial; sin importar cuanto incremente el VAP, la variabilidad espacial es baja.

La variabilidad espacial nocturna en la **selva norte**, expuesta en la Figura 23e, es mayor en meses de verano y otoño, y presenta una caída en los meses entre junio y agosto, aunque la diferencia entre la meseta máxima y mínima no es significativa (0.25 cm^2). Por último, en la Figura 23f se muestra que existe una relación positiva entre la meseta y la media mensual, lo que significa que a medida que aumenta el promedio de la concentración de vapor de agua precipitable, la meseta alcanza mayores valores, aunque estos no incrementan en gran medida.

En general, durante la noche se observan valores bajos de meseta en comparación con los datos de MOD05-NIR durante el día; en el caso de los valores obtenidos con MOD05-IR durante el día y durante la noche, las regiones centro y sur de la costa y la sierra, y la región sur de la selva, presentaron valores muy similares.

4.1.2. Comportamiento del rango

El rango o *sill* es la distancia a la cual se alcanza la meseta, por ende, pasada esta distancia el VAP entre los dos puntos que forman esta distancia, es independiente espacialmente, es decir, no reciben influencia el uno del otro. Entonces, cuanto más pequeño sea el rango, el modelo se encuentra más cerca de la independencia espacial. Los valores del rango son mostrados en la Tabla 6 para cada subregión, mes del año y producto (MOD05-NIR y MOD05-IR para día, y MOD05-IR para noche). Para el análisis del rango es muy

importante conocer la estadística de los valores de distancias (euclidianas) entre dos puntos dentro de cada subregión, los cuales son mostrados en la Tabla 7.

Tabla 7: Análisis estadístico de distancias (en grados) para las subregiones del área de estudio. Valores extraídos de datos MOD05-NIR.

	Mínimo	P _{0.25}	Mediana	Media	P _{0.75}	Máximo
Costa norte	0.01	0.90	1.62	1.91	2.69	6.32
Costa centro	0.01	1.01	2.30	2.63	3.97	7.55
Costa sur	0.01	0.97	2.02	2.31	3.40	7.03
Sierra norte	0.01	0.79	1.39	1.62	2.28	5.28
Sierra centro	0.01	1.13	2.16	2.49	3.63	7.54
Sierra sur	0.01	1.48	2.37	2.56	3.48	7.52
Selva norte	0.01	2.20	3.45	3.61	4.82	10.55
Selva centro	0.01	1.30	2.19	2.33	3.23	7.06
Selva sur	0.01	1.11	1.74	1.87	2.49	5.95

4.1.2.1. Comportamiento diurno

Las Figuras 24, 25 y 26 muestran las variaciones mensuales del rango en unidades de grados de distancia durante el día en las nueve subregiones y la relación promedio de VAP - rango. Al igual que con la meseta, los gráficos de dispersión indican la relación existente entre el promedio de vapor de agua precipitable (en cm) y el rango (en grados), según MOD05-NIR o MOD05-IR.

Entonces, en la **costa norte** se observa que existen mayor rango en los meses de invierno, aunque los valores son más altos para MOD05-IR que para MOD05-NIR (Figura 24a), con máximos de 9.7° (~1076 km) y 5.12° (~568.3 km), respectivamente; sin embargo, el valor de rango obtenido por MOD05-IR, se encuentran por encima del valor máximo de distancia, lo que significaría que, tomando en cuenta esta banda, el VAP en un punto cualquiera dentro de la región influye en toda la región, algo que no se da para la banda del Infrarrojo Cercano ya que, aunque los valores sobrepasan el P_{0.75}, el rango se encuentra por debajo de la distancia máxima. Por otro lado, el gráfico de dispersión (Figura 24b) muestra que no existe relación entre el promedio mensual de VAP y el rango.

La **costa centro** (Figura 24c) muestra que el rango, tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR, no aumenta ni disminuye, presentando valores de rango menores a la distancia promedio, esto indica que la distancia de influencia del VAP se encuentra dentro de la región, entonces, hay lugares dentro de la costa centro donde el VAP de cierto punto

(o lugar) no genera influencia. En el gráfico de relación de promedio mensual de VAP y rango, se observa que a medida que aumenta el VAP, el rango se mantiene constante, para ambas bandas (Figura 24d).

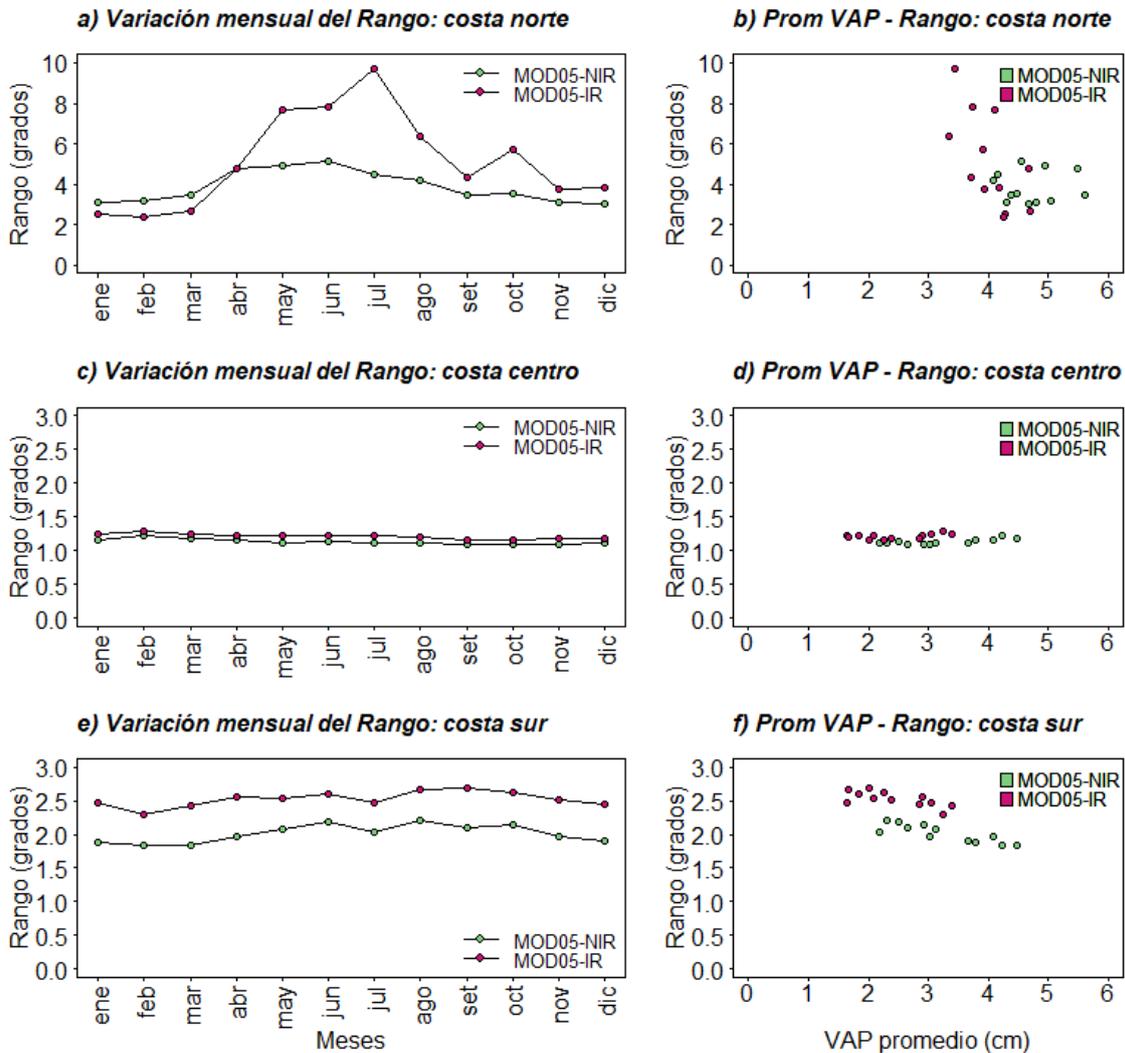


Figura 24: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación diaria mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).

La Figura 24e muestra la variación del rango mensual en la **costa sur**. Se observa un ligero incremento del rango en meses de invierno; sin embargo, tanto para MOD05-NIR como ara MOD05-IR, el rango sigue el mismo patrón anual, y a pesar que la banda en Infrarrojo muestra valores más elevados de rango, que la banda en Infrarrojo Cercano, estos no sobrepasan el $P_{0.75}$ de los valores de distancias (ver Tabla 7), lo que significa que la independencia espacial se alcanza dentro de la región. Según el grafico de dispersión

(Figura 24f), a menor VAP, el rango es mayor; esto se debe a que en meses de invierno debido a los factores como temperatura y radiación que son bajos en estos meses.

Para la **sierra norte** (Figura 25a), se observa que los mayores valores de rango se encontraron en los meses de invierno y primavera, según MOD05-NIR, estos valores se encuentran por debajo de la distancia media de esta región (ver Tabla 7). Por otro lado, los valores de rango que se obtuvieron con MOD05-IR fueron elevados, tal como sucedió con la meseta, lo que significa que, según la banda de Infrarrojo, la variabilidad espacial en la sierra norte es infinita, es decir, el VAP de un determinado punto no solo influye en toda la región, sino que la variabilidad del VAP no alcanza un umbral máximo. El gráfico de dispersión (Figura 25b), no muestra relación alguna entre el rango y el VAP.

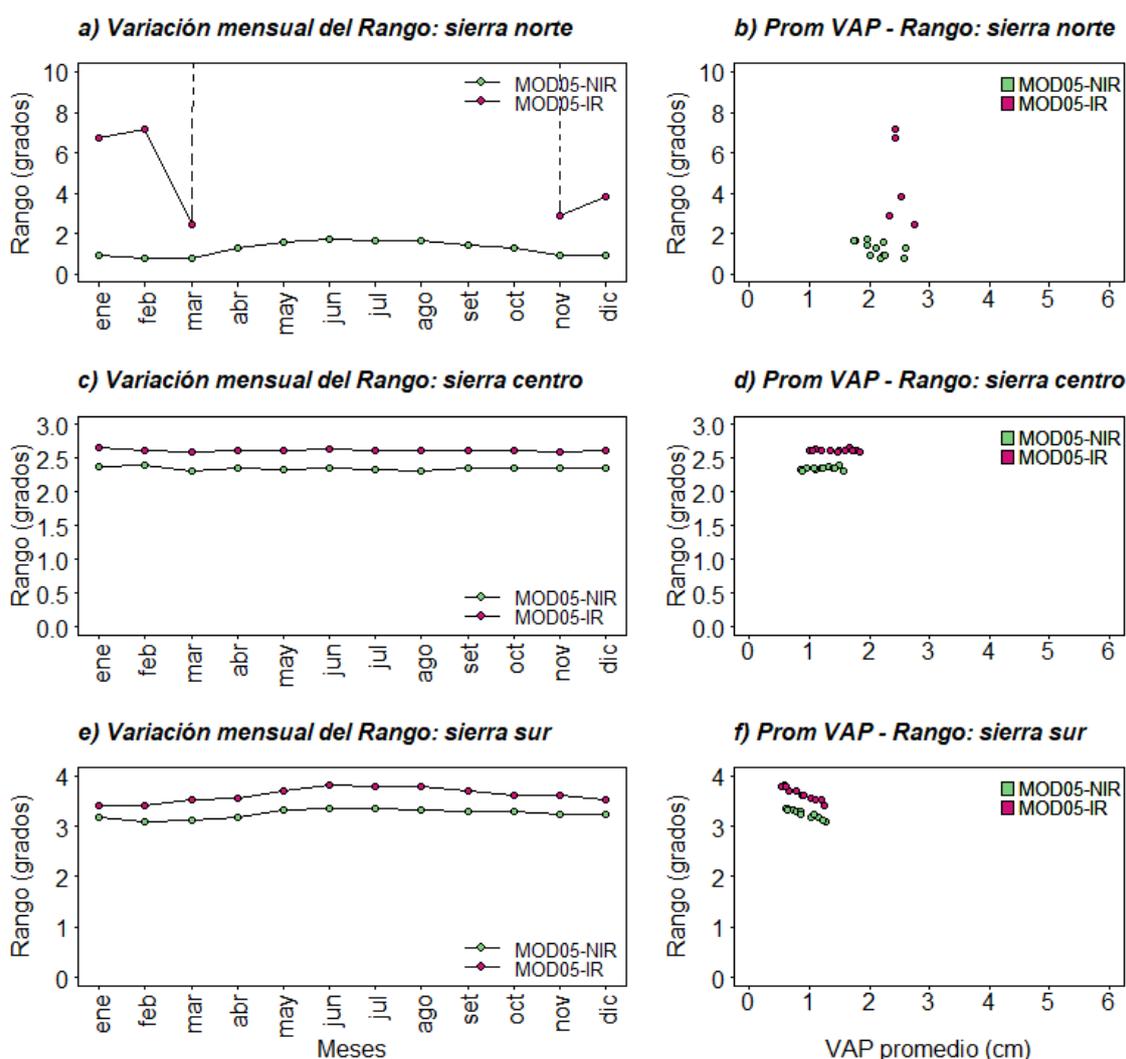


Figura 25: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) sierra norte, (c, d) sierra centro y (e, f) sierra sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación diaria mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).

En el caso de la **sierra centro** (Figura 25c) la zona de influencia es muy similar en cualquier mes del año tanto para los datos obtenidos MOD05-NIR como de MOD05-IR, aunque los valores de rango del segundo son ligeramente menores, sin embargo, ambos mostraron valores de rango por debajo del $P_{0.75}$. La relación promedio-rango (Figura 25d) muestra valores casi constantes de rango sin importar el aumento o disminución del VAP promedio.

En la Figura 25e se pueden ver los valores obtenidos para la **sierra sur**, donde el rango es casi constante todo el año con un ligero incremento en los meses de invierno, tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR. Al igual que en la sierra centro, la banda en Infrarrojo mostró valores ligeramente más elevados de rango que la del Infrarrojo Cercano; sin embargo, solo MOD05-NIR presentó valores por debajo del $P_{0.75}$ del total de valores de distancia. En la Figura 25f se puede observar que para ambas longitudes de onda la dependencia espacial se alcanza a distancias menores a medida que el vapor de agua precipitable aumenta.

La **selva norte** (Figura 26a) como se mencionó anteriormente, es la más lluviosa de todas las regiones de estudio. Según los valores de rango mensual brindados por MOD05-IR, la zona de influencia resultó demasiado grande (ver Tabla 6); estos datos, en contraste con los obtenidos por la meseta para la misma banda, indicarían que el vapor de agua precipitable nunca llega a la independencia espacial. Sin embargo, para MOD05-NIR se obtuvo que el rango es homogéneo a lo largo del año, además de presentar valores por debajo del $P_{0.75}$ del total de datos de distancia. El gráfico de dispersión (Figura 26b) muestra que no hay una relación definida entre el promedio mensual de VAP y los valores de rango, siendo estos constantes sin importar cuanto incremente el VAP.

En la **selva centro** (Figura 26c) se observa que, al igual que su meseta, el rango incrementa en meses de invierno, y tanto MOD05-NIR como MOD05-IR presentan patrones y valores semejantes. Esto significa que durante estos meses, no solo aumenta la variabilidad espacial del VAP en un punto determinado, sino su influencia abarca mayores distancias. Por otro lado, el valor del rango muestra una relación inversa con la media de VAP (Figura 26d), donde los mayores rangos se presentan cuando el contenido de VAP es bajo y disminuyen a medida que el vapor de agua precipitable aumenta.

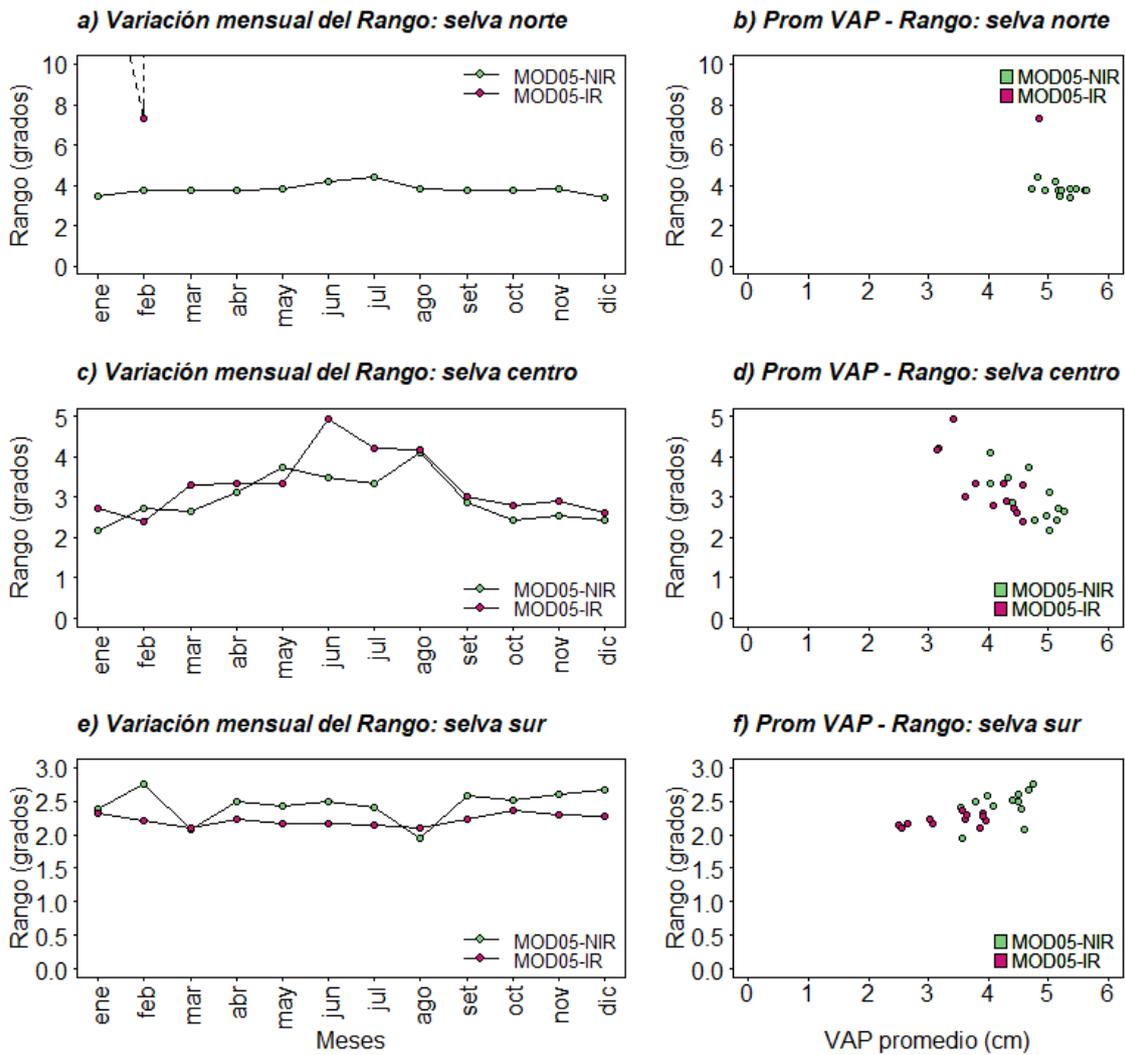


Figura 26: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP diurno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-NIR (verde) y MOD05-IR (fucsia). Variación diurna mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).

Por último, la **selva sur** del Perú presenta valores de rango muy similares entre los datos de vapor de agua precipitable obtenidos de MOD05-NIR y de MOD05-IR (Figura 26e), con un ligero incremento entre los meses de octubre y febrero, todo lo contrario a la selva centro; sin embargo estos valores sobrepasan el $P_{0.75}$ del total de datos de distancia, sin llegar a pasar el valor máximo de distancia en esta región (ver Tabla 7). Se observa también en la relación promedio-rango (Figura 26f) un incremento del rango con la media de VAP para ambas bandas.

En general, en la mayor parte del territorio peruano, la alta variabilidad de vapor de agua precipitable se asocia a una baja área de influencia, si consideramos el rango (distancia máxima) del variograma omnidireccional como el radio de esta área. La alta variabilidad

se presenta mayormente en los meses de verano. Los gráficos de dispersión indican en su mayoría que las áreas de alcance son mayores cuando la concentración de VAP es menor, lo cual tiene sentido con lo anteriormente mencionado.

4.1.2.2. Comportamiento nocturno

Las Figuras 27, 28 y 29 muestran las variaciones mensuales del rango en unidades de grados de distancia durante el día en las nueve subregiones y la relación promedio de VAP - rango. Los gráficos de dispersión indican la relación existente entre el promedio de vapor de agua precipitable (en cm) y el rango (en grados), obtenida de MOD05-IR.

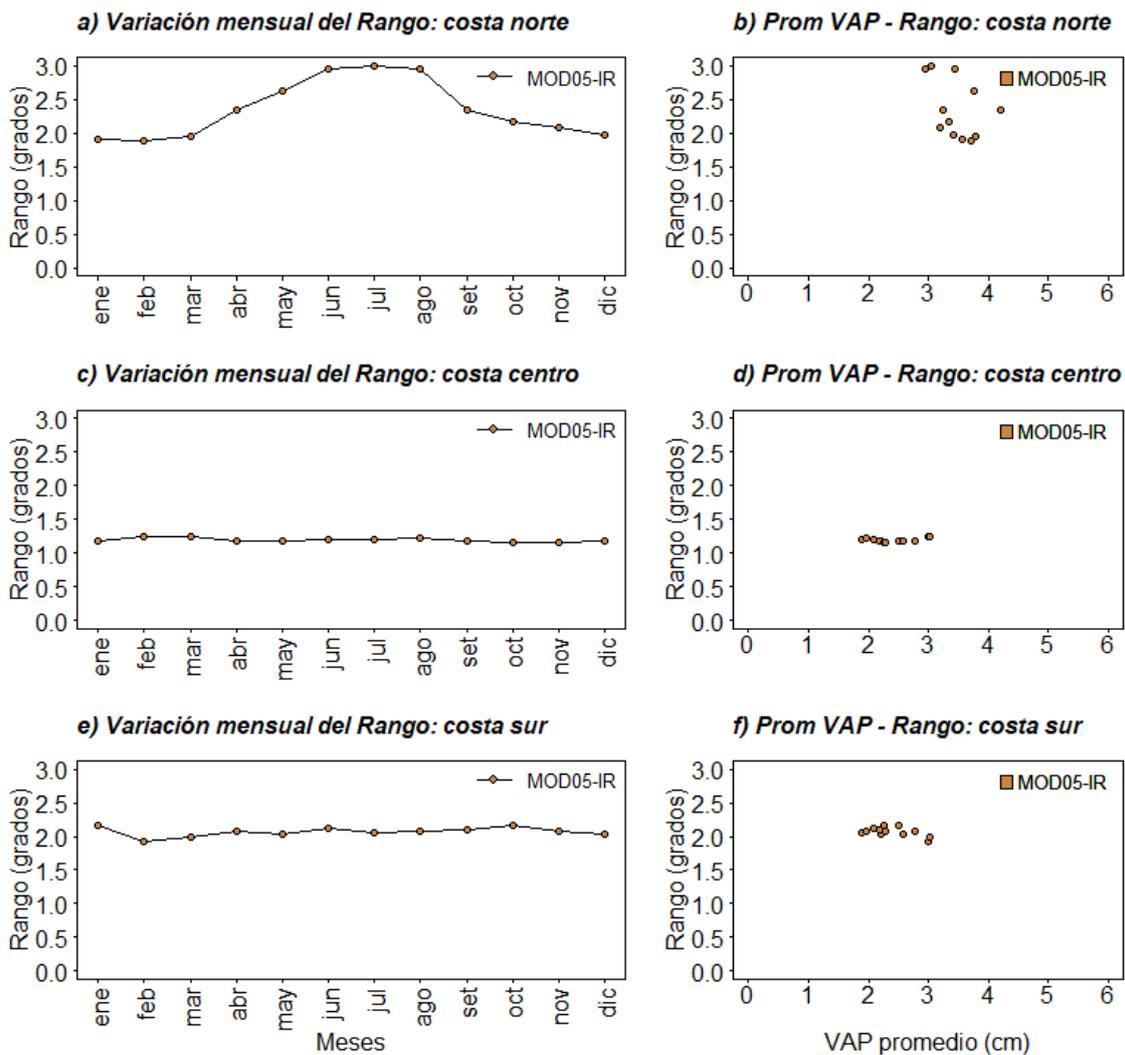


Figura 27: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP nocturno para (a, b) costa norte, (c, d) costa centro y (e, f) costa sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).

o disminución de VAP. Entonces, sin importar el crecimiento o no del promedio de vapor de agua precipitable, el área de influencia sigue siendo aproximadamente el mismo.

La **costa sur** durante la noche, tal como se mostró para el día, presenta valores constante de rango durante todo el año (Figura 27e), con valores por debajo de la distancia promedio entre dos puntos dentro de la región. La relación entre el VAP promedio y el rango (Figura 27f), muestra una ligera caída de valores del rango frente al incremento de VAP.

La Figura 28a muestra los valores de rango mensual para la **sierra norte**. Los mayores valores de rango se encuentran en los meses de otoño y los menores en primavera, pero los valores más altos observados son mayores a la extensión del área de estudio (ver Tabla 7), sugiriendo una distribución espacial muy variable, esto significa que nunca llega a la independencia espacial. De hecho, de todo el Perú, la sierra norte es la que presenta una amplitud anual del rango durante la noche, mayor a cualquier otra región. La Figura 28b indica justamente, esta relación entre el rango y el VAP, teniendo que, el rango puede incrementar significativamente frente a un ligero incremento de VAP, aunque en esta región el vapor de agua precipitable no es tan elevado.

En la **sierra centro** (Figura 28c), el rango es prácticamente el mismo durante todo el año, la diferencia entre el rango máximo y el mínimo es de aproximadamente 0.07° (~7 km), lo que indica que la el contenido de vapor de agua precipitable para esta zona llega rápidamente a la independencia espacial, del mismo modo como se vio en el comportamiento diurno del rango para la misma región, presentando incluso, valores de rango muy similares. Esto se refleja también en la relación promedio de VAP - rango (Figura 28d), donde se observa el valor casi constante del rango sin importar el aumento o disminución del contenido de vapor de agua precipitable.

Los valores de rango durante la noche en la **sierra sur** (Figura 28e), a diferencia de los vistos durante el día, muestran un ligero aumento durante meses de verano (diciembre-marzo), pero en promedio con valores muy similares, por debajo del $P_{0.75}$ del total de valores de distancia dentro de la región. Esto se observa también en el gráfico de dispersión (Figura 28f), donde se observa un ligero incremento del rango frente a valores (también ligeramente) altos de VAP.

En la **selva norte** (Figura 29a), al igual que durante el día, los valores de rango también resultaron ser muy grandes según los resultados de variograma obtenidos (ver Tabla 6),

y al igual que lo observado en los resultados diurnos, los valores de rango asociados con los valores de meseta obtenidos para la misma banda y la misma región, indicarían que el vapor de agua precipitable nunca llega a la independencia espacial, es decir, el VAP de un determinado lugar influye en toda la región. El gráfico de dispersión (Figura 29b), muestra esta relación entre VAP y rango, donde se tiene que el rango puede incrementar de manera muy significativa para los mismo valores de VAP, que en cierta parte, también son muy elevados.

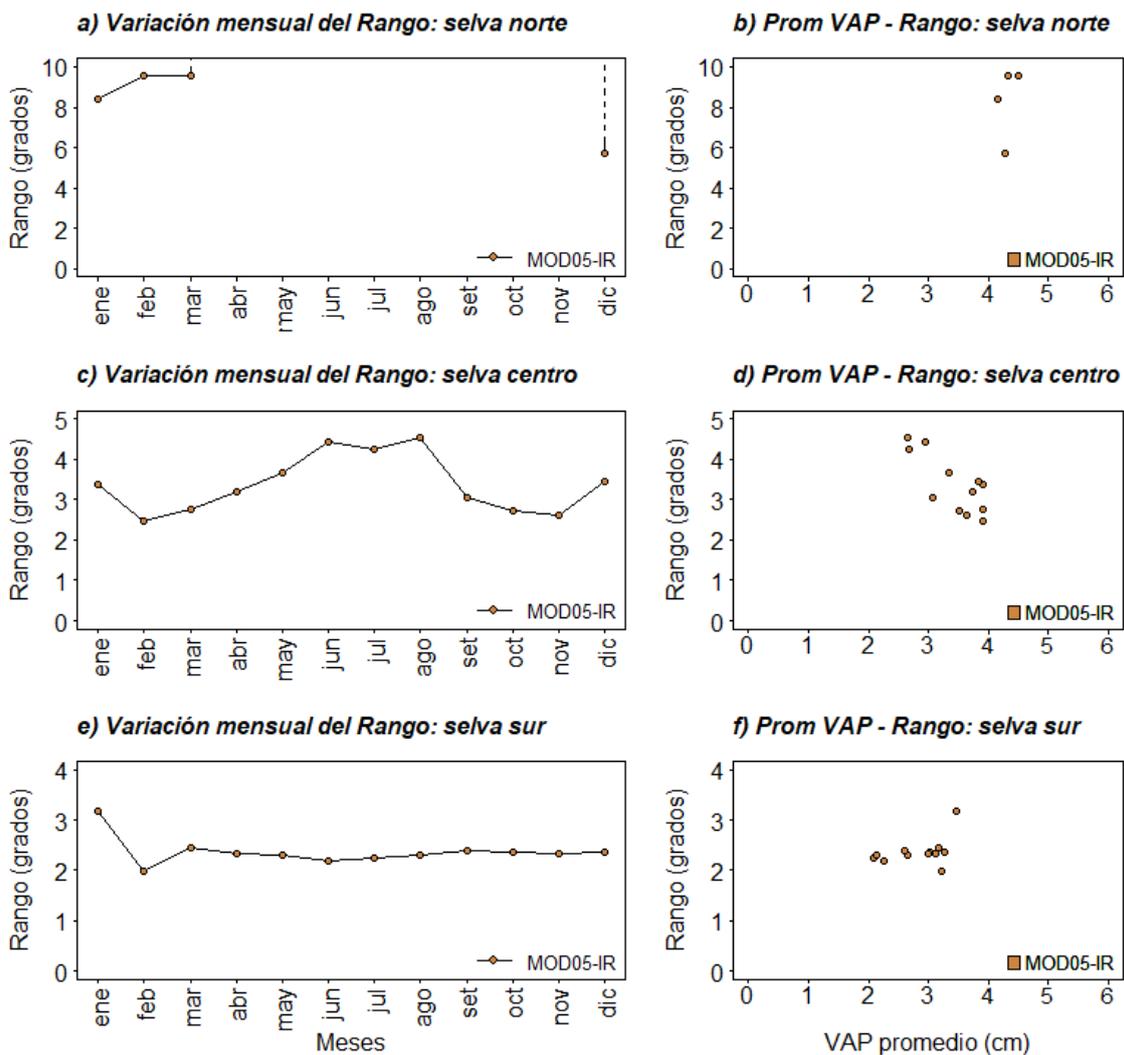


Figura 29: Estadísticas de la distancia de influencia (rango) del VAP nocturno para (a, b) selva norte, (c, d) selva centro y (e, f) selva sur, a partir de datos obtenidos de MOD05-IR. Variación mensual del rango (izquierda) y Relación entre Promedio de VAP y Rango (derecha).

Con respecto a los valores mensuales de rango obtenidos para la **selva central**, se puede ver en la Figura 29c que existen dos incrementos, el primero durante los meses de

diciembre y enero, y el segundo entre junio y agosto, siendo este el pico más elevado. Además, en promedio, los valores de rango durante la noche son muy parecidos a los observados durante el día. En relación a la Figura 29d, se puede notar que el VAP y el rango presentan una relación inversa, a mayores concentraciones de vapor de agua precipitable, el rango es menor.

Finalmente, en la **selva sur** (Figura 29e), se puede ver que el rango durante la noche se mantiene durante casi todo el año, presentando un pico en enero, con un valor muy similar al observado durante el día; sin embargo en los otros meses, los valores de rango son menores. Este pico en enero, se ve reflejado en el gráfico de dispersión (Figura 29f), sin tomarlo en cuenta, el contenido vapor de agua precipitable en esta región no influye en el incremento o decrecimiento del rango o área de influencia.

En general, no se observan diferencias entre los valores de rango obtenidos durante el día y durante la noche, a excepción de la costa norte, donde el rango fue mucho mayor en la noche, y en la selva sur, donde los valores fueron menores que durante el día. Asimismo, en la mayoría de regiones, la alta variabilidad de vapor de agua precipitable se asocia a una baja área de influencia, que se presenta mayormente en verano.

4.2. ANÁLISIS TEMPORAL

4.2.1. Variación mensual del vapor de agua precipitable

Las figuras 30-32 muestran la variación mensual promedio del VAP para las diferentes 9 subregiones de estudio de MOD05-NIR e MOD05-IR, donde se describe con mejor detalle las características del VAP mensual observadas en la sección anterior.

4.2.1.1. Variación mensual diurna

Las Figura 30 y Figura 31 muestran la media mensual del vapor de agua precipitable diurno obtenidas mediante los canales Infrarrojo Cercano (Figura 30) e Infrarrojo (Figura 31), con el fin de observar la variación anual del VAP en el día y realizar una comparación entre los canales NIR e IR.

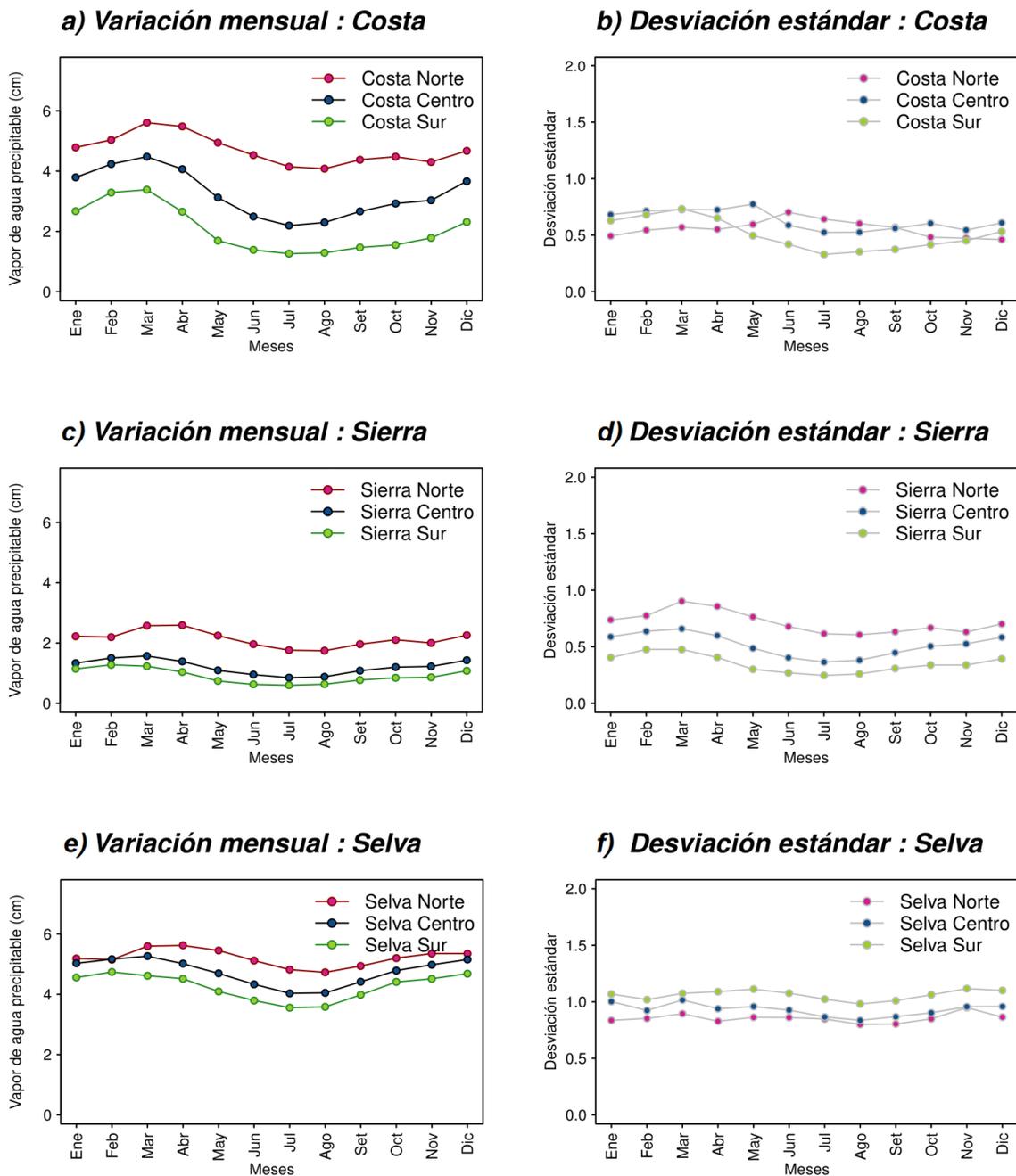


Figura 30: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP diurno obtenido de MOD05-NIR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.

En la costa (Figura 30a y Figura 31a) se observa que los valores más altos para cada subregión se dan entre marzo y abril, mientras que junio-agosto son los meses donde se observa bajo contenido de VAP. Además, se muestra que existen diferencias entre la zona norte, centro y sur. En general, se observa que la costa sur presenta menor contenido de VAP, aproximadamente entre 1-4 cm según MOD05-NIR (Figura 30a) y entre 1-3 cm según MOD-IR (Figura 31a), mientras que la costa norte presenta valores por encima de

los 4 cm incluso en los meses de invierno (tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR). La dispersión de VAP mensual es diferente en cada tipo de serie. El vapor de agua precipitable mensual varía entre 0.4 y 0.8 cm respecto a su media mensual; sin embargo, mientras que MOD05-NIR (Figura 30b) valores de dispersión muy parecidos entre las tres subregiones, MOD05-IR (Figura 31b) muestra que la costa norte presenta mayor dispersión de datos de VAP mensual que las otras subregiones.

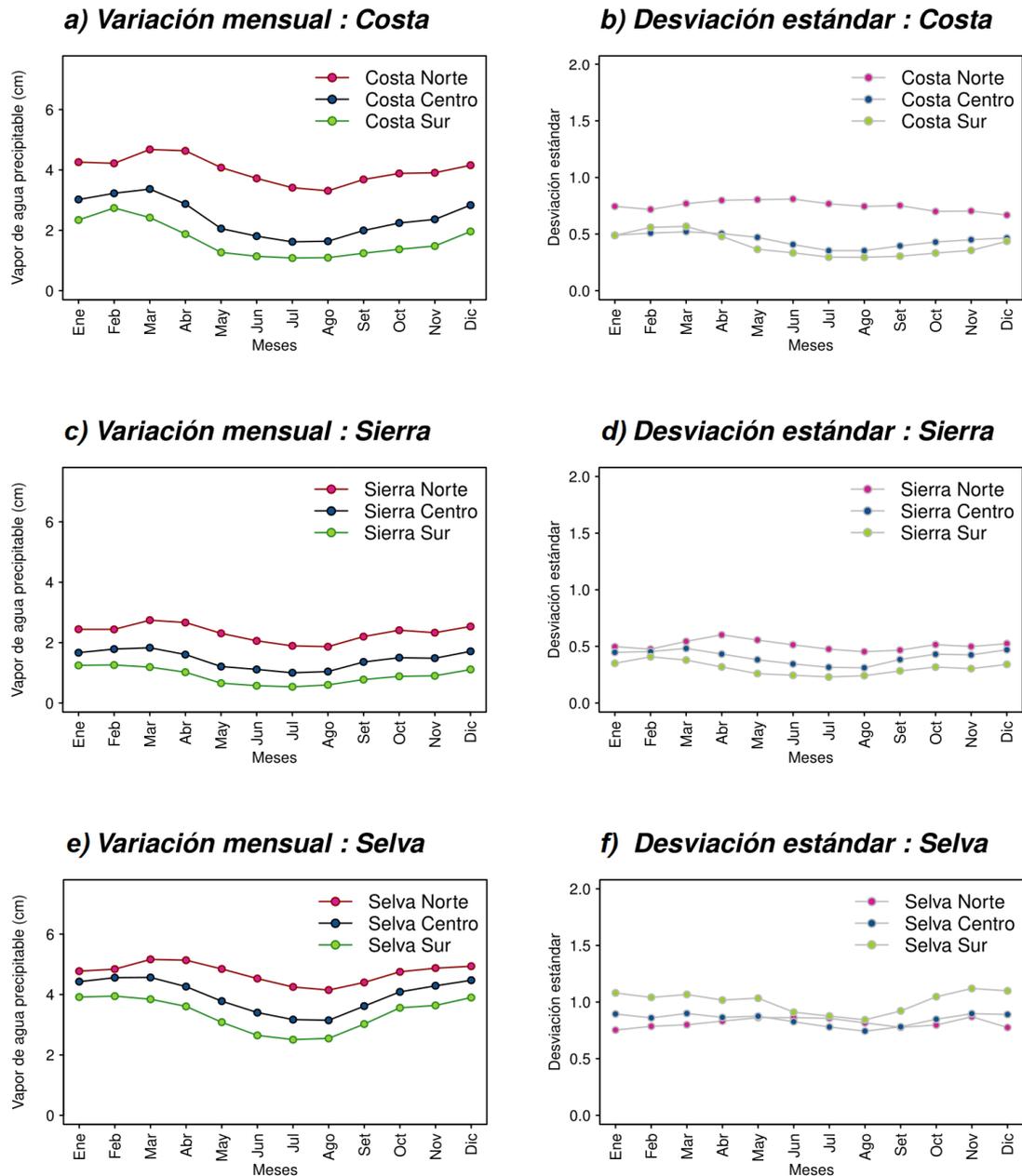


Figura 31: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP diurno obtenido de MOD05-IR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.

La sierra peruana (Figura 30c y Figura 31c) presenta los valores más bajos de todo el territorio, y no presenta mucha diferencia entre las subregiones centro y sur; pero la sierra norte presenta mayores valores de VAP para la región sierra a lo largo del año (entre 1.8 y 3 cm, aproximadamente). Asimismo, se muestra un ligero incremento de VAP hacia los meses febrero-abril; sin embargo, la variación anual de vapor de agua precipitable no es significativa, lo que puede ser debido al efecto de la altitud de esta región (Garreaud y Aceituno, 2008). La dispersión de datos de MOD05-NIR (Figura 30d) sí presenta diferencias, siendo más variable el contenido mensual en la sierra norte, que presenta una desviación de hasta 1 cm y en menor medida la sierra sur, con valores de dispersión de 0.5 cm respecto de su media. MOD05-IR (Figura 31d), por su parte, no muestra diferencia de dispersión de datos entre las tres subregiones, variando las tres entre 0.2 y 0.7 cm respecto de su media.

La región selva (Figura 30e y Figura 31e), presenta los valores más altos de vapor de agua precipitable en sus tres subregiones durante todo el año, mayores a 3 cm, según MOD05-NIR (Figura 30e), y mayores a 2.5, según MOD05-IR (Figura 31e). No se muestran picos altos ya que casi todo el año presenta valores altos de VAP, además se observa una pequeña diferencia entre las subregiones, donde la selva sur, presenta menores valores. Estos altos valores de VAP en la selva pueden ser debido a la influencia de la evapotranspiración en la Amazonía en la formación de vapor de agua (Salati, Marques y Molion, 1978).

La dispersión de los datos (Figura 30f y Figura 31f) se encuentra entre 0.75 y 1.5 cm, con diferencias mínimas entre las subregiones; la selva es, entonces la región que presenta mayor dispersión mensual del contenido de VAP respecto a su media.

4.2.1.2. Variación mensual nocturna

A diferencia del contenido de VAP diurno, las concentraciones medias mensuales de vapor de agua precipitable durante la noche son menores. La Figura 32 muestra la variación mensual de VAP durante la noche para las subregiones correspondientes.

La Figura 32a muestra la variación nocturna del vapor de agua precipitable para la costa, donde se observa cierta diferencia entre la costa norte y la costa centro y sur. En la costa norte se observa un máximo mensual nocturno en el mes de abril, mientras que en las otras subregiones de la costa los valores altos se encuentran entre febrero y marzo; el resto

del año se muestra más homogéneo. La concentración entre las tres subregiones también son diferentes, siendo la costa norte la que presenta valores más altos (entre 3 y 4.5 cm, aproximadamente) y la costa sur presenta los valores más bajos (menores a 2.2 cm). La dispersión de los datos muestra una diferencia entre la costa norte (más variable) y la costa centro y sur (Figura 32b); la costa norte presenta mayor dispersión de VAP mensual en febrero.

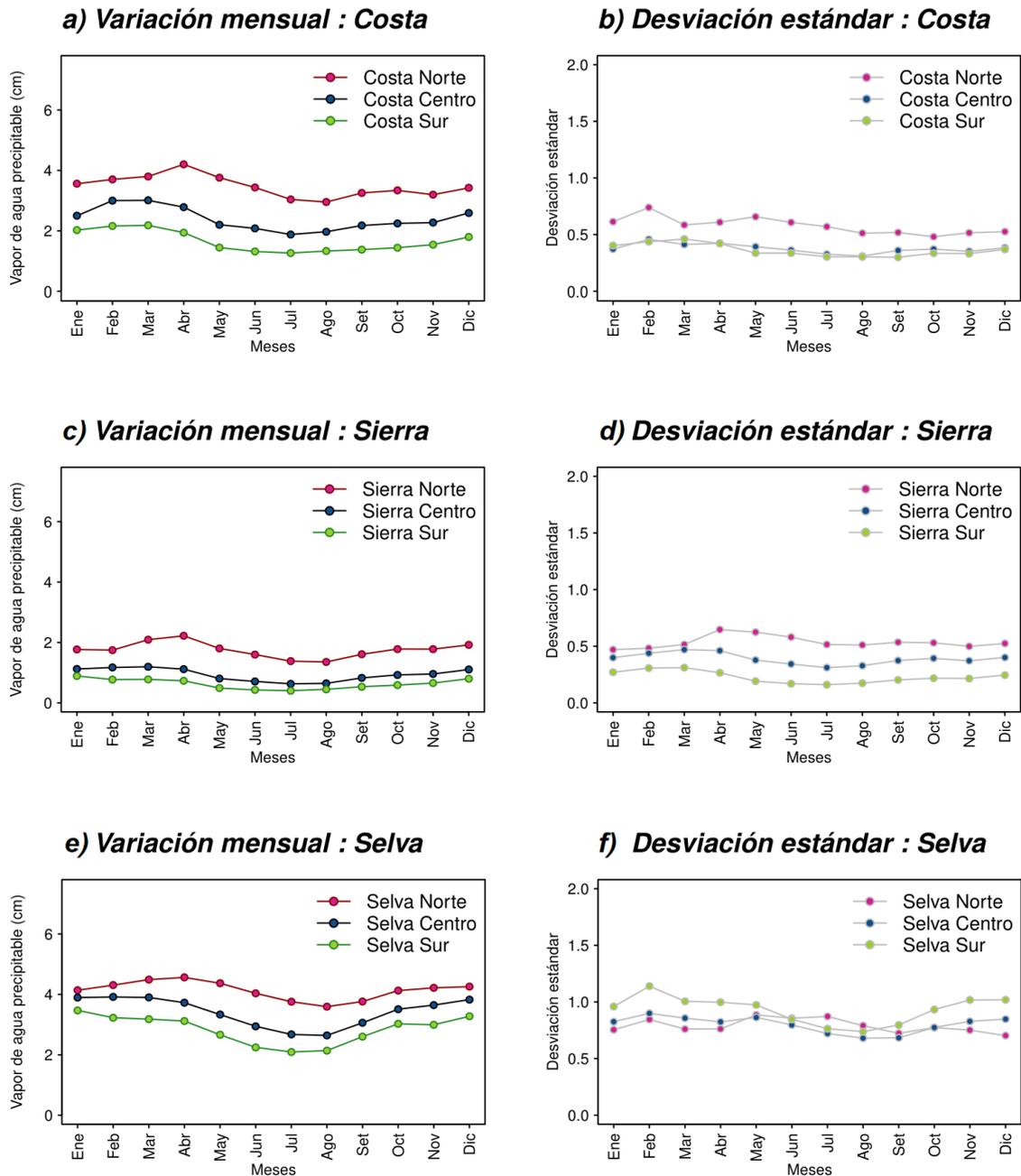


Figura 32: Variación mensual y desviación estándar de la concentración de VAP nocturno obtenido de MOD05-IR para la regiones costa (a, b), sierra (c, d) y selva (e, f), respectivamente.

En la sierra (Figura 32c) los valores de la media mensual nocturna son menores a 3 cm, llegando a por debajo de 1 cm en la sierra sur. La sierra norte presenta los mayores valores de media mensual nocturna en todo el año, mientras que la sierra centro y sur presentan los valores más bajos de VAP nocturno en todo el Perú (menores a 1cm), siendo más bajos que los valores diurnos de VAP. La dispersión de los datos (Figura 32d) es casi la misma entre la sierra norte y centro durante los meses de verano, el resto del año la dispersión de los datos en la sierra norte es mayor, sobre todo en los meses de abril y mayo.

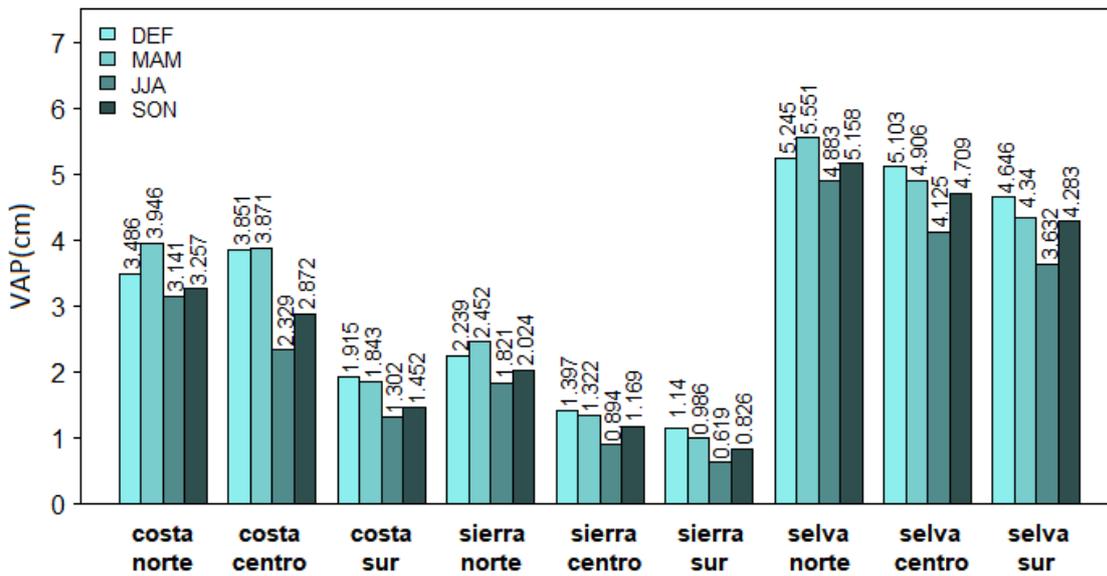
La Figura 32e muestra la variación mensual de VAP nocturno para la selva, a diferencia de los valores diurnos, la región selva presenta valores más bajos durante la noche en cada subregión (norte, centro y sur), el mayor contenido de VAP nocturno se observa en la selva norte y el más bajo en la selva sur. Sin embargo, esto es más notable en los meses de invierno, donde hay mayor diferencia entre las tres subregiones, ya que en los meses de verano la diferencia del contenido de VAP entre las tres subregiones es mínima. La dispersión de los datos (Figura 32f) muestra una mayor variación entre octubre y abril para la selva norte, con una dispersión de VAP mensual mayor a 1cm respecto de su media mensual.

4.2.2. Variación estacional del vapor de agua precipitable

Las variaciones de vapor de agua entre regiones se observan con mayor intensidad en periodos estacionales. Las Figura 33 y Figura 34 muestran la variación estacional (DJF, MAM, JJA, SON) del contenido de vapor de agua precipitable diurno y nocturno, respectivamente. El primero obtenido de MOD05-NIR y e MOD05-IR, y el segundo obtenido solamente de MOD05-IR. Tanto para el VAP diurno como para el nocturno, los mayores valores trimestrales se encuentran en la selva, mientras que los valores más bajos se tienen en la sierra. Por otro lado, tomando en cuenta la división en subregiones, se observa que la zona norte presenta valores de VAP más altos y los valores más bajos se encuentran en la zona sur del territorio.

Estacionalmente, la región norte presenta mayor contenido de VAP en el trimestre MAM, respecto a otros; en la región centro y sur, el trimestre DEF es más predominante. Los valores más bajos se presentan en el trimestre JJA, siendo la subregión de sierra sur la que presenta los menores valores de vapor de agua precipitable durante este periodo.

a) Infrarrojo Cercano



b) Infrarrojo

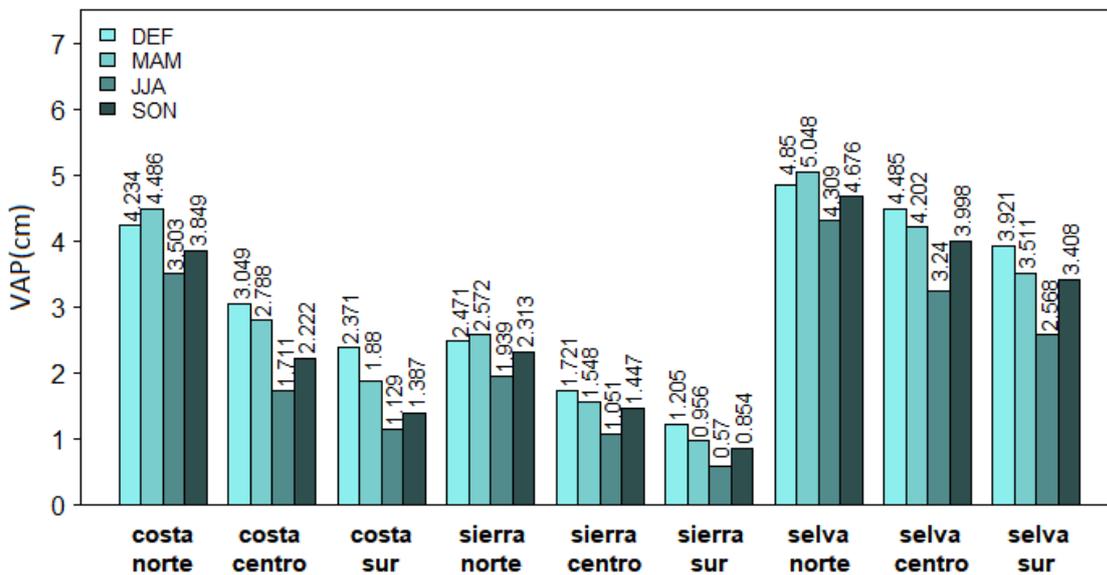


Figura 33: Variación estacional del VAP diurno para las 9 subregiones de estudio obtenido de a) MOD05-NIR y b) MOD05-IR.

4.2.2.1. Variación estacional diurna

Los valores trimestrales de VAP diurnos muestran que existen diferencias estacionales marcadas para cada subregión. El trimestre DEF predomina en las subregiones del centro y sur del país, mientras que el trimestre MAM se muestra mayor en el norte; sin embargo, las diferencias también ocurren a nivel de base de datos. MOD05-NIR (Figura 33a) muestra valores más elevados de VAP para la selva y la costa centro, respecto a MOD05-

IR, mientras que este (Figura 33b) presenta valores más altos de VAP tanto en la sierra, como en la costa norte y sur.

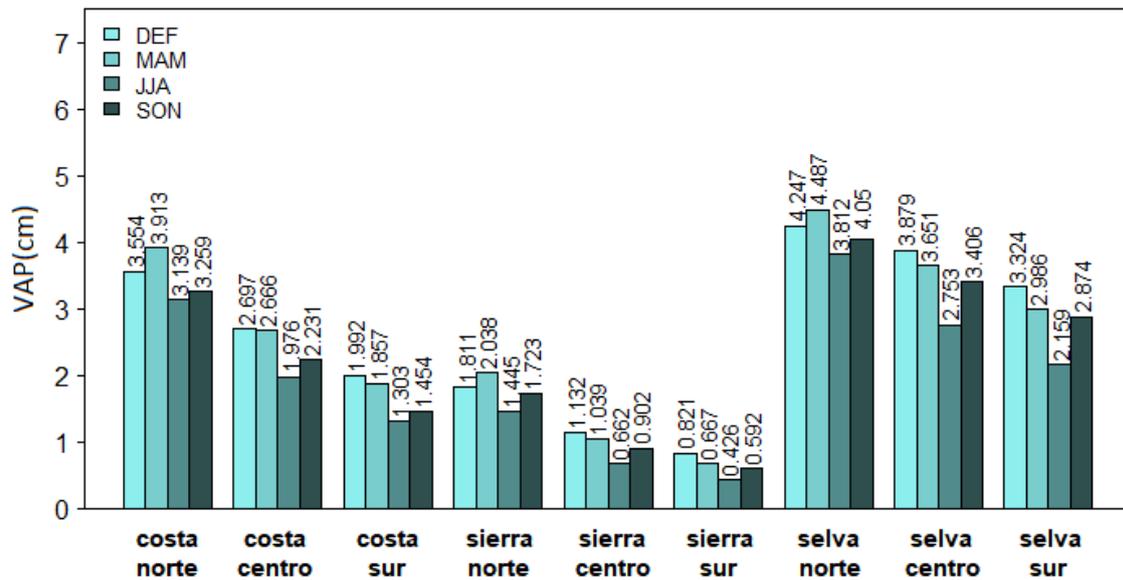


Figura 34: Variación estacional del VAP nocturno para las 9 subregiones de estudio obtenido de MOD05-IR.

Inclusive, la costa centro no muestra diferencias en el contenido de vapor de agua precipitable entre los trimestres de DEF y MAM según MOD05-NIR (3.85 y 3.87 cm, respectivamente) y presenta valores muy cercanos y por encima a los de la costa norte para los mismos periodos (3.48 y 3.94, respectivamente). Algo muy similar ocurre con la costa sur comparando ambas bases de datos, aunque los valores son más bajos, según MOD05-NIR no se muestra mucha diferencia entre DEF y MAM (1.91 y 1.84, respectivamente), mientras que sí existe una diferencia más resaltante con MOD05-IR (2.34 y 1.88, respectivamente).

4.2.2.2. Variación estacional nocturna

Como se ha visto anteriormente, el contenido de VAP presenta valores más bajos durante la noche que durante el día; esto es más enfatizado en cuanto se observa la media trimestral de vapor de agua precipitable. La Figura 34 muestra, del mismo modo, que el VAP nocturno presenta mayores valores en la selva y los más bajos en la sierra, siendo la sierra sur el que presenta menor contenido de VAP. Un dato resaltante es, que en la costa sur, no se muestran una clara diferencia entre el día y la noche, sobre todo con MOD05-NIR (véase Figura 33a), en todas las estaciones; con MOD05-IR día estas similitudes

ocurren excepto en el trimestre DEF, donde la diferencia de contenido es mayor (2.37 (DEF), 1.88 (MAM), 1.13 (JJA) y 1.39 (SON) para MOD05-IR día).

4.2.3. Variación multianual diurna del vapor de agua precipitable

Las Figura 35 y Figura 36 muestran los promedios anuales de vapor de agua precipitable (VAP) para los trimestres DEF y JJA obtenidos de MOD05-NIR (Figura 35) y MOD05-IR (Figura 36). En general, en ambas bandas se muestra el mismo comportamiento de picos para cada región; sin embargo se presentan patrones de tendencia diferentes, tanto para las tres regiones (costa, sierra y selva) en el trimestre DEF, como para la costa y selva en el trimestre JJA. Entonces, mientras el vapor de agua precipitable incrementa con el tiempo según MOD05-NIR, en el caso de MOD05-IR, esta variable decrece.

Sin embargo, este decrecimiento (incremento) se presenta con valores sobreestimados de MOD05-IR (o subestimados de MOD05-NIR) durante los primeros años de disponibilidad de datos, donde la diferencia de VAP es de 0.5-1.5 cm aproximadamente. Las regiones afectadas por esta diferencia son: todas las regiones (costa, sierra y selva) en el trimestre DEF, y para la región selva (completo) y subregión costa norte en el periodo JJA.

En la costa, para el trimestre DEF (Figura 35a y Figura 36a) existe mucha variabilidad de vapor de agua precipitable, presentando picos en los años 2003, 2007 y 2010 en la costa norte, asociados a eventos El Niño que ocurrieron en esos años (CPC-NOAA, 2018) y pudieron haber generado un incremento de vapor de agua en esa región. Por otro lado, se muestra un pico alto en el año 2015 con MOD05-NIR (Figura 35a), que se relaciona con la ocurrencia del evento El Niño global, uno de los más fuertes en las últimas décadas, según L'Heureux et al. (2016) y Takahashi (2017).

Aunque la costa norte y centro presenten diferencias notables entre sí, en concentración de VAP media mensual y media del trimestre DEF (véase Figura 30a y Figura 33a, respectivamente), a lo largo del tiempo se observa que estas subregiones tuvieron valores muy cercanos de VAP en ciertos años, según lo obtenido de MOD05-NIR, como el año 2004, 2005 y 2008.

La costa sur presenta un pico alto entre los años 2006-2007; sin embargo, para MOD05-NIR, no es tan bajo con el observado en los años 2015-2016, que el VAP presenta una

caída, la cual no es vista en MOD05-IR donde, al contrario de las demás regiones, en la costa sur se observa un incremento del VAP para los años 2016-2017.

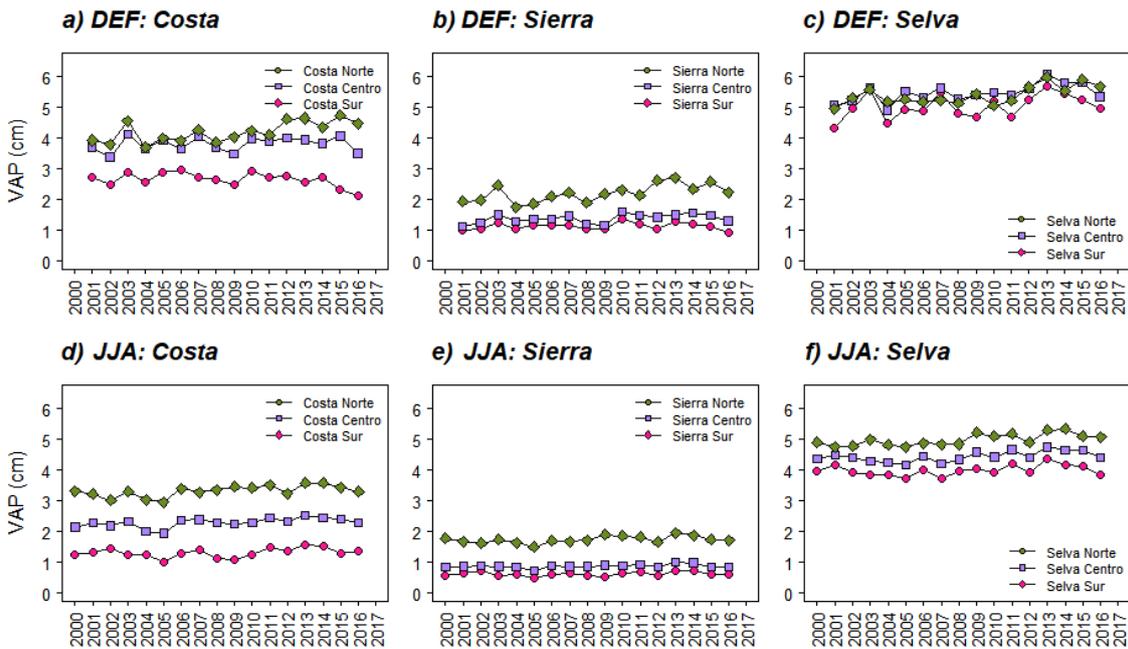


Figura 35: Variación multianual del VAP diario para Dec-Feb (a, b, c) y Jun-Ago (d, e, f) de las regiones costa (a, d), sierra (b, e) y selva (c, f). Periodo 2000-2016 obtenido de MOD05-NIR.

El trimestre JJA en la costa (Figura 35d y Figura 36d) muestra que para la región norte el comportamiento multianual del vapor de agua precipitable difiere; mientras que MOD05-NIR muestra un ligero incremento de VAP (Figura 35d), MOD05-IR muestra una clara caída de esta variable con el tiempo (Figura 36d).

En las Figura 35b y Figura 36b se observan las concentraciones del trimestre DEF para la región sierra, obtenido de MOD05-NIR y MOD05-IR, respectivamente. Se observa una diferencia en el incremento (decrecimiento) de vapor de agua precipitable para la sierra norte obtenido de MOD05-NIR (MOD05-IR) y un claro decrecimiento de VAP a lo largo del tiempo en las dos subregiones restantes de la sierra, según MOD05-IR; para MOD05-NIR, la sierra centro y sur mantienen un ligero incremento en la concentración de VAP. Sin embargo, en ambas bandas se muestran los mismos picos observados en la costa, en los años 2003 y 2007, en la sierra norte principalmente y un incremento notorio de VAP en el año 2010 y 2012-13 en toda la región sierra.

Para el trimestre JJA en la sierra (Figura 35e y Figura 36e), se observa el mismo patón de incremento (decrecimiento) según MOD05-NIR (MOD05-IR), mostrando una ligera

caída del contenido de VAP en el año 2005 y el año 2012, que podrían ser respuesta ed un calentamiento en el Atlántico, que provocó episodios extremos de precipitación en la cuenca amazónica (Marengo et al., 2008; Marengo et al., 2013; Marengo y Espinoza, 2016).

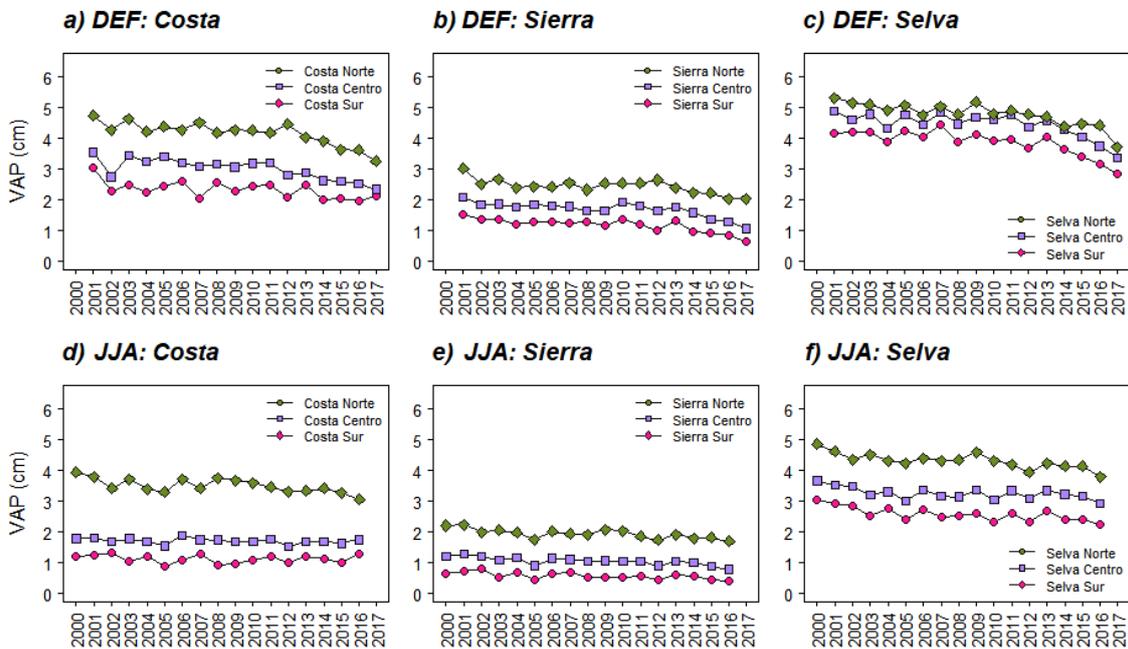


Figura 36: Variación multianual del VAP diurno para Dec-Feb (a, b, c) y Jun-Ago (d, e, f) de las regiones costa (a, d), sierra (b, e) y selva (c, f). Periodo 2000-2016 obtenido de MOD05-IR.

En el caso de la selva, las Figura 35c y Figura 36c, muestran que los valores de vapor de agua precipitable en el trimestre DEF se encuentran por encima de 4mm con tendencia a aumentar (disminuir) según MOD05-NIR (MOD05-IR). Asimismo, se observa que los valores de la selva son muy aproximados entre las tres zonas; sin embargo se presentan picos altos que son más notorios en la selva sur en los años 2003 y 2007 para ambas bandas. Esta irregularidad, sobretudo en el año 2003, se pudo deber al evento El Niño durante ese periodo que incremento las precipitaciones en la selva sur en más de 25 por ciento (Sanabria, s.f.).

Según los valores obtenidos con MOD05-NIR (Figura 35c), este evento llevó incluso a que el contenido de VAP en la selva sur para el trimestre DEF de ese año (y también la selva centro), tenga una concentración similar a la que se observa en la selva norte para el mismo periodo, lo que pudo haber generado el exceso de lluvias en esas regiones (Sanabria, s.f.). Este incremento y el del año 2007 sobresalen ya que, en promedio

mensual y trimestral, las concentraciones de VAP en la selva norte y sur difieren de aproximadamente 1 cm (véase Figura 30e y Figura 33a, respectivamente). Esta semejanza de contenido de VAP no ocurre para MOD05-IR (Figura 36c), quien, a diferencia de la banda Infrarrojo Cercano, Presenta una caída de VAP a lo largo de la serie temporal.

Para el trimestre JJA (Figura 35f y Figura 36f) se observa una mejor diferencia de contenido de VAP entre norte, centro y sur, donde los valores más altos se dan en la selva norte y los más bajos en el sur. La diferencia en tendencia también es notoria, presentando un incremento (decrecimiento) de VAP según MOD05-NIR (MOD05-IR).

4.2.4. Análisis de la serie temporal

Para analizar una posible estacionalidad y tendencia de la serie, es necesario determinar si el VAP es una variable estacionaria, para ello las Figura 37 y Figura 38 muestran los correlogramas de VAP diurno según MOD05-NIR y MOD05-IR, respectivamente, para un tiempo de desfase de 15 años y un nivel de significancia (α) de 0.05. En ambas figuras, se observan los mismos resultados.

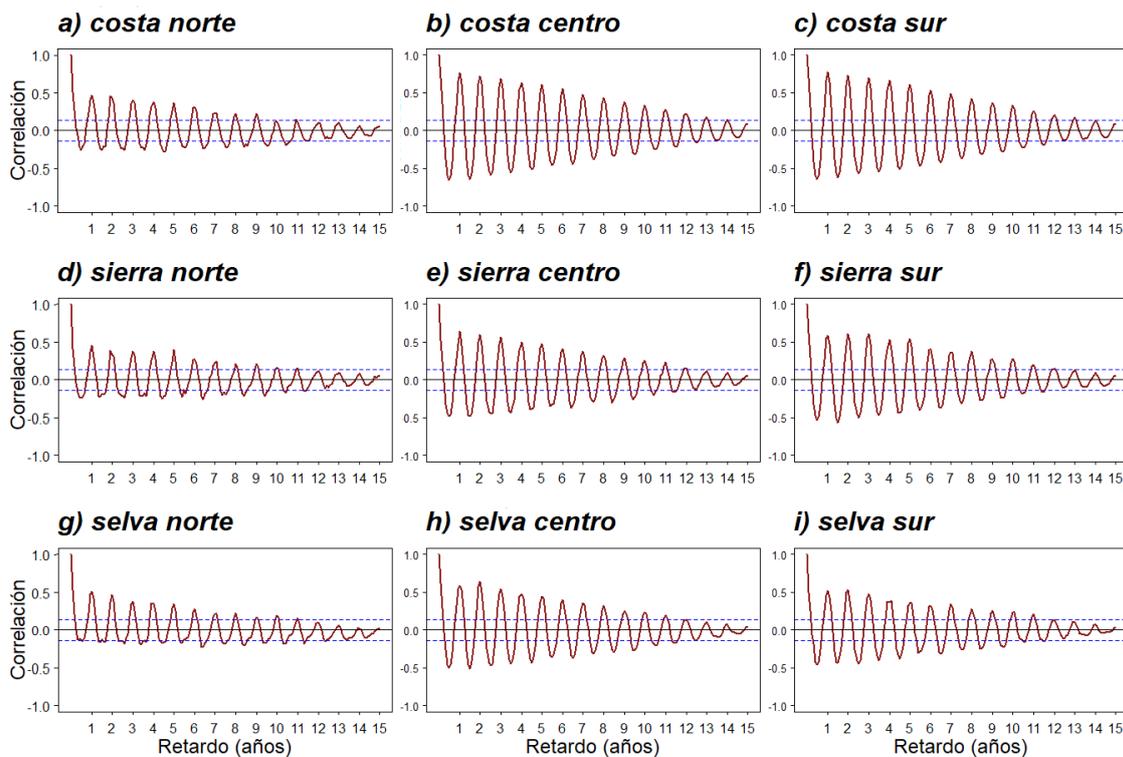


Figura 37: Autocorrelación de la serie temporal de VAP diurno extraído de MOD05-NIR con un desfase de 15 años, para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur. Las líneas azules dividen a los valores que se encuentran por encima del nivel de significancia.

El vapor de agua precipitable es una variable estacionaria en todas las regiones que componen el territorio peruano, presentando un claro ciclo anual, donde la correlación de la serie en sí misma disminuye a mediados de año, teniendo una correlación negativa asociada a los meses donde el VAP es más bajo que en los primeros meses del año. Se puede ver que la oscilación de la autocorrelación de VAP disminuye con el tiempo, es decir, la correlación entre el contenido de vapor de agua precipitable al comienzo de la serie (2000) y quince años después es menor, esto puede estar asociado con una tendencia, pero no necesariamente una tendencia negativa. El factor de tiempo de desfase también puede estar involucrado ya que, al ser una correlación de una variable en determinado tiempo con ella misma en otro tiempo, es normal que la relación sea menor (Wilks, 2011).

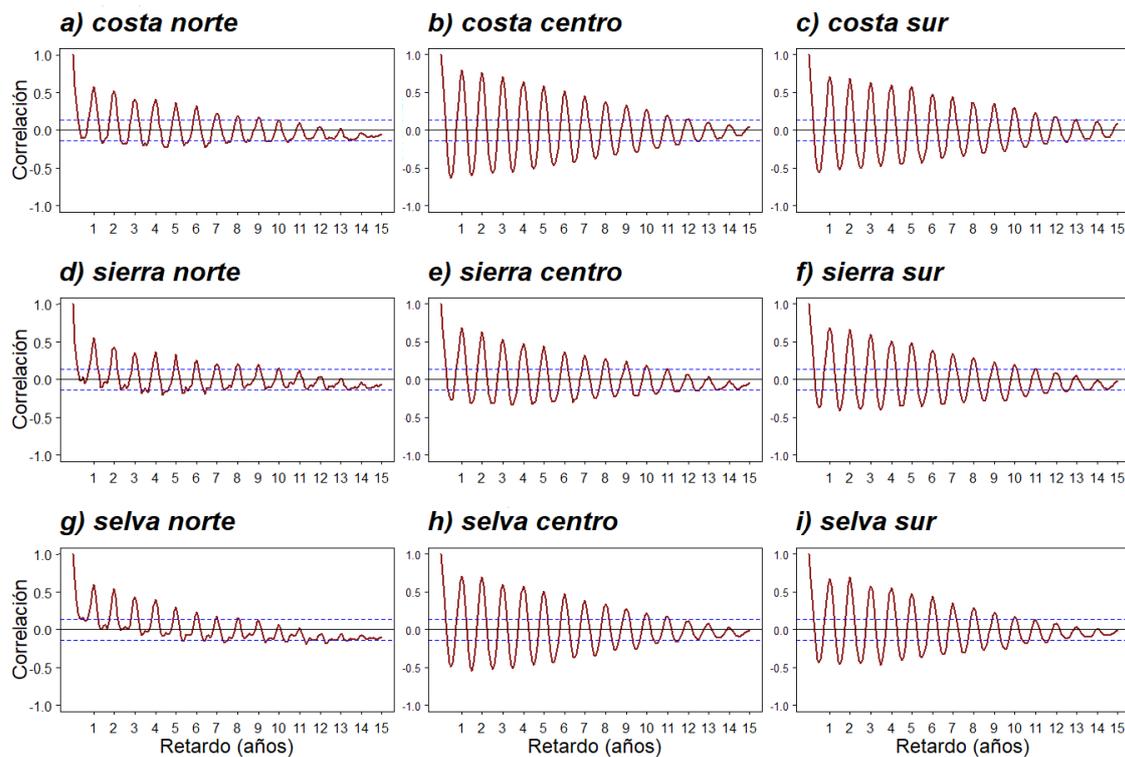


Figura 38: Autocorrelación de la serie temporal de VAP diurno extraído de MOD05-IR con un desfase de 15 años, para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur. Las líneas azules dividen a los valores que se encuentran por encima del nivel de significancia.

En la región norte del territorio (Figura 37a,d,g y Figura 38a,d,g), se observa un pequeño incremento en la correlación, más o menos en seis meses, haciendo referencia a un ciclo bimodal. Este incremento en la correlación se muestra estadísticamente significativo según los valores de MOD05-NIR. Según MOD05-IR, este ciclo se muestra significativo muestra a partir del cuarto año y vuelve a ser no-significativo a partir del sétimo, en el caso de la costa norte y sierra norte (Figura 38a y Figura 38d, respectivamente), y en la

selva norte se muestra significativo entre el séptimo y doceavo año. Esta oscilación podría hacer referencia a un ciclo interanual; sin embargo, la cantidad de datos disponibles no son los suficientes para verificar esta información.

Siguiendo con los resultados obtenidos para la región norte, se observa valores de autocorrelación no tan bajos en comparación con las otras regiones, sobretodo en el periodo de seis meses, esto se debe a que en el norte del país las precipitaciones son más abundantes tanto en verano como en invierno, en comparación con el centro y el sur, que presentan diferencias más marcadas entre invierno y verano, y precipitaciones más bajas. Inclusive, según MOD05-IR, en el caso de la sierra norte y selva norte (Figura 38d y Figura 38g), la autocorrelación a los seis meses de retardo se muestra positiva (significativa en la selva norte), indicando la fuerte correlación existente entre el VAP en un tiempo y seis meses después. En las demás regiones, tanto para MOD05-NIR como para MOD05-IR, se muestra la oscilación anual de la que se habló al comienzo del análisis.

4.2.4.1. Estacionalidad

Las Figura 39 y Figura 40 muestran la distribución de la serie temporal de VAP diurno mensual sobre las nueve subregiones del Perú, analizadas mediante sus respectivos diagramas de cajas extraídos de MOD05-NIR y MOD05-IR, respectivamente. Los diagramas de caja incluyen el primer y tercer cuartil (límites inferior y superior de la caja, respectivamente), la mediana (línea gruesa dentro de la caja), los límites superior e inferior (bigotes) y valores atípicos (puntos arriba y/o debajo de la caja).

Se observa un ciclo anual definido en casi todas las regiones, propio del Sistema de Monzón Sudamericano. Sin embargo, la región norte (costa, sierra y selva) presenta un ciclo bimodal, observado también en las Figuras 37a,d,g y 38a,d,g. Esto podría estar asociado a la trayectoria de la ZCIT, que se ubica cerca al ecuador dos veces en el año (Garreaud y Aceituno, 2008; Melo, Cavalcanti y Souza, 2009). En las demás regiones, los valores más altos de VAP se dan en enero-abril y los mínimos en junio-agosto. Asimismo se observa el alto contenido de VAP (considerando los valores de mediana) en la costa norte y la selva norte, centro y sur.

La distribución del VAP extraído de MOD05-NIR muestra que, en la costa norte (Figura 39a) el vapor de agua precipitable presenta mucha dispersión en sus datos durante el

verano; sin embargo, en invierno se muestran algunos valores atípicos. La costa centro y sur no presentan esta dispersión, el 50 por ciento de los datos de VAP ($P_{0.75} - P_{0.25}$) están más concentrados en torno a la mediana, aunque se ven algunos valores atípicos. La sierra presenta valores de VAP muy concentrados entre sí, aunque la sierra norte presenta algunos valores atípicos por debajo del límite inferior. En el caso de la selva norte, se presenta mayor dispersión de los datos entre noviembre-marzo, además de ser valores muy elevados; la selva centro y sur, por su parte presentan mayor dispersión casi todo el año, excepto en los meses de octubre-noviembre, con valores atípicos por debajo de límite inferior en el mes de febrero.

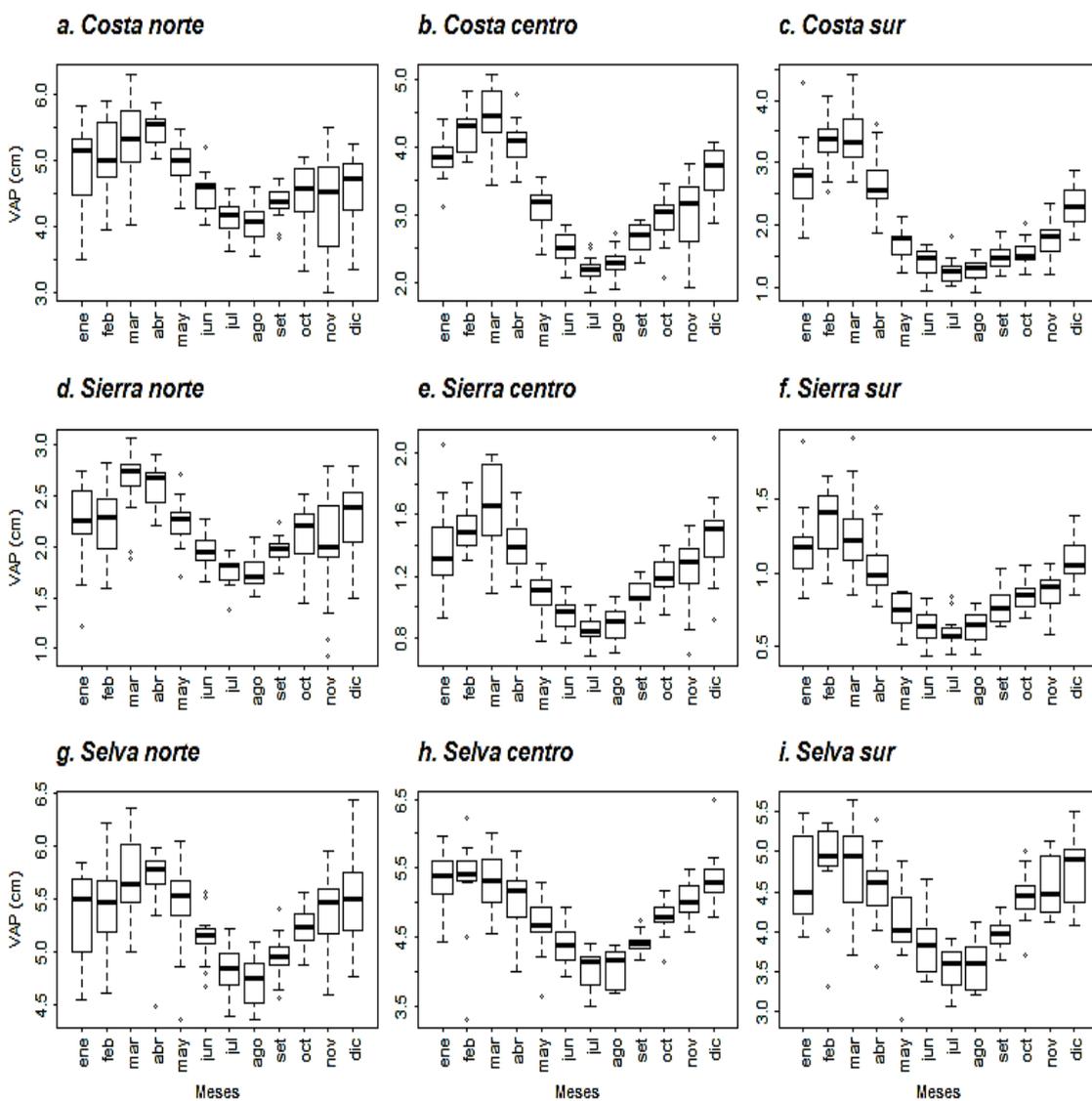


Figura 39: Diagrama de cajas de VAP mensual extraído de MOD05-NIR para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.

La Figura 40 muestra los valores de distribución de VAP mediante MOD05-IR. Se observa una mayor dispersión en la costa (norte, centro y sur) en los meses de incremento de VAP, es decir, entre noviembre y mayo principalmente. En la sierra, a diferencia de los valores obtenidos por MOD05-NIR, se muestra también que la dispersión es mayor en meses de incremento de VAP, aunque este incremento no es intenso. La selva por su parte, presenta mayor dispersión de VAP mensual casi todo el año y en todas las regiones, exceptuando en la selva norte durante el invierno, que presenta muy poca dispersión de datos de VAP.

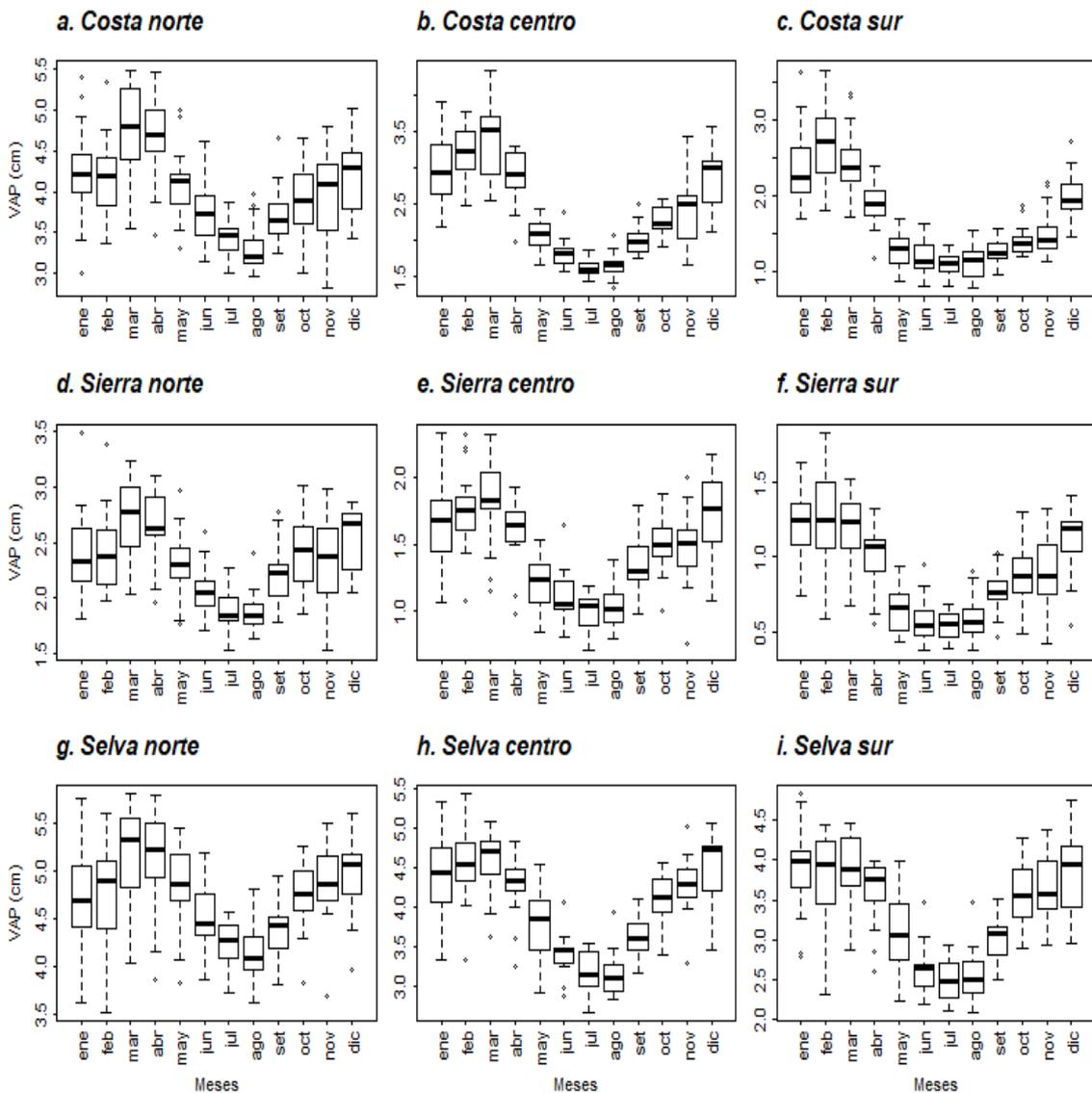


Figura 40: Diagrama de cajas de VAP mensual extraído de MOD05-IR para las subregiones: a) costa norte, b) costa centro, c) costa sur, d) sierra norte, e) sierra centro, f) sierra sur, g) selva norte, h) selva centro, y i) selva sur.

4.2.4.2. Tendencia

Los resultados de la prueba no-paramétrica Mann-Kendal se presentan en la Tabla 8. Los valores resaltados en rojo indican un p-valor menor al nivel de significancia ($\alpha = 0.05$). Estos valores rechazan la hipótesis nula de No tendencia; es decir, aceptan la hipótesis alternativa que indica la existencia de tendencia. Según MOD05-NIR, existe tendencia en la costa norte, sierra norte y selva norte y centro; esta tendencia es positiva en todas las regiones mencionadas ($\tau > 0$) y con una pendiente baja (menor a 0.003 cm por año). En el caso de MOD05-IR se observa que existe tendencia en todas las regiones, excepto la costa sur; sin embargo, al observar los valores de tau, como se mencionó en la Sección 4.2.3, esta tendencia es negativa, es decir, disminuye con el tiempo. Asimismo los valores de pendiente son muy bajos, pero negativos, consecuente con los valores de τ obtenidos.

Tabla 8: Valores de τ , p-valor y pendiente de la tendencia según el análisis Mann-Kendall para las nueve subregiones del área de estudio.

Región	MOD05-NIR			MOD05-IR		
	τ	p-valor	pendiente	τ	p-valor	pendiente
costa norte	0.1621	0.0008	0.0030	-0.3133	2.5309E-11	-0.0046
costa centro	0.0415	0.3895	0.0012	-0.1349	0.0041	-0.0027
costa sur	0.0214	0.6575	0.0003	-0.0844	0.0726	-0.0019
sierra norte	0.1020	0.0343	0.0013	-0.2936	4.0527E-10	-0.0030
sierra centro	0.0648	0.1791	0.0005	-0.2862	1.1074E-09	-0.0027
sierra sur	0.0228	0.6370	0.0003	-0.2730	6.1719E-09	-0.0023
selva norte	0.2066	1.812E-05	0.0024	-0.3977	2.4958E-17	-0.0049
selva centro	0.1192	0.0134	0.0021	-0.2259	1.5099E-06	-0.0036
selva sur	0.0722	0.1354	0.0013	-0.2312	8.5687E-07	-0.0039

4.3. COMPARACIÓN DE DATOS

Antes de realizar la comparación de datos se tuvo en cuenta dos factores: por un lado, como una imagen satelital se compone de pixeles (en nuestro estudio de 1kmx1km o de 5kmx5km), al pasar por el procesamiento presenta un pequeño desfase espacial; por otro lado, las imágenes MODIS pasan una vez al día entre las 14 y 16 UTC, mientras que los radiosondeos se presentan las 12 UTC, lo cual indica un desfase temporal.

La Figura 41 muestra los gráficos de dispersión asociados a la comparación de los datos de VAP de radiosondas con MOD05-NIR (Figura 41a) y MOD05-IR (Figura 41b); cada color de los valores del gráfico indica la estación a la que pertenece (o coordenada geográfica en la que se ubica, ver Tabla 4). Los resultados de la comparación de los productos MODIS de VAP con los valores de radiosondas, muestran una buena correlación para la banda Infrarrojo Cercano frente a la banda del Infrarrojo, con un error cuadrático medio (RMSE) = 0.60 cm y $R^2 = 0.71$ para MOD05-NIR, y RMSE = 0.98 cm y $R^2 = 0.48$ para MOD05-IR (Figura 41).

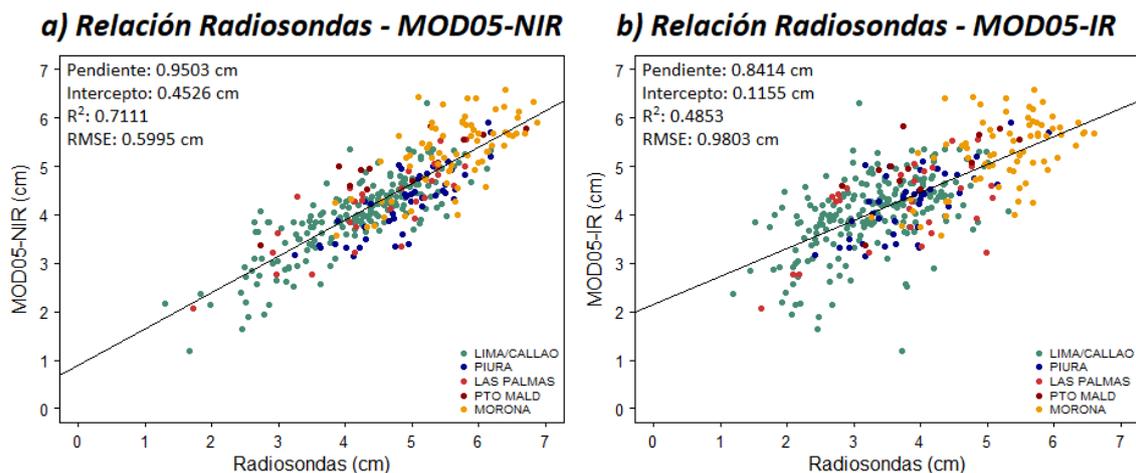


Figura 41: Comparación de los valores de VAP (en cm) extraídos de (a) MOD05-NIR y (b) MOD05-IR con valores de Radiosondeos. La pendiente, intercepto, el coeficiente de determinación (R^2) y el error cuadrático medio (RMSE) también se muestran. La línea negra indica el ajuste lineal.

4.3.1. Análisis de medias

El análisis de medias (Tabla 9) arrojó para MOD05-NIR un p-valor de 0.85, mayor al grado de significancia ($\alpha=0.05$), lo cual indica que las medias de VAP de MOD05-NIR y de Radiosondeo no presentan diferencias estadísticamente significativas. Asimismo, los resultados obtenidos entre los valores de VAP de MOD05-IR y los valores de Radiosondeo arrojaron un p-valor de 0.944, que acepta la Hipótesis nula (H_0), por ende tampoco muestra diferencias significativas.

4.3.2. Análisis de varianzas

Los resultados del análisis de varianzas entre los valores de MOD05-NIR y los valores de Radiosondeo, para un nivel de significancia de 0.05, arrojaron un p-valor de 0.577, por ende se la hipótesis nula fue aceptada, lo que significa que las varianzas entre MOD05-

NIR y los valores de Radiosondeo no presentan diferencias significativas. Por otro lado, la comparación entre MOD05-IR y los Radiosondeos arrojó un resultado de p-valor de 0.0133, un valor pequeño frente al valor del nivel de significancia α (0.05), lo cual lleva a rechazar la hipótesis nula, es decir, las varianzas entre los valores de MOD05-IR y los valores de Radiosondeo presentan diferencias significativas.

Tabla 9: Valores estadísticos de la Prueba t-Student para el análisis de medias significativas entre MOD05-NIR y Radiosondeo, y MOD05-IR y Radiosondeo.

	<i>MOD05-NIR</i>	<i>Radiosondeo</i>	<i>MOD05-IR</i>
Número de muestras	371	371	371
Media	4.5648	4.3271	3.7566
Varianza	1.0473	0.8256	1.2011
Grados de libertad	370		370
Estadístico t	0.2449		0.5653
Diferencia hipotética entre las medias	0.2377		0.5705
Valor crítico de t	1.6490		1.6490
P-valor	0.8540		0.9440

V. CONCLUSIONES

En relación a los objetivos, se concluye:

- Determinar la variabilidad espacial del vapor de agua precipitable en el Perú.

Se encontró que, en general, en los meses de verano, la variabilidad del vapor de agua precipitable (meseta) incrementa conforme aumenta la distancia de influencia (rango), de forma muy rápida. Por otra parte, se encontró mayor variabilidad espacial durante el día que durante la noche, en las regiones de la costa (norte, centro y sur) y la sierra norte y sur.

- Determinar la variación mensual, estacional y multianual del vapor de agua precipitable en el Perú.

En la zona norte del territorio peruano, los mayores valores de VAP se dan entre marzo-mayo y los más bajos se dan entre julio-agosto; mientras que en las otras regiones, los valores más altos de VAP se dan entre enero-abril y los mínimos entre junio-agosto.

Respecto a la variación multianual de VAP se encontraron diferencias entre los valores de MOD05-NIR y MOD05-IR, existe un ligero incremento del VAP durante el periodo de estudio en la zona norte y la región selva, según NIR, y un decrecimiento del VAP durante este periodo según IR.

- Determinar la estacionalidad y tendencia del vapor de agua precipitable en Perú durante los 17 años de estudio.

El contenido de vapor de agua precipitable muestra un claro ciclo anual. Además, este presenta una ligera tendencia al incremento en la región norte (costa, sierra y selva) y en la selva centro, esta tendencia se podría deber a factores asociados al calentamiento global o a los periodos más cortos de ocurrencia del fenómeno del Niño.

- Verificar los resultados obtenidos con datos de radiosondeos.

Se concluye que el producto MOD05 es más confiable si se toman los valores de la longitud de onda del Infrarrojo Cercano (NIR). Sin embargo, estos resultados no pueden ser comprobados al cien por ciento debido a que existe un sesgo horario y de distancia entre el producto MOD05 y los datos de radiosondeo.

VI. RECOMENDACIONES

En relación a los resultados obtenidos, las recomendaciones para futuras investigaciones son:

- Analizar periodos, ya sea asociados a eventos de precipitación extrema y observar la influencia del vapor agua precipitable, o analizar periodos de evento El Niño y observar la influencia de este en el agua precipitable.
- Analizar los patrones de circulación atmosférica asociados a los periodos donde se observan picos en el contenido de vapor de agua precipitable, para determinar una posible existencia de algún fenómeno meteorológico.
- Se recomienda que se evalúe el producto de vapor de agua precipitable de MOD05 en la banda de Infrarrojo, dada la diferencia en los resultados, para determinar si el sensor presenta errores en esa longitud de onda o necesite algún factor de corrección.
- Debido al sesgo presentado por la hora de toma del sensor MODIS y la hora de toma de datos por radiosondeo, se recomienda realizar pruebas *in situ* para la obtención de datos meteorológicos (en este caso, vapor de agua precipitable), tomando en cuenta la hora de toma del satélite Terra-MODIS para realizar una nueva comparación.
- Se recomienda comparar los resultados con otro tipo de sensor, modelo o reanálisis que provea de datos de vapor de agua precipitable.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Abbasy, S, Abbasi, M., Asgari, J. y Ghods, A. (2017). Precipitable water vapour estimation using the permanent single GPS station in Zanjan, Iran. *Meteorol. Appl.*, 24, 415–422.
- Aceituno, P. (1980). Relación entre la posición del anticiclón subtropical y la precipitación en Chile. Relatorio del Proyecto N° E.551.791 del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. 14 p.
- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L. y Pereira, D. S. (2013) GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters.*, 40, 1–6, doi:10.1002/grl.50573
- AGU Special Report. (1995). Water Vapor in the Climate System. Recuperado de <https://www.eso.org/gen-fac/pubs/astclim/espas/pwv/mockler.html>
- Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment*. 9na Ed, Belmont: Brooks/Cole.
- Aldalur, B y Santamaría, M. (2002). Realce de imágenes: Filtrado especial. *Revista de Teledetección*, 17, 31-42. Recuperado de <http://www.aet.org.es/revistas/revista17/AET17-04.pdf>.
- Al-Mashagbah, A. y Al-Farajat, M. (2013). Assessment of Spatial and Temporal Variability of Rainfall Data Using Kriging, Mann Kendall Test and the Sen's Slope Estimates in Jordan from 1980 to 2007. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, 5, 611-618.
- Arraut, J. M. y Satyamurty, P. (2009). Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the South American region. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 48, 1902-1912.
- Barnes, W. L., Pagano, T. S. y Salomonson, V. V. (1998). Prelaunch Characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4), 1088-1100.
- Barry, R. G. y Chorley, R. J. (2010). *Atmosphere, Weather and Climate*. 9na Ed., New York: Routledge.

- Burrough, P. A. (1986). *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford: Clarendon Press.
- Carvalho, J. R. P. de, Vieira, S. R. y Grego, C. R. (2009). Comparação de métodos para ajuste de modelos de semivariograma da precipitação pluvial anual. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 13(4), 443-448.
- Casanova, J. L. (1992). La teledetección en la enseñanza de la meteorología. *Serie geográfica*, 2, 59-63.
- Central Prediction Center. (2018). El Niño/Southern Oscillation (ENSO): Cold & Warm Episodes by Season. Recuperado de https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- Chang, L., Gao, G., Jin, S., He, X., Xiao, R. y Guo, L. (2015). Calibration and evaluation of precipitable water vapor from MODIS infrared observations at night. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 53(5), 2612-2620.
- Chen, G. (2004). A 10-Yr Climatology of Oceanic Water Vapor Derived from the TOPEX Microwave Radiometer. *Journal of Climate*, 17(13), 2541-2557.
- Cressie, N. A. C. (1991). *Statistics for spatial data*. New York, John Wiley & Sons.
- Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Busigner, S., Rocken, C., Solheim, F., Hove, T.V., Ware, R., McClusky, S., Heriring, T.A. y King, R.W. (1996). GPS meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *J. Appl. Met*, 35(6), 830-838.
- Fernández, L. I., Meza, A. M. y Natali, M. P. (2009). Determinación del contenido de vapor de agua precipitable (PWV) a partir de mediciones GPS: primeros resultados en Argentina. *Geoacta*, 34, 35-57.
- Foster, J., Bevis, M. y Raymond, W. (2006). Precipitable water and the lognormal distribution. *J. Geophys. Res.*, 111, D15102. doi: <https://doi.org/10.1029/2005JD006731>.
- Fraser, R. S. y Kaufman, Y. J. (1985). The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. *IEEE J. Geosci. Remotes. Sens.*, 23, 525-633.
- Gallardo A. (2006). Geostadística. *Ecosistemas*, 15(3), 48-58. Recuperado de <http://www.revistaecosistemas.net/index.php/ecosistemas/article/view/161>.
- Gao, B. C. y Kaufman, Y. J. (1998). The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. Recuperado de https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/atbd_mod03.pdf.

- Gao, B. C. y Kaufman, Y. J. (2003). Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *Journal of Geophysical Research*, 108(D13), 4389. doi: 10.1029/2002JD003023.
- Garcia-Mora, T. J. y Mas, J. F. (2011). Presentación del sensor Modis. En: Mas, J. F. (Ed.). *Aplicaciones del sensor Modis para el monitoreo del territorio* (pp. 11-24). México DF., México: INE–Semarnat–CIGA–UNAM. ISBN 978-607-7908-55-5. Recuperado de http://www.ciga.unam.mx/publicaciones/images/abook_file/aplicacionesMODIS.pdf.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2008). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180–195.
- Garreaud, R. D. y Aceituno, P. (2007). Atmospheric Circulation and Climate variable. In: Veblen, T. T., Yung, K. R., Orme, A. R: (Ed.). *The Physical Geography of South America* (pp. 45-57). New York: Oxford University Press, Inc.
- Hansen, J. E. y Travis, L. D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.* 16, 527–610.
- Hubanks, P.A. (2015). *Modis Atmosphere QA Plan for Collection 06*. Recuperado de https://modis-atmosphere.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/QA_Plan_C6_Master_2015_05_05_1.pdf.
- Jáuregui, E. (1986). Distribución del vapor de agua precipitable en México. *Geofísica Internacional*, 25(2), 353-359.
- Kaufman, Y. J. y Gao, B. C. (1992). Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30, 871–884.
- Kendall, M. G. (1975). *Rank Correlation Methods*. 4th Edition, London: Charles Griffin.
- King, M. D., Herring, D. D., Diner, D. J. (1995). The Earth Observing System: A Space-based Program for Assessing Mankind's Impact on the Global Environment. *Optics & Photonics News*, 6(1), 34-39.
- King, M. D., Menzel, W. P., Kaufman, Y. J, Tanré, D, Gao, B. C., Platnick, S., Ackerman, S. A., Remer, L. A., Pincus, R. y Hubanks, P. A. (2003). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 41(2), 442-458.
- Krige, D. G. (1952). A Statistical Analysis of Some of the Borehole Values in the Orange Free State Goldfield. *J. Chem. Metall. Min. Soc. S. Afr.*, 53, 47-70.

- L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A. G., Becker, E. J., Di Liberto, T. E., Gamble, F., Gottschalck, J., Halpert, M. S., Huang, B., et al. (2017). Observing and predicting the 2015–16 El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98, 1363–1382.
- Labraga, J. C., Furumento, O. y López, M. (2000). The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. *Journal of Climate*, 13: 1899-1915.
- Lara, C., Miranda, M., Montecino, V. y Iriarte, J. L. (2010). Chlorophyll-a MODIS mesoscale variability in the Inner Sea of Chiloé, Patagonia, Chile (41–43): Patches and Gradients? *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 45, 217–225.
- Lenters, J.D. y Cook, K.H. (1997). On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, 656–677.
- Longobardi, A. y Villani, P. (2010). Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. *Int. J. Climatol.*, 30, 1538–1546.
- Mann, H. B. (1945). Non-parametric Test against Trend. *Econométrica.*, 13, 245-259.
- Marengo, J. A., Alves, L. M., Soares, W. R., Rodriguez, D. A., Camargo, H., Paredes, M. y Diaz Pablo, A. (2013). Two contrasting seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil. *J. Clim.*, 26(22), 9137–9154.
- Marengo, J. A. y Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *Int. J. Climatol.*, 36: 1033–1050.
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J, Oyama, M. D., Oliveira, G. S, de Oliveira, R., Camargo, H., Alves, L. M. y Brown, I. F. (2008). The drought of Amazonia in 2005. *J. Clim.*, 21, 495–516.
- Marengo, J. A., Soares, W., Saulo, C. y Nicolini, M. (2004). Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, 17, 2261-2280.
- Matheron, G. (1969) *Universal Kriging*. Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique, vol. 1. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau
- Matheron, G. (1971). *The theory of regionalized variables and its applications*. Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique, vol. 1. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau. Recuperado de http://cg.ensmp.fr/bibliotheque/public/MATHERON_Ouvrage_00167.pdf.
- Mattar, C., Sobrino, J. A, Julien, Y. y Morales, L. (2010). Trends in column integrated water vapour over Europe from 1973 to 2003. *International Journal of Climatology*, 31(12), 1749-1757.

- Melo, A. B. C., Cavalcanti, I. F. A. y Souza, P. P. (2009). Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. En: Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J., Silva, M. G. A. J., Dias, M. A. F. S. (Ed.). *Tempo e clima no Brasil* (pp. 25-41). São Paulo, Brasil: Oficina de Textos.
- Menzel, W. P., Seaman, S. W., Li, J. y Gumley, L. E. (2002). *Modis atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document*. Recuperado de http://pyata.cptec.inpe.br/prodmodis/documentos/ATBD_profiles.pdf. Consultado el 28 mar. 2017
- Meted. (2017). Introducción a la meteorología Tropical. In: COMET. *Teledetección*. Recuperado de http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/.
- Mitchell, T. P. y Wallace, J. M. (1992). The annual cycle in the equatorial convection and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 5, 1140–1156.
- MODIS Atmosphere. (2016). *MODIS Atmosphere: Water Vapor Product*. Recuperado de http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD05_L2/.
- NASA. (2017a). *Earth's Atmospheric Layers*. Recuperado de https://www.nasa.gov/mission_pages/sunearth/science/atmosphere-layers2.html (NASA).
- NASA. (2017b). *NASA's Earth Observing System Project Science Office*. Recuperado de <https://eosps.nasa.gov/content/nasas-earth-observing-system-project-science-office>
- Organización Meteorológica Mundial - OMM. (2010). *OMM-N°488: Guía del sistema Mundial de Observación*. Recuperado de https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5440
- Pérez, M. y Gónima, L. (2014). El contenido del vapor de agua de la atmósfera como indicador del calentamiento global en una zona del caribe de Colombia. *Cuadernos de Investigación Geográfica* (en prensa).
- Pérez-Ramírez, D., Whiteman1, D. N., Smirnov, A., Lyamani, H., Holben, B. N., Pinker, R., Andrade, M. y Alados-Arboledas, L. (2014). Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 9596–9613.
- Platnick, S, King, M. D., Ackerman, S. A., Menzel, W. P., Baum, B. A., Riédi, J. C. y Frey, R. A. (2003). The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 41, 459–473.
- Quereda, J. (2005). *Curso de climatología general*. Castelló de la Plana, España: Publicacions de la Universitat Jaume I.

- Richards, J. A. (1995). *Remote Sensing Digital Image Analysis - An Introduction*. Berlín, Alemania: Springer-Verlag.
- Salati, E., Marques, J. y Molion, L. C. B. (1978). Oríem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciência*, 3 (4): 200-206.
- Salomonson, V. V., Barnes, W. L., Maymon, P. W., Montgomery, H. E., Ostrow, H. (1989). MODIS: Advanced facility instrument for studies of the Earth as a system. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 27, 145–153.
- Sanabria, J. (s.f.). *Impacto del evento El Niño en la agricultura peruana campaña 2002 -2003*. Recuperado de <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-15.pdf>
- Seeman, S. W., Borbas, E. E., Li, J., Menzel, W. P. y Gumley, L. E. (2006). *Modis atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document*. Recuperado de https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD07MYD07ATBDC005.pdf
- Sobrino, J. A. (2000). *Teledetección*. Valencia, España: Universitat de Valencia.
- Takahashi, K. (2017) Fenómeno El Niño: “Global” vs “Costero”. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 4(4), 4-7.
- Tukey, J. W. (1977). *Exploratory Data Analysis*. Reading, Inglaterra: Mass, Addison-Wesley.
- Tuller, S. E. (1968). World distribution of mean monthly and annual precipitable water. *Mon. Weather Rev*, 96 (11), 785–797.
- Wallace, J. M. y Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: An introductory survey*. Amsterdam, Holanda: Elsevier Academic Press.
- Wang, H., Wei, M., Li, G., Zhou, S. y Zeng, Q. (2013). Analysis of precipitable water vapor from GPS measurements in Chengdu region: Distribution and evolution characteristics in autumn. *Advances in Space Research*, 52, 656–667.
- White, D. (2016). *The MODIS Conversion Toolkit (MCTK) User's Guide*. Recuperado de <https://github.com/dawhite/MCTK/blob/master/MCTK%20User's%20Guide.pdf>
- Wilks, D.S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Oxford, UK: Elsevier Inc.
- Wong, M. S., Jin, X., Liu, Z., Nichol, J. y Chan, P. W. (2014). Multi-sensors study of precipitable water vapour over Mainland China. *International Journal of Climatology*, 35, 3146-3159.
- Wong, M. S, Jin, X., Liu, Z., Nichol, J., Ye, S., Jian, P. y Chan, P. W. (2015). Geostationary Satellite Observation of precipitable water vapor using an empirical orthogonal function (EOF) based reconstruction technique over eastern China. *Remote Sensing*, 7, 5879-5900.

VIII. ANEXOS

ANEXO 1: TABLAS DE CONTROL DE CALIDAD DE MOD05

a) Control de calidad para la banda de Infrarrojo Cercano.

<i>Scientific Data Set (SDS)</i> : “ <i>Quality Assurance Near Infrared</i> ” Descripción : Indicador de QA del producto y proceso de recuperación de agua precipitable (NIR) a 1x1 km Longitud : 1 byte (8 bits)			
Nombre del bit	Número de bit	Valor del bit	Definición del valor del bit
Bit de utilidad del <i>Total Precipitable Water</i> (NIR)	0	0	No utilizable
		1	Utilizable
Bit indicador de confianza del <i>Total Precipitable Water</i> (NIR)	1-3	000	Pésima confianza (o valor perdido)
		001	Confianza marginal
		010	Buen grado de confianza
		011	Muy buen grado de confianza
Método usado (NIR)	4-5	00	Relación de dos canales
		01	Relación de tres canales
		10	No tiene recuperación
Tipo de superficie	6-7	00	Tierra
		01	Océano despejado
		10	Nube
		11	Brillo solar

b) Máscara de nubes aplicable a la banda de Infrarrojo Cercano.

<i>Scientific Data Set (SDS)</i> : “ <i>Cloud Mask QA</i> ” Descripción : Bits de QA de máscara de nubes a 1x1 km Longitud : 1 byte (8 bits)			
Nombre del bit	Número de bit	Valor del bit	Definición del valor del bit
Estado del bit de máscara de nubes	0	0	No determinado
		1	Determinado
Bit de nubosidad de la máscara de nubes	1-2	00	Nuboso (o valor perdido, si Estado=0)
		01	Probablemente nuboso
		10	Probablemente despejado
		11	Despejado

Continuación...

Bit de determinación de día/noche	3	0 1	Noche (o valor perdido, si Estado=0) Día
Bit de brillo solar	4	0 1	Sí (o valor perdido, si Estado=0) No
Bit de determinación de nieve/hielo	5	0 1	Sí (o valor perdido, si Estado=0) No
Bit de tipo de superficie	6-7	00 01 10 11	Mar o lagos y ríos profundos (o perdido) Costa o ríos y lagos poco profundos Desierto Tierra

c) Control de calidad para la banda de Infrarrojo.

Scientific Data Set (SDS) Descripción Longitud			
: “Quality Assurance Infrared” : Bandera de calidad del producto y procesamiento de recuperación para el agua precipitable (IR) a 5x5km : 5 bytes (40 bits)			
Nombre del bit	Número de bit	Valor del bit	Denificación del valor del bit
Bandera de utilidad del <i>Total Precipitable Water</i> (IR)	0	0	No útil
		1	Útil
Bandera de confianza del <i>Total Precipitable Water</i> (IR)	1-3	000	Malo (o valores perdidos)
		001	Confianza marginal
		010	Buena confianza (No usado comúnmente)
		011	Muy buena confianza (No usado comúnmente)
Repuestos	4-7		TBD
Número de píxeles con nubes	Int 8	0-25	# de píxeles de 1km con nubes en un área de recuperación de 5x5
Número de píxeles despejados	Int 8	0-25	# de píxeles de 1km despejados en un área de recuperación de 5x5
Número de píxeles perdidos	Int 8	0-25	# de píxeles de 1km perdidos en un área de recuperación de 5x5
Método de recuperación usado de vapor de agua (IR)	0-1	00	Técnica <i>Split-Window</i> (11-12 μ m)
		01	Integración del perfil de humedad
		10	Otro
		11	Sin recuperación
Repuestos	2-7		TBD

FUENTE: Adaptado de Hubanks 2015.

ANEXO 2: APLICACIÓN DE LA BANDA DE CONTROL DE CALIDAD

Para aplicar la **banda de control de calidad (QA)** a las **imágenes de Infrarrojo Cercano**, según el Anexo 1a, se tomaron los cuatro primeros bits, donde el primer bit puede tomar el valor de 0 (pixel no útil) o 1 (pixel útil) y los siguientes tres bits indican el grado de confianza, que parten de 000 (pésima confianza) a 011 (muy buena confianza), el resto de bits nos indican los métodos usados y superficie, estos no fueron usados para la clasificación por su irrelevancia en esta investigación.

De los cuatro bits necesarios, los que indican buena calidad forman el número binario 0111. Los valores de los pixeles son valores en coma flotante debido al procesamiento, entonces primero se debe crear una función que convierta los valores de coma flotante a byte

FUNCTION, byte_qawv, qa

$$r = \text{byte}(qa)$$

De esta función se tienen los valores de cada pixel en bytes pero en números decimales, el binario 0111 toma el valor de 7. Es a este valor en decimal que se le realiza una operación bit a bit, para posteriormente crear la máscara que elimina los pixeles de mala calidad.

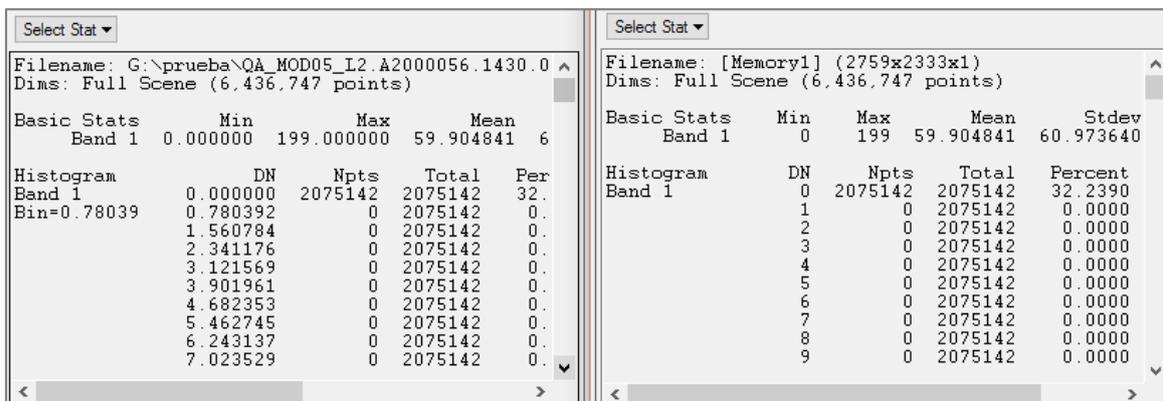


Figura 1: Estadísticas de la banda QA en coma flotante (izquierda) y en byte (derecha).

Una operación bit a bit es una operación lógica de números binarios sobre cada uno de sus bits. En la Figura 2 se muestran los resultados al utilizar el operador AND; con esta

operación se buscó que los bits de los pixeles de la banda de QA que tengan valores distintos a los bits reconocidos como valores de buena calidad fueran convertidos en cero.

A	B	A AND B
1	1	1
1	0	0
0	1	0
0	0	0

Figura 2: Operador bit a bit AND

Entonces se realizó la siguiente función

$$bw = b1 \text{ AND } 7$$

Esta función aplica el bitwise entre la banda de QA convertida a bytes y el número 7 (0111). A partir de esta función se generó una nueva imagen (o ráster) donde se observan los resultados de la operación bit a bit (Figura 3), además al analizar las estadísticas del ráster se observa que los valores de los ND ya no abarcan hasta los 255 si no hasta el 7 (Figura 4).

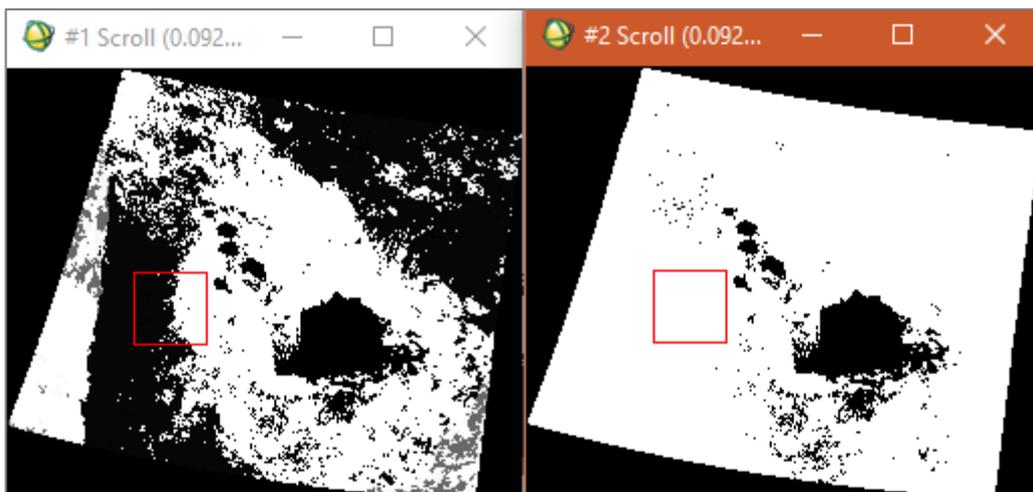


Figura 3: Imagen de la banda QA sin operar (izquierda) y con la operación lógica aplicada (derecha).

Los valores obtenidos en el nuevo ráster fueron sometidos luego a una comparación del resultado que se desea. Dentro de la tabla se tienen dos valores importantes, cuando la el nivel de la calidad del pixel presenta un buen grado de confianza (0101, 5 en decimal) y cuando presenta un excelente grado de confianza (0111, 7 en decimal), entonces se realizó

una comparación para que los pixeles que posean estos valores sean considerados como pixeles de buena calidad mediante la función

$$bq = b2 \text{ GE } 5 \text{ AND } b2 \text{ LE } 7$$

Select Stat				
Filename: [Memory2] (2759x2333x1)				
Dims: Full Scene (6,436,747 points)				
Basic Stats	Min	Max	Mean	Stdev
Band 1	0	7	4.601945	3.253315
Histogram	DN	Npts	Total	Percent
Band 1	0	2075147	2075147	32.2391
	1	0	2075147	0.0000
	2	0	2075147	0.0000
	3	205127	2280274	3.1868
	4	0	2280274	0.0000
	5	44568	2324842	0.6924
	6	0	2324842	0.0000
	7	4111905	6436747	63.8817

Figura 4: Estadísticas de la banda operada bit a bit.

Esta función dice que va a tomar los valores de ND que sean iguales o mayor a 5 e iguales o menor a 7, no hay problema en tomar en cuenta el número 6 ya que es un valor que no existe dentro de los ráster, así que no influye (Figura 5). Este último ráster es el que se considera como máscara, de hecho, cuando se observan las estadísticas, se nota que los valores del ND varían de 0 a 1, siendo 0 los pixeles que no presentan buena calidad y 1 los que sí lo presentan (Figura 6).

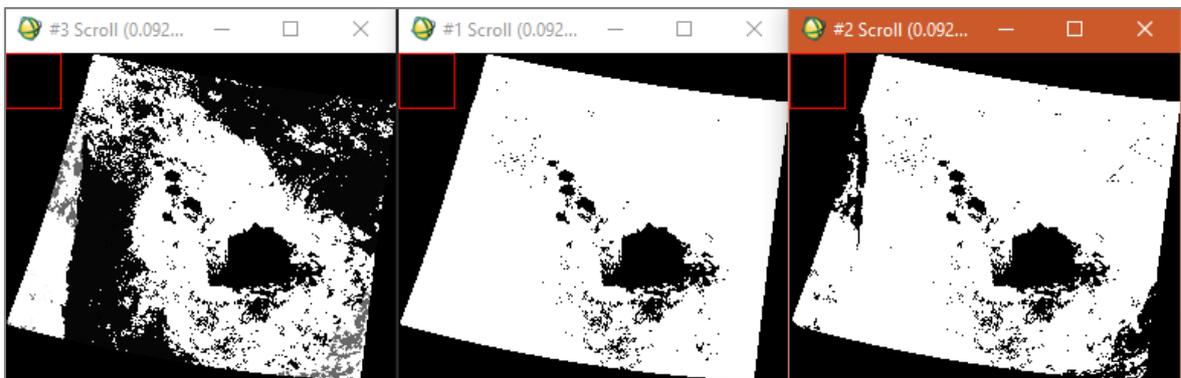


Figura 5: Imágenes de la banda QA sin operar (izquierda), con operación bit a bit (medio) y la máscara obtenida por comparación (derecha).

Esta máscara fue aplicada a la imagen de vapor de agua en Infrarrojo Cercano procesada; al final solo quedaron los pixeles con buena información. Lo mismo se realizó para la **máscara de nubes en Infrarrojo Cercano**, donde según el Anexo 1b, los valores que cuentan con buena información (cielo despejado), son los que se asemejan a los códigos

binarios 101 (número 5 en decimal) y 111 (número 7 en decimal), por lo que se procedió a realizar el mismo procedimiento que para QA teniendo como referencia estos valores.

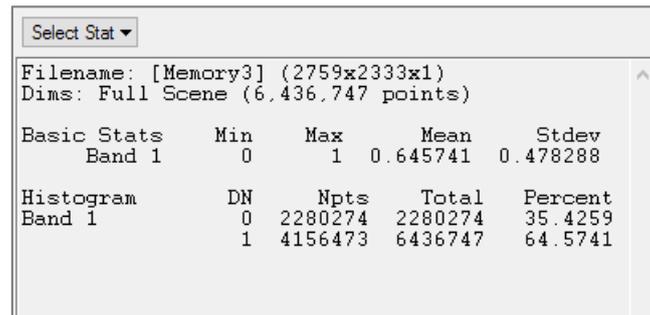


Figura 6: Estadísticas de la imagen final (máscara).

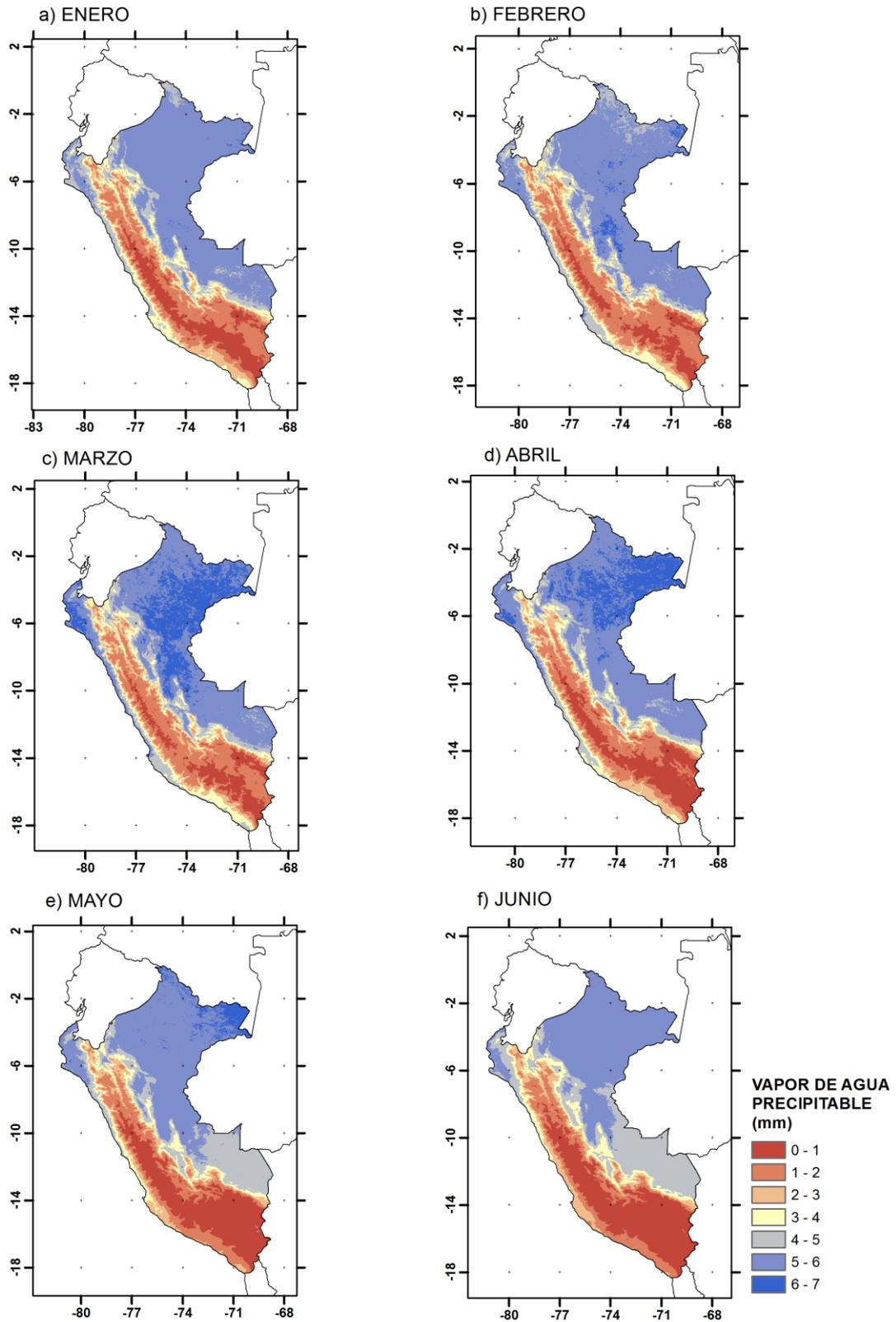
Para el caso del **control de calidad para imágenes de vapor de agua en Infrarrojo** se tuvo que la banda de QA contiene 5 bytes (Anexo 1c), de las cuales solo la primera fue necesaria para reconocer la calidad del producto. El procedimiento fue el mismo ya que los valores correspondientes a buena calidad resultaron ser los mismos que se tomaron para Infrarrojo Cercano.

**ANEXO 3: CANTIDAD DE IMÁGENES MODIS DE VAPOR DE AGUA
PRECIPITABLE OBTENIDAS POR AÑO.**

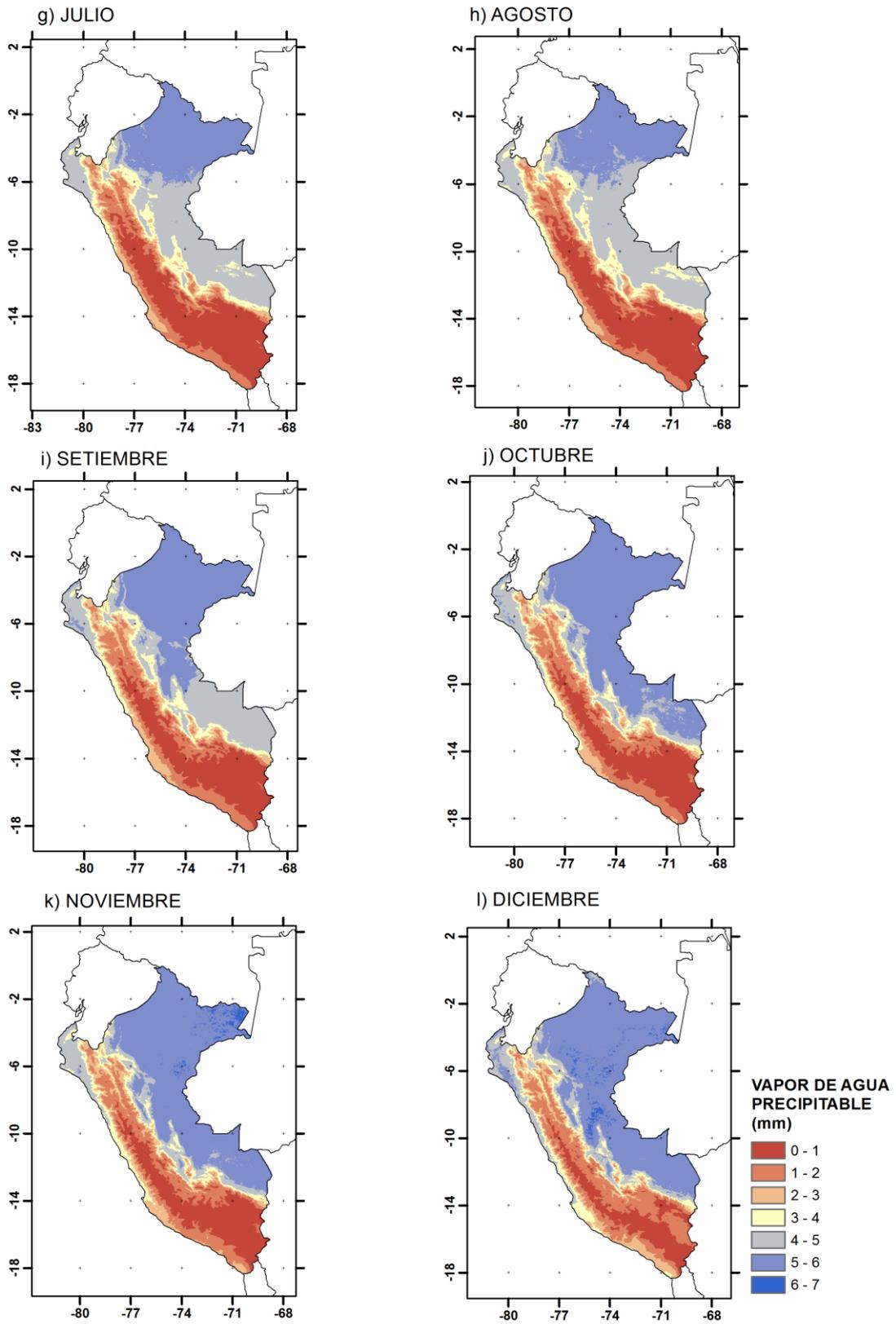
		Años																	
		2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Meses																			
NIR (día)	1	-	-	12	5	9	7	6	2	1	2	4	3	4	4	3	2	10	-
	2	-	-	1	3	6	1	4	7	4	-	2	1	3	-	2	1	-	-
	3	2	3	1	2	2	1	1	2	6	1	5	2	5	5	3	2	8	-
	4	7	14	5	11	10	9	10	6	10	6	14	9	6	18	7	4	10	-
	5	18	15	18	15	20	26	24	18	20	19	18	19	21	13	9	9	24	-
	6	15	9	17	23	19	24	20	26	19	23	24	21	23	16	20	21	20	-
	7	19	21	13	23	18	28	28	20	27	22	26	23	26	24	21	21	28	-
	8	17	25	23	23	19	25	22	23	25	25	21	27	26	21	25	28	27	-
	9	19	19	18	18	16	20	22	16	20	24	17	19	24	25	18	24	22	-
	10	16	15	10	18	11	14	12	16	11	14	14	7	16	11	14	14	16	-
	11	16	8	6	16	9	12	5	10	12	10	12	15	9	12	11	10	17	-
	12	11	7	5	3	8	6	5	8	9	4	6	3	1	12	7	8	11	-
IR (día)	1	-	8	19	12	15	17	12	7	3	8	7	8	12	14	7	6	14	9
	2	1	7	3	8	12	9	8	14	8	4	9	5	4	6	4	4	2	10
	3	4	9	5	9	9	12	6	9	11	7	13	9	13	9	8	4	13	-
	4	15	20	16	21	18	21	18	19	21	15	23	14	13	24	20	7	19	-
	5	24	22	23	24	27	30	26	24	23	26	23	24	25	21	22	18	29	-
	6	19	13	20	25	23	28	23	28	22	26	27	26	27	22	24	27	26	-
	7	26	25	23	27	25	29	29	29	31	25	28	25	29	29	24	26	29	-
	8	17	29	29	24	24	30	26	27	27	30	27	28	29	25	27	29	29	-
	9	24	25	25	27	23	25	27	25	28	26	25	24	26	27	23	27	27	-
	10	19	23	21	27	19	19	22	19	18	22	19	17	20	19	19	17	21	-
	11	24	15	17	22	19	20	11	18	21	15	18	21	17	20	13	13	24	-
	12	15	15	11	6	15	10	12	14	17	7	11	8	10	17	9	12	16	-
IR (noche)	1	-	2	6	9	4	8	4	5	-	1	5	2	3	6	4	4	8	-
	2	-	2	-	-	6	2	2	4	1	1	1	-	2	-	-	1	2	-
	3	4	2	1	4	1	3	-	1	1	1	3	2	3	2	3	2	8	-
	4	7	14	6	12	12	12	9	8	10	8	16	7	6	21	13	6	13	-
	5	20	18	20	17	24	28	25	20	24	22	19	21	20	13	19	17	27	-
	6	24	9	19	26	23	26	21	25	22	25	22	22	27	19	24	26	22	-
	7	25	17	23	25	23	28	29	25	26	26	23	24	28	27	23	26	28	-
	8	17	25	26	24	22	27	23	24	22	23	27	24	27	21	25	27	27	-
	9	23	18	16	22	19	19	21	21	21	17	19	18	21	23	18	19	23	-
	10	17	13	12	20	11	12	12	14	9	15	11	8	8	8	14	11	12	-
	11	14	5	7	14	9	11	5	7	10	6	12	12	9	14	9	8	18	-
	12	9	9	6	2	4	4	5	4	2	3	2	4	-	6	3	11	5	-

ANEXO 4: PROMEDIO MENSUAL DE VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE PARA EL PERÚ

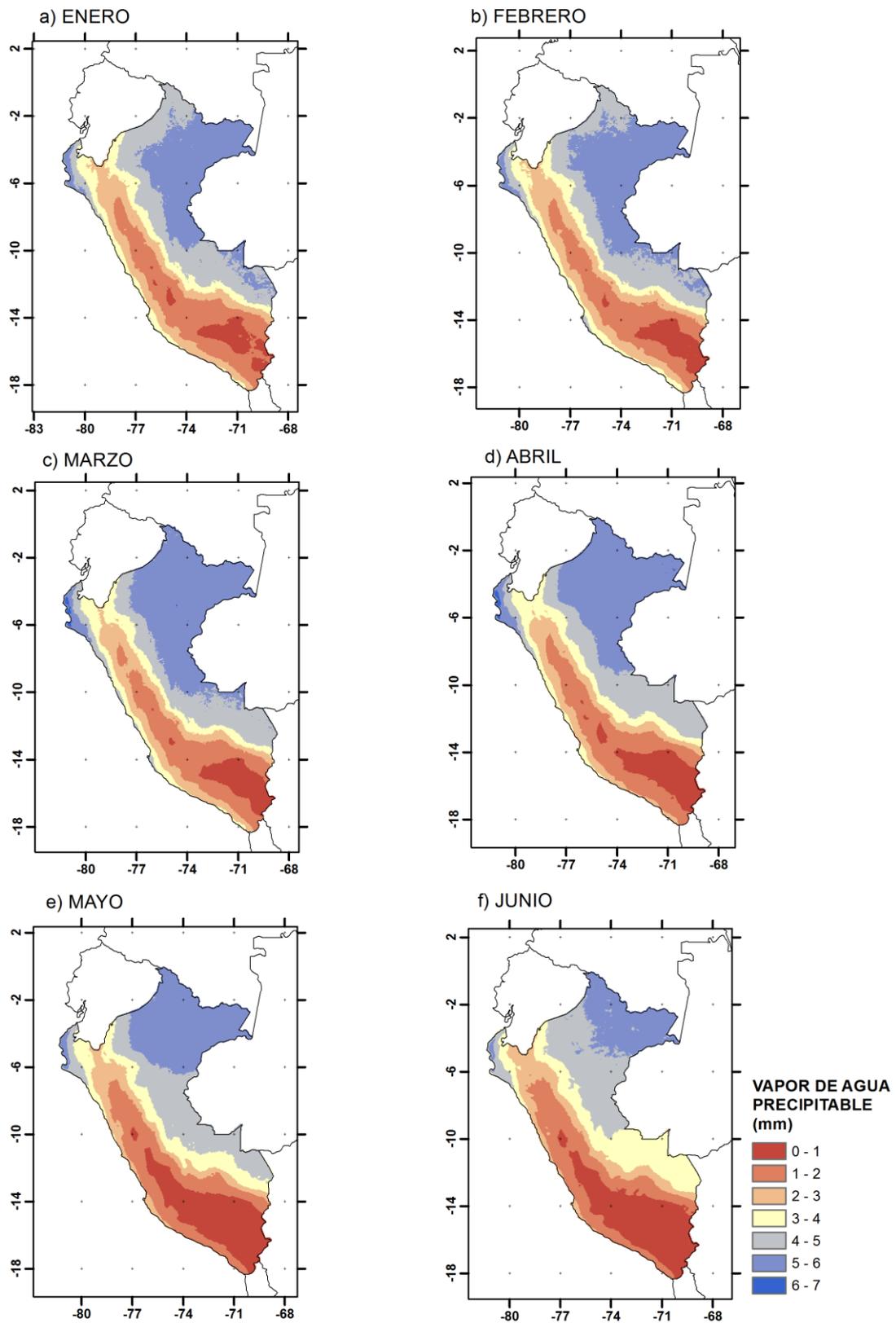
a) Infrarrojo Cercano (MOD05-NIR)



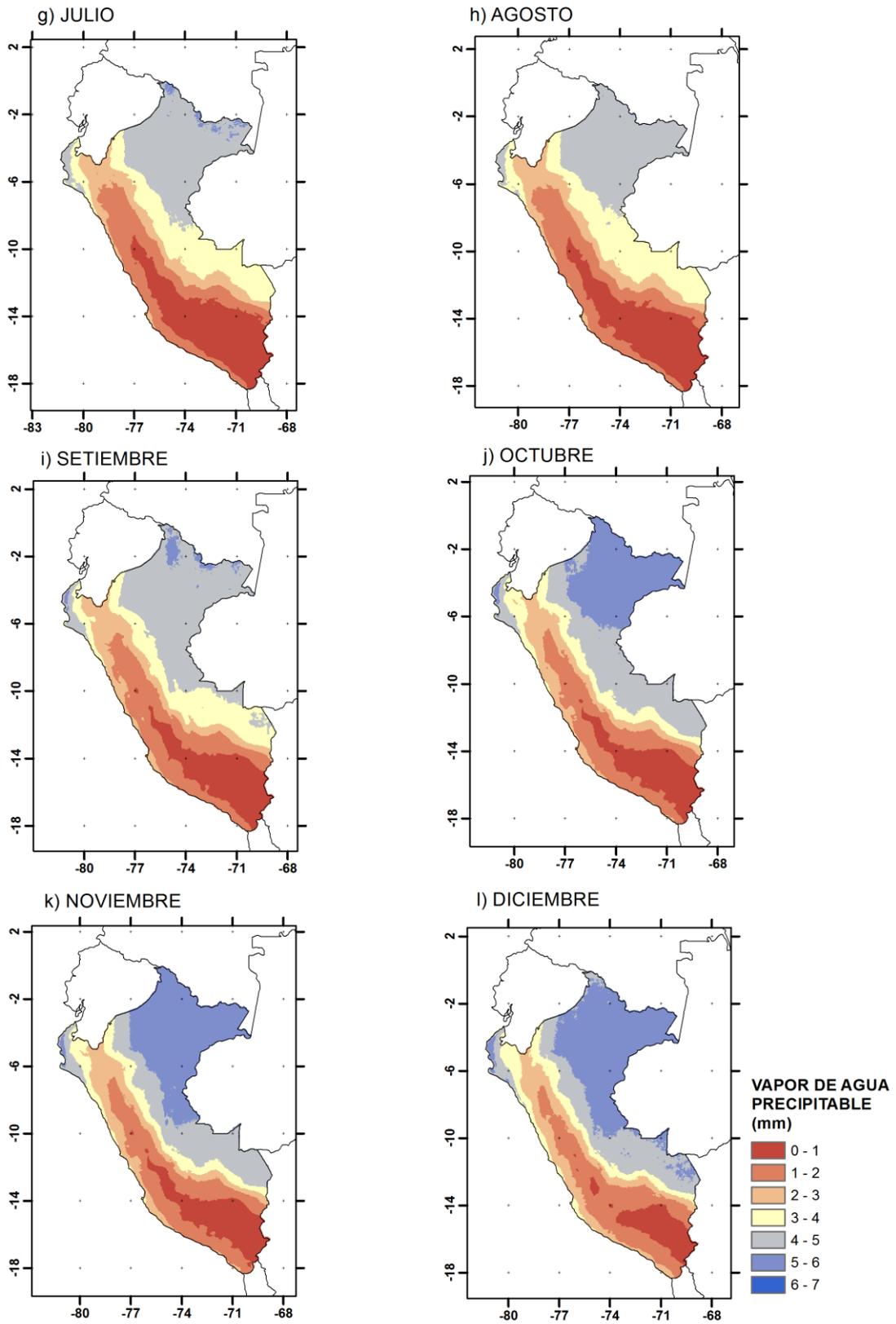
Continuación...



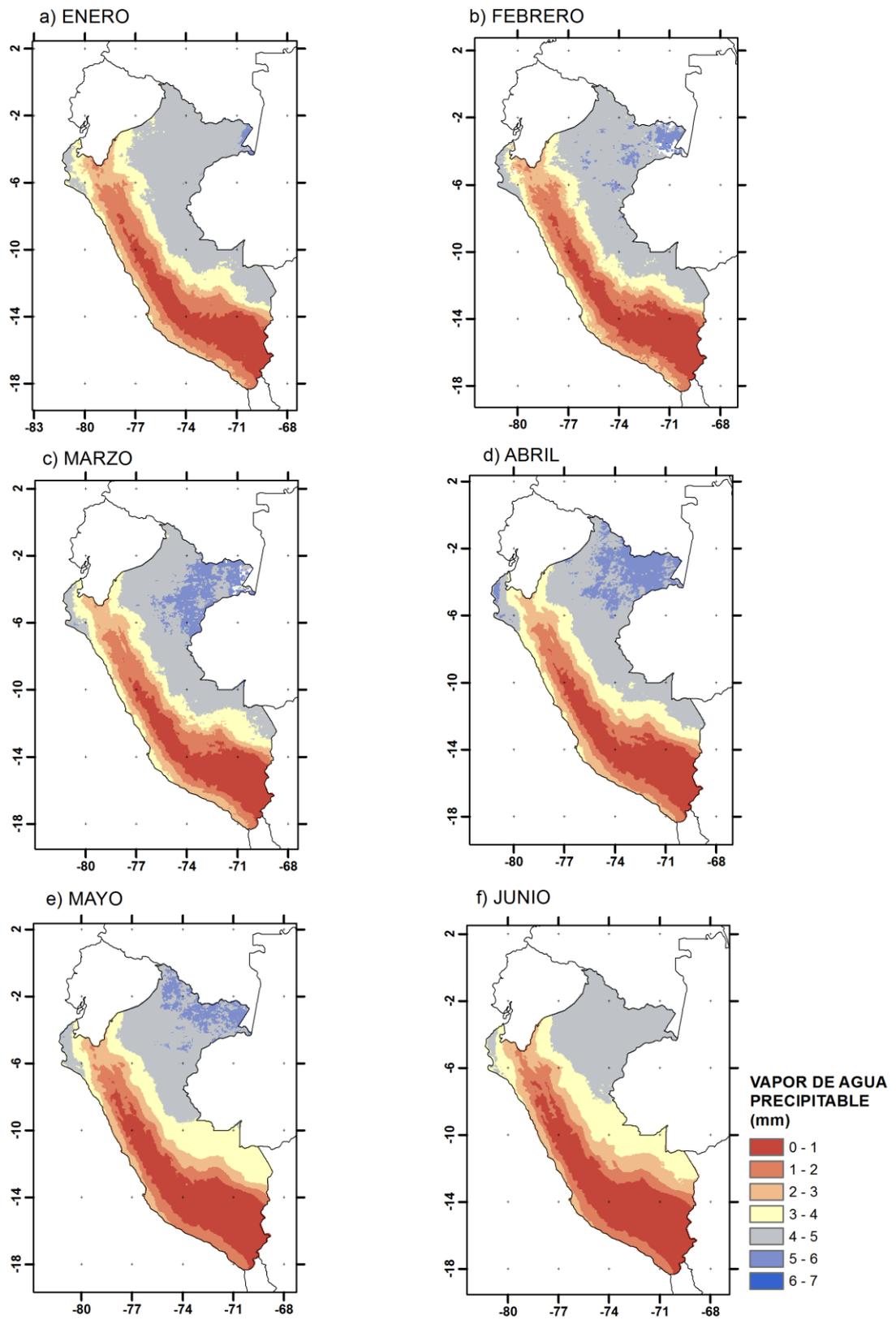
b) Infrarrojo-dia (MOD05-IR)



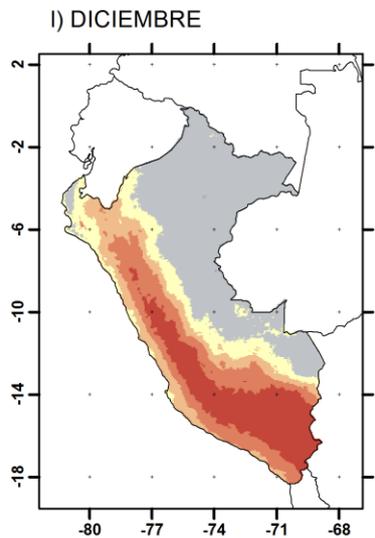
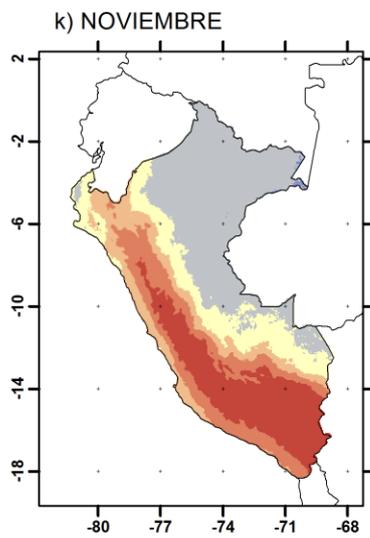
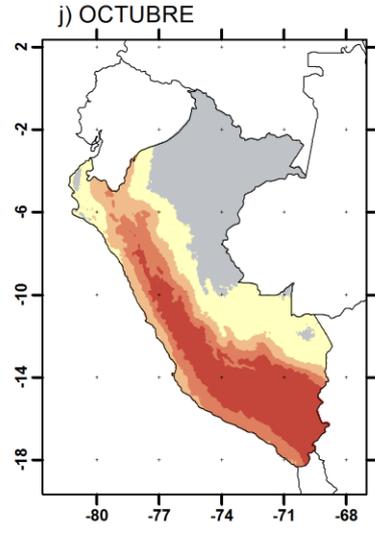
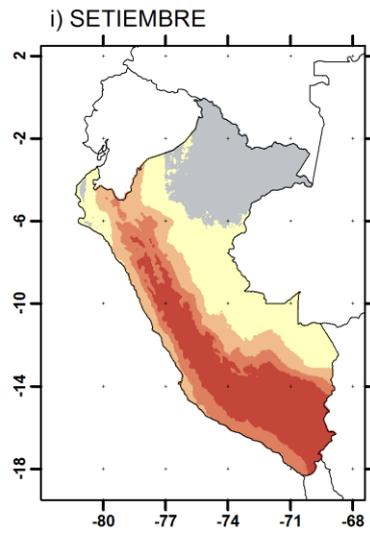
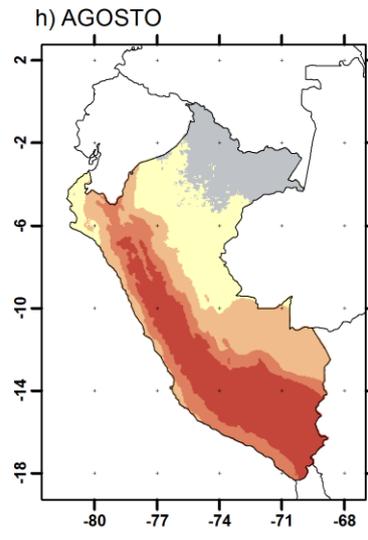
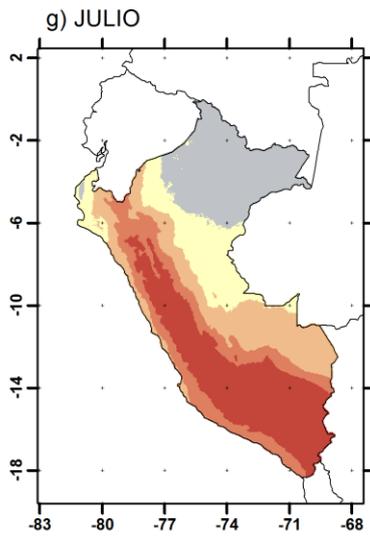
Continuación...



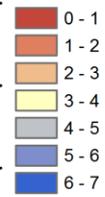
c) Infrarrojo-noche (MOD05-IR)



Continuación...

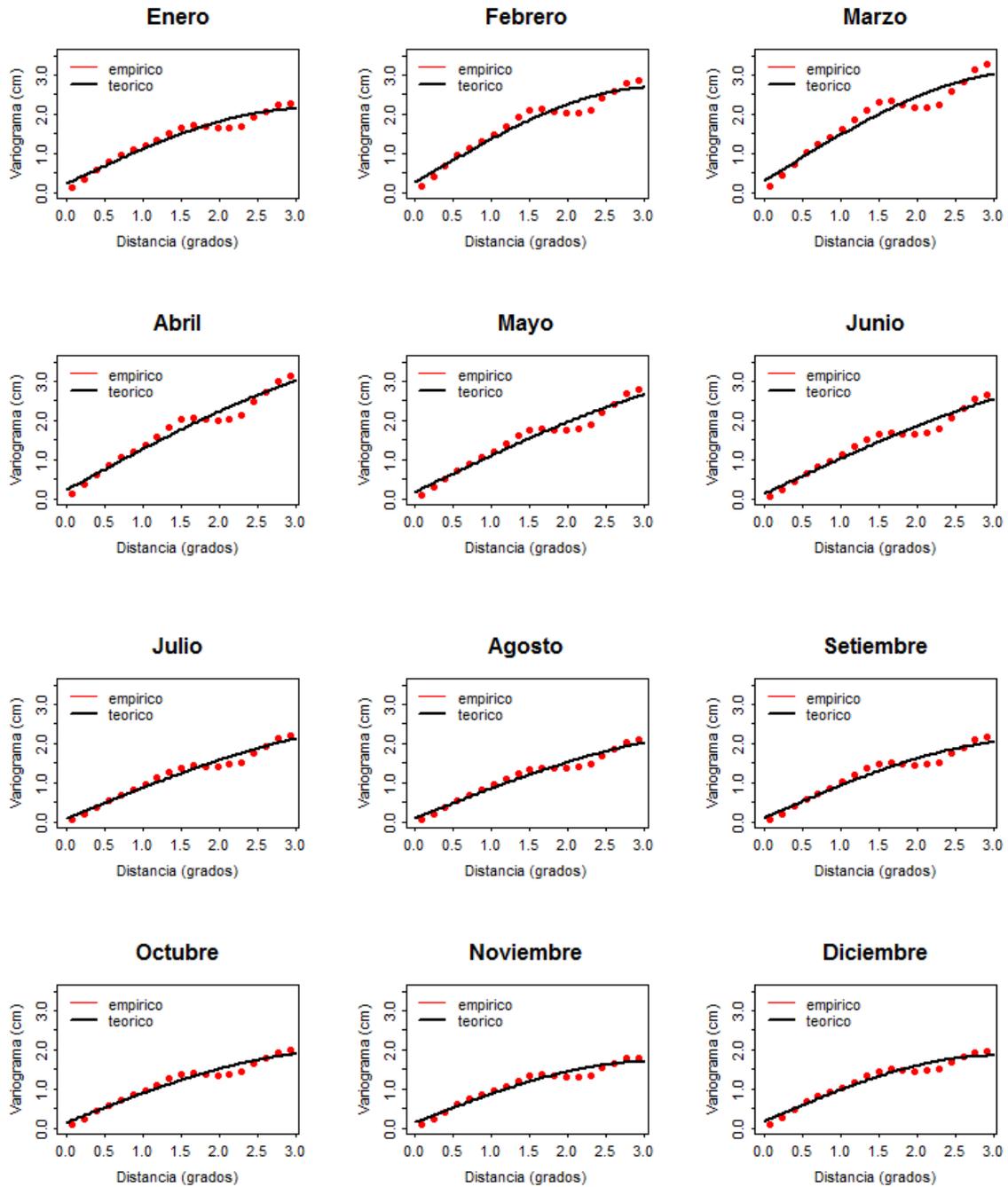


VAPOR DE AGUA
PRECIPITABLE
(mm)

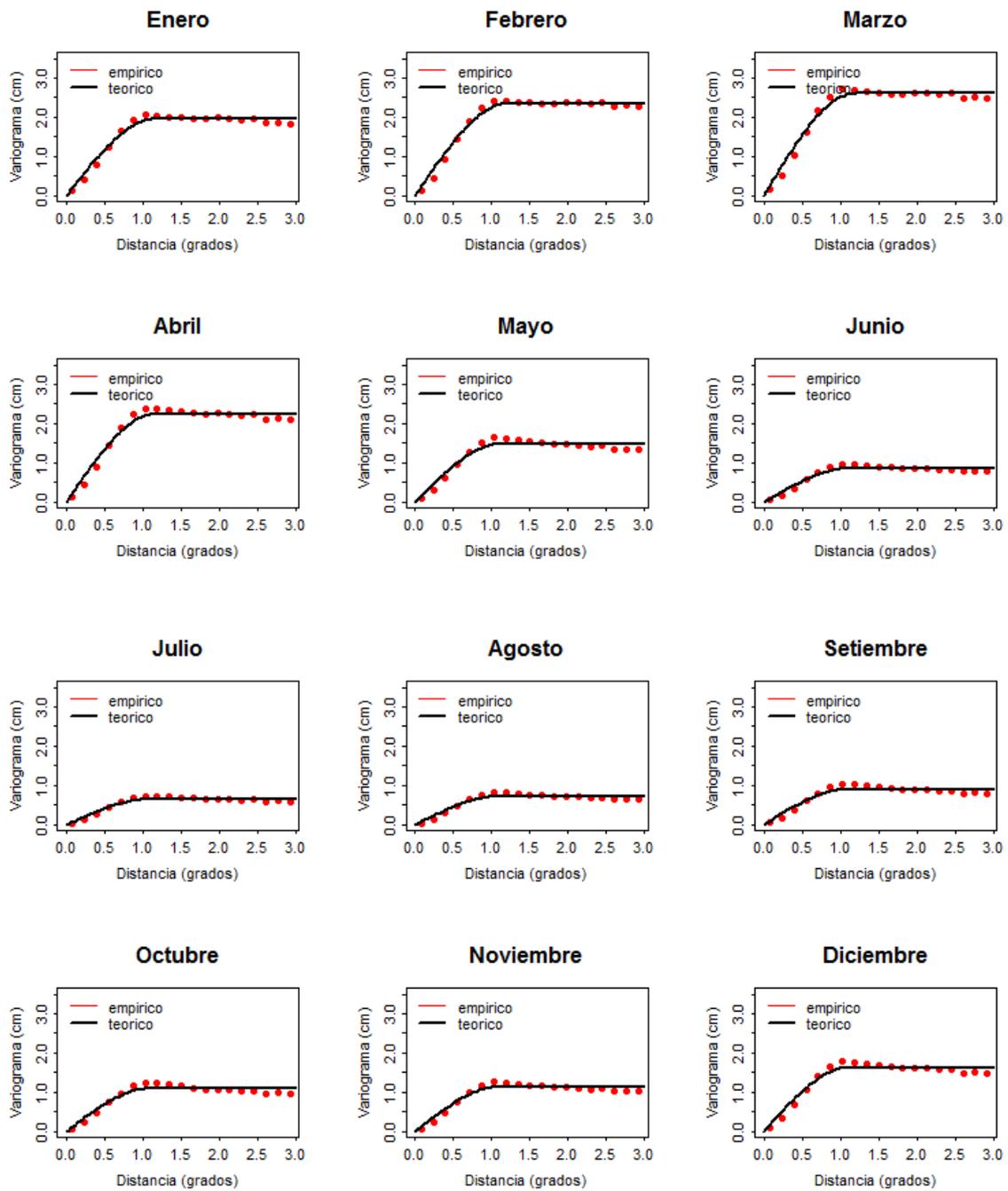


ANEXO 5: GRÁFICOS DE VARIOGRAMAS OMNIDIRECCIONALES POR REGIONES PARA IMÁGENES DE INFRARROJO CERCANO (MOD05-NIR).

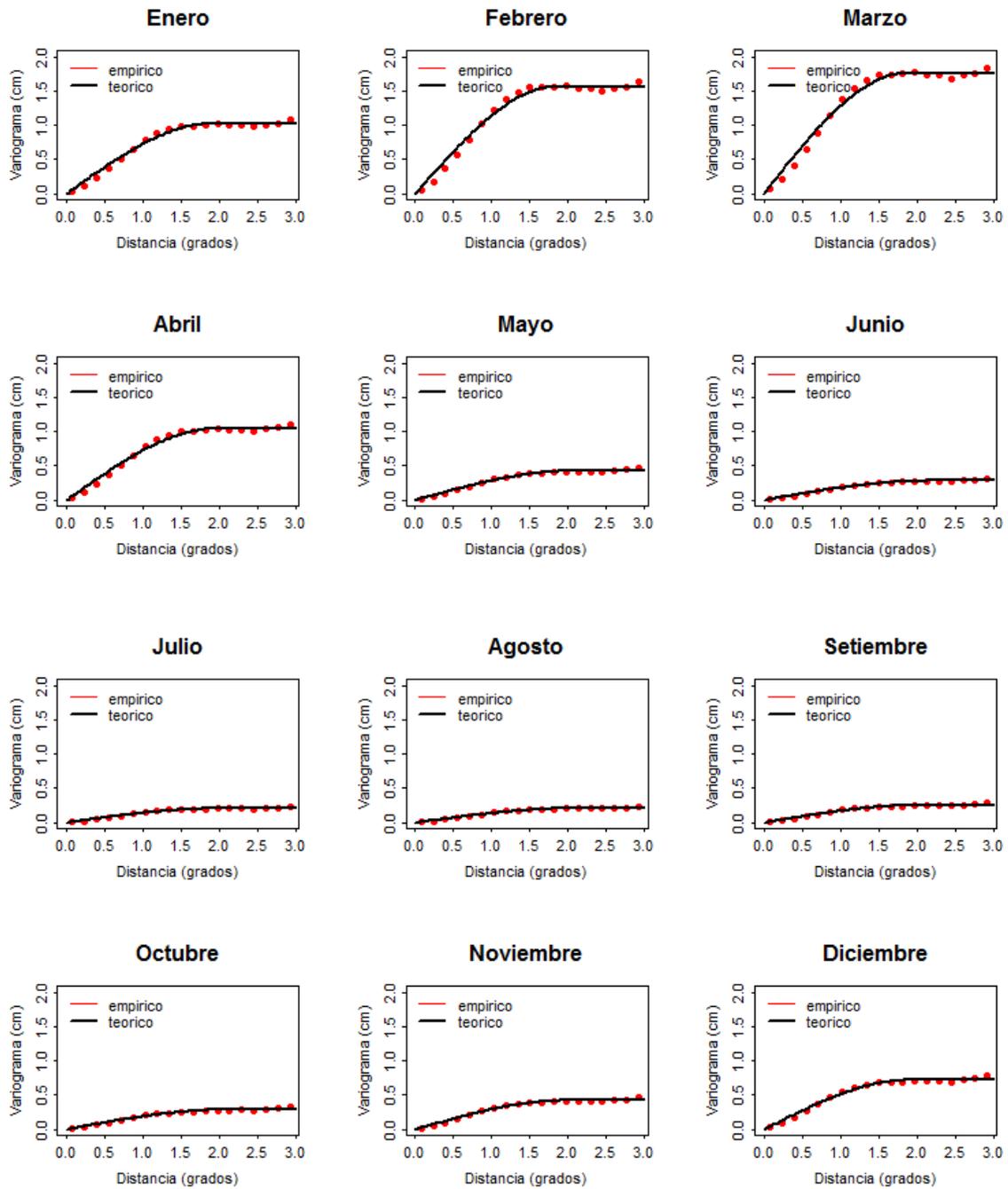
a) Costa norte



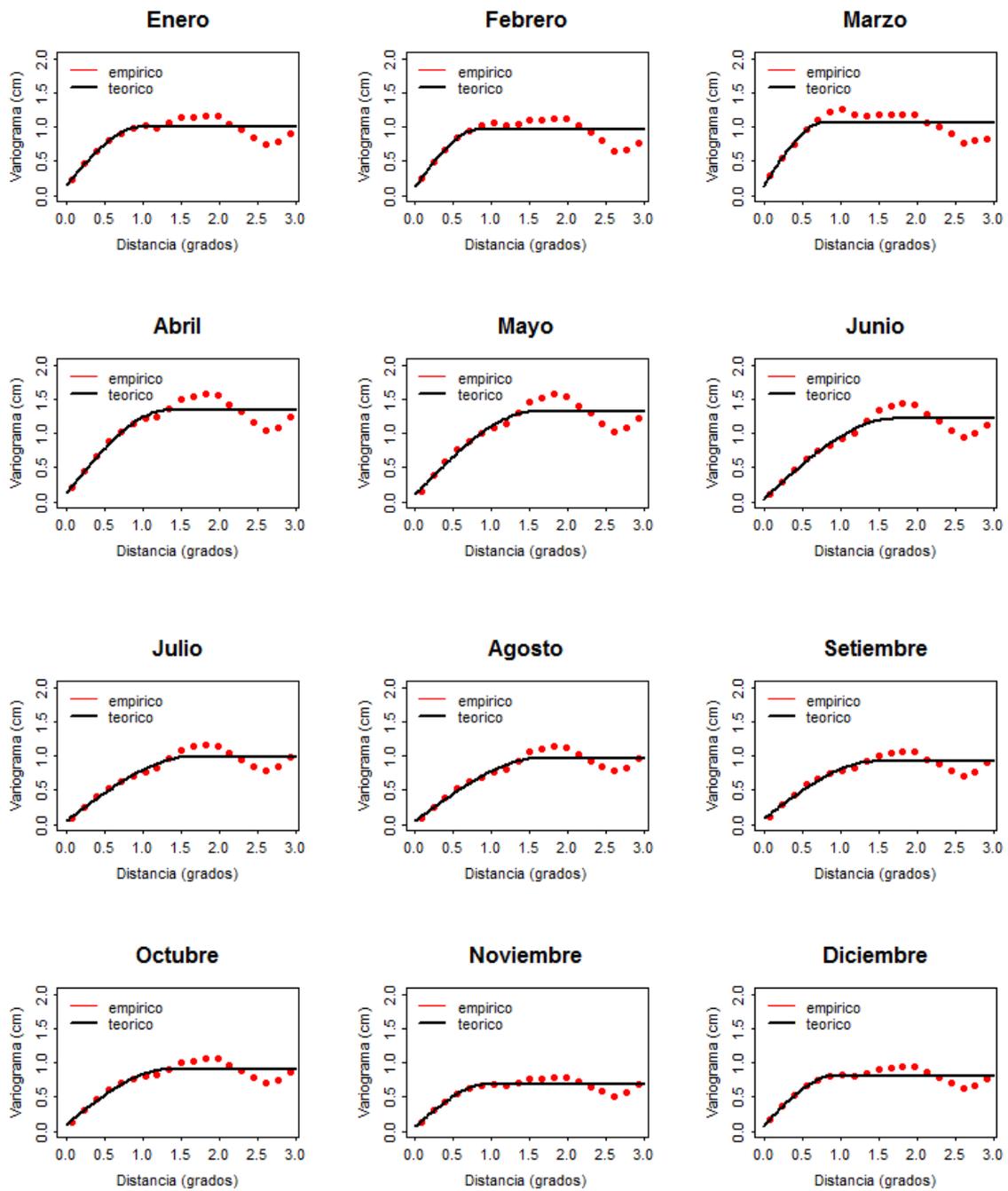
b) Costa centro



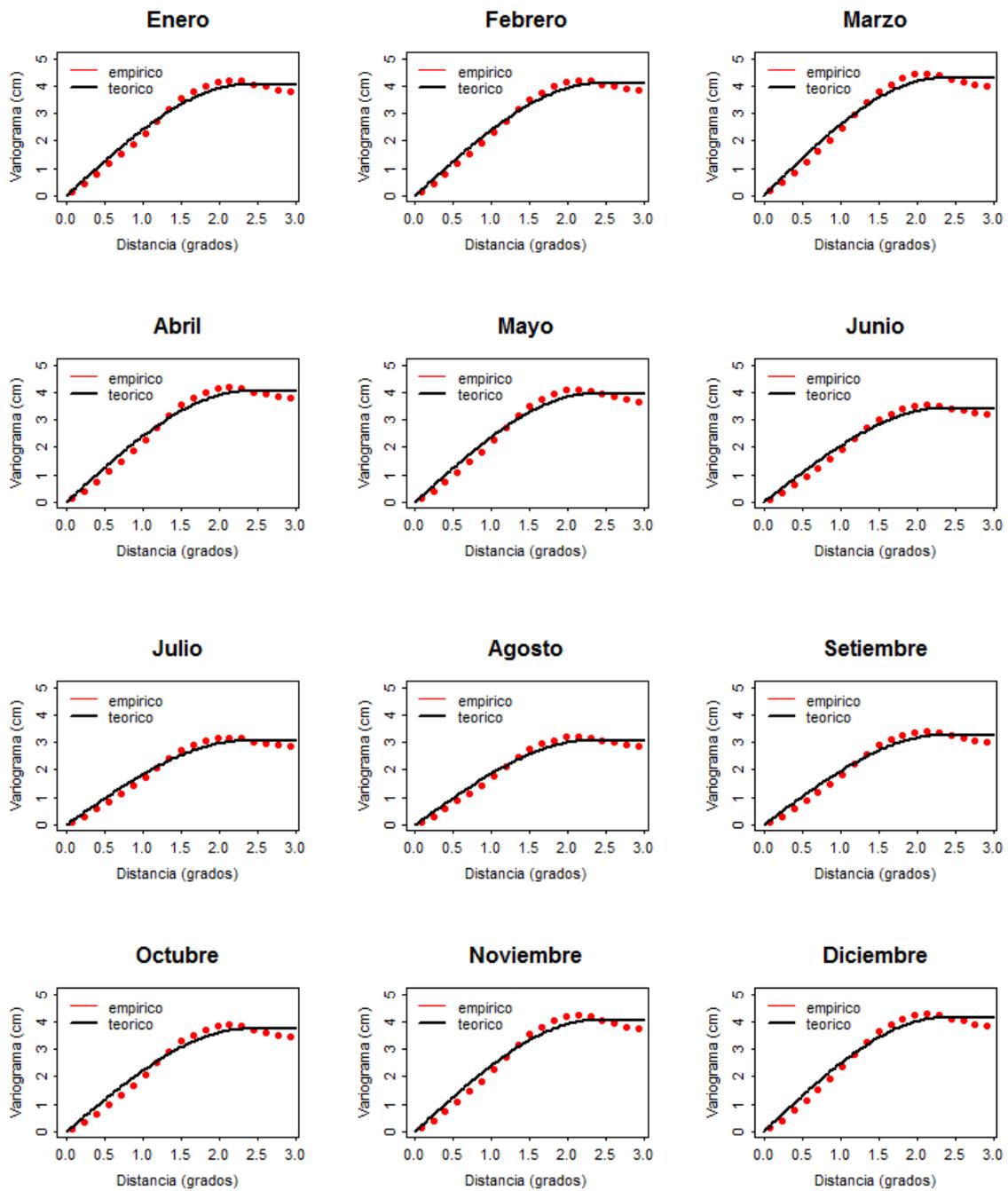
c) Costa sur



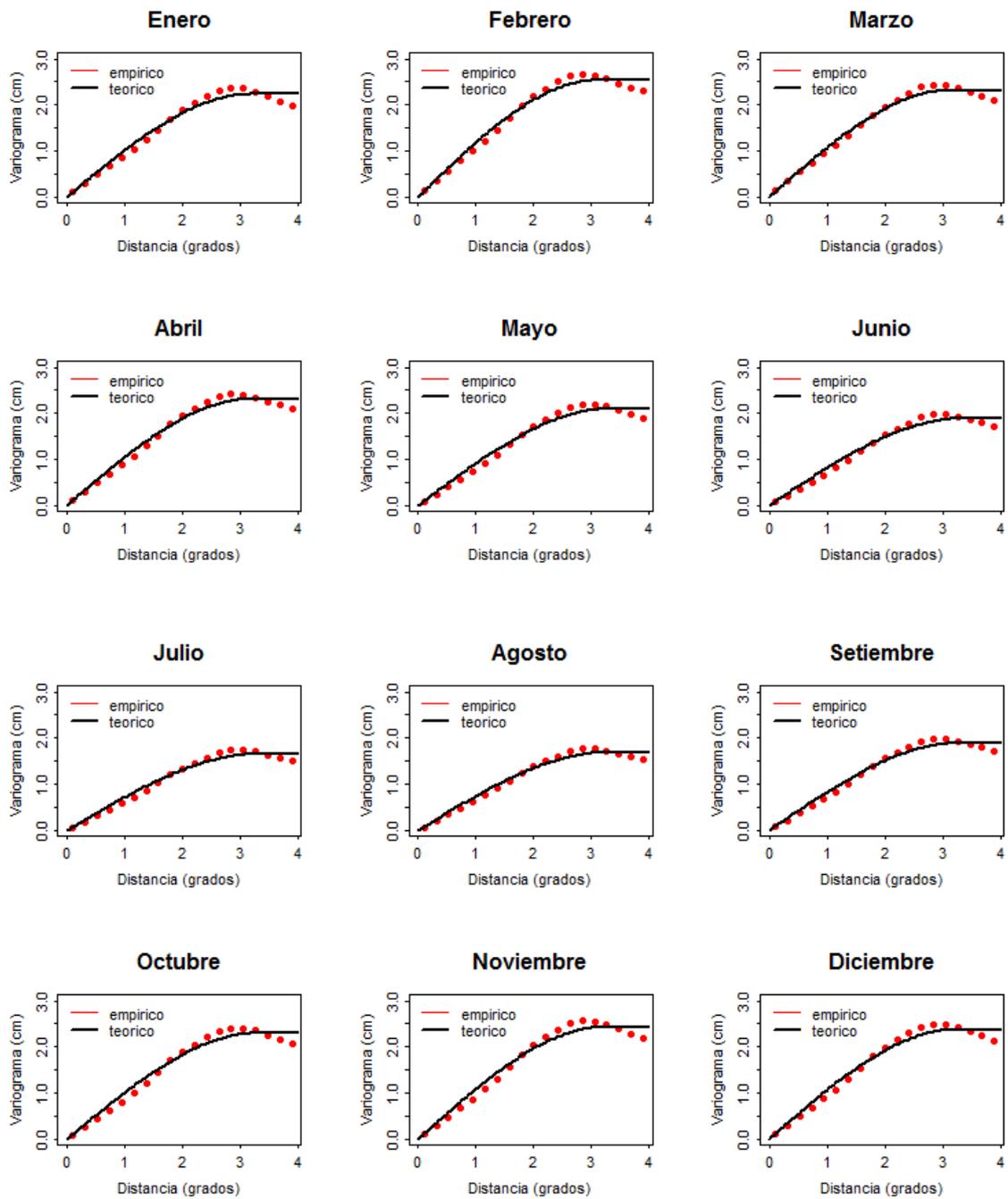
d) Sierra norte



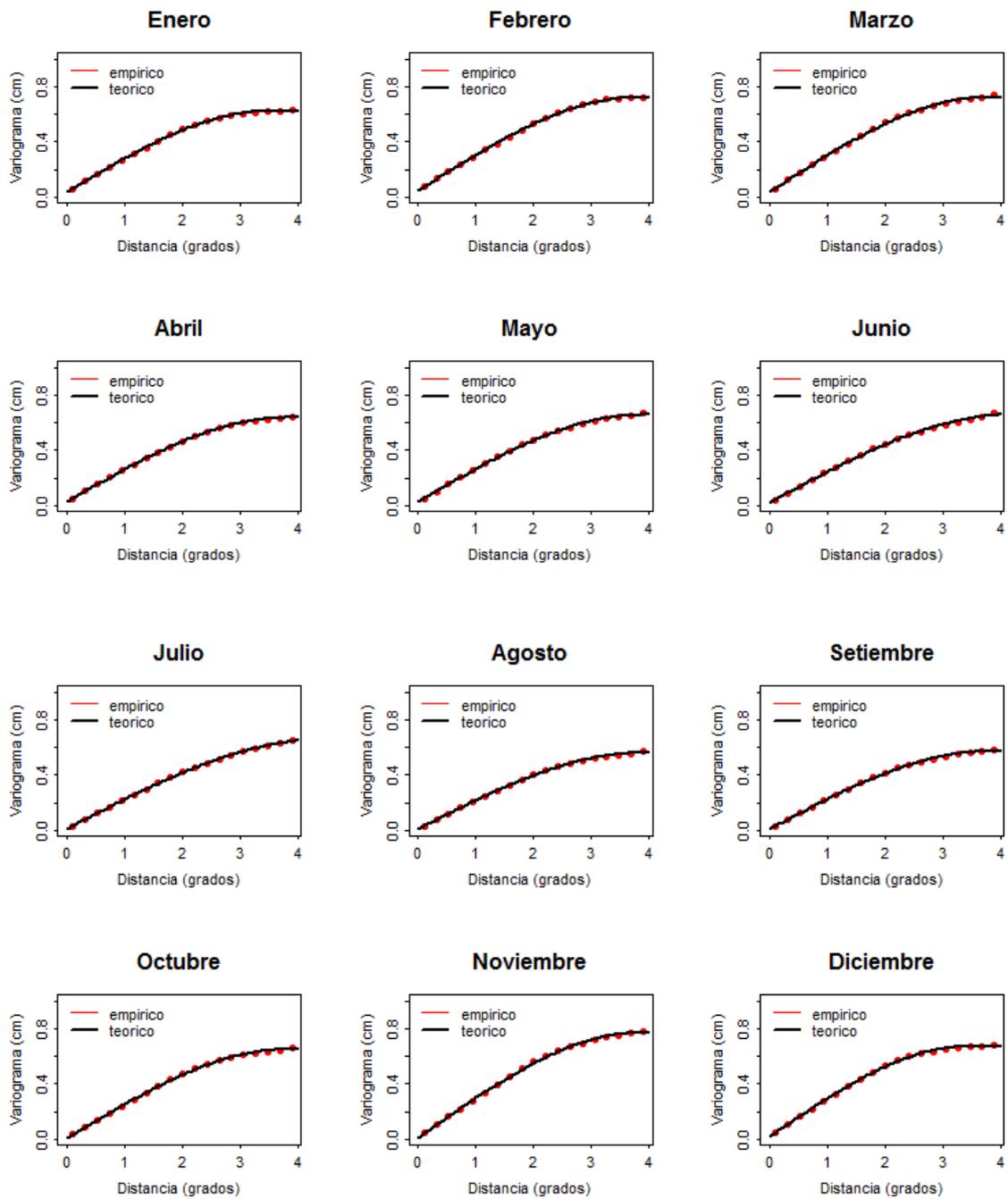
e) Sierra centro



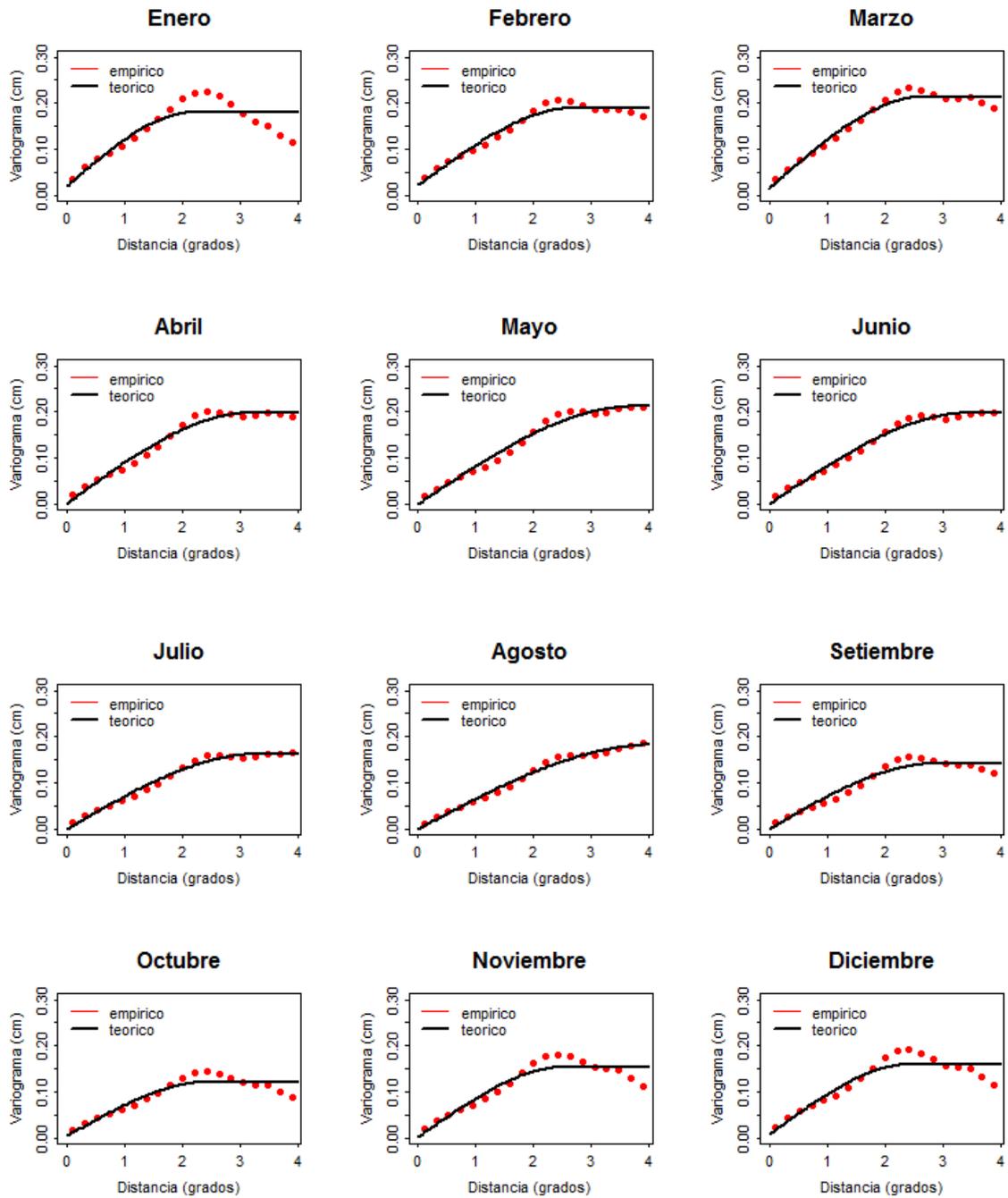
f) Sierra sur



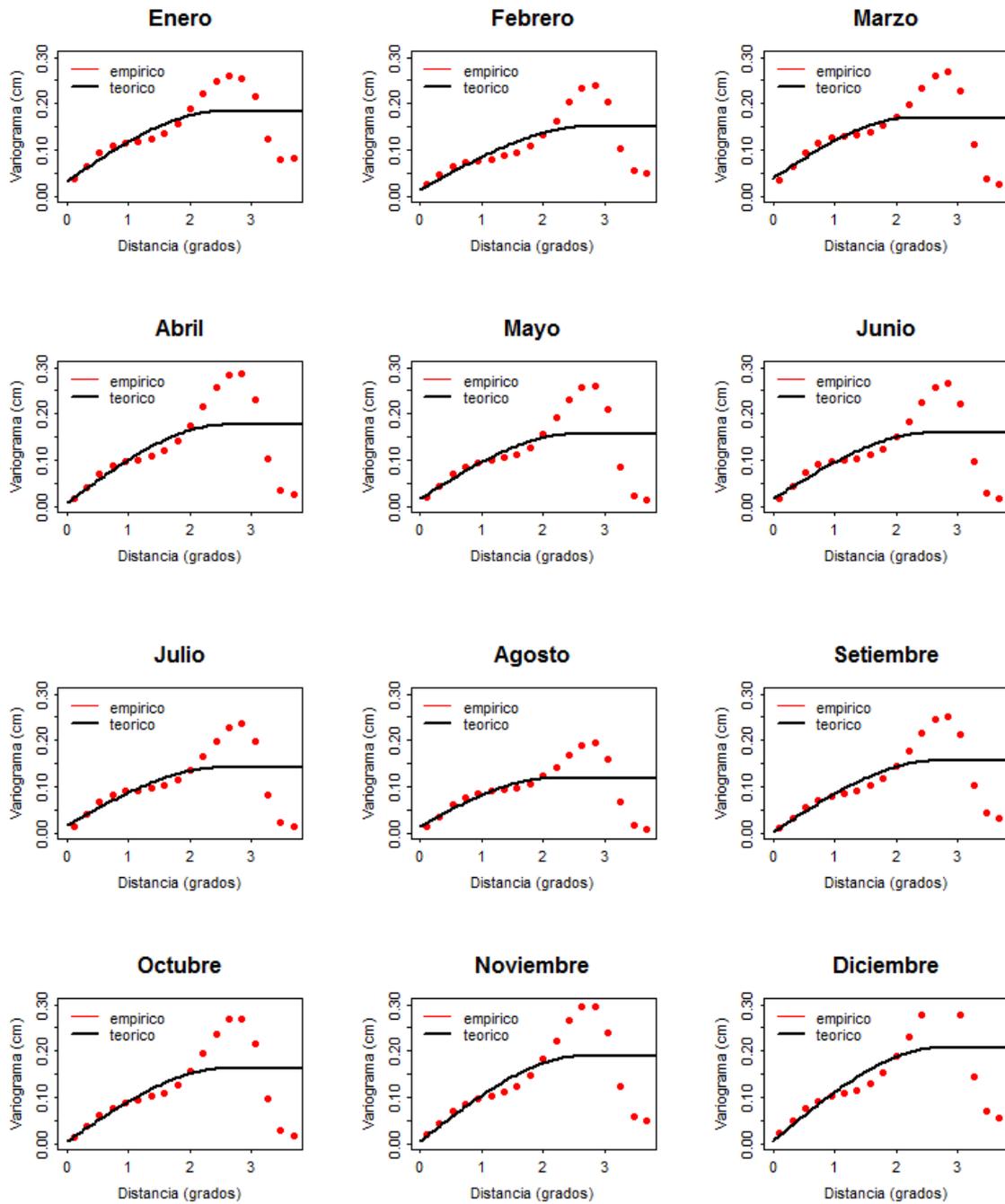
g) Selva norte



h) Selva centro

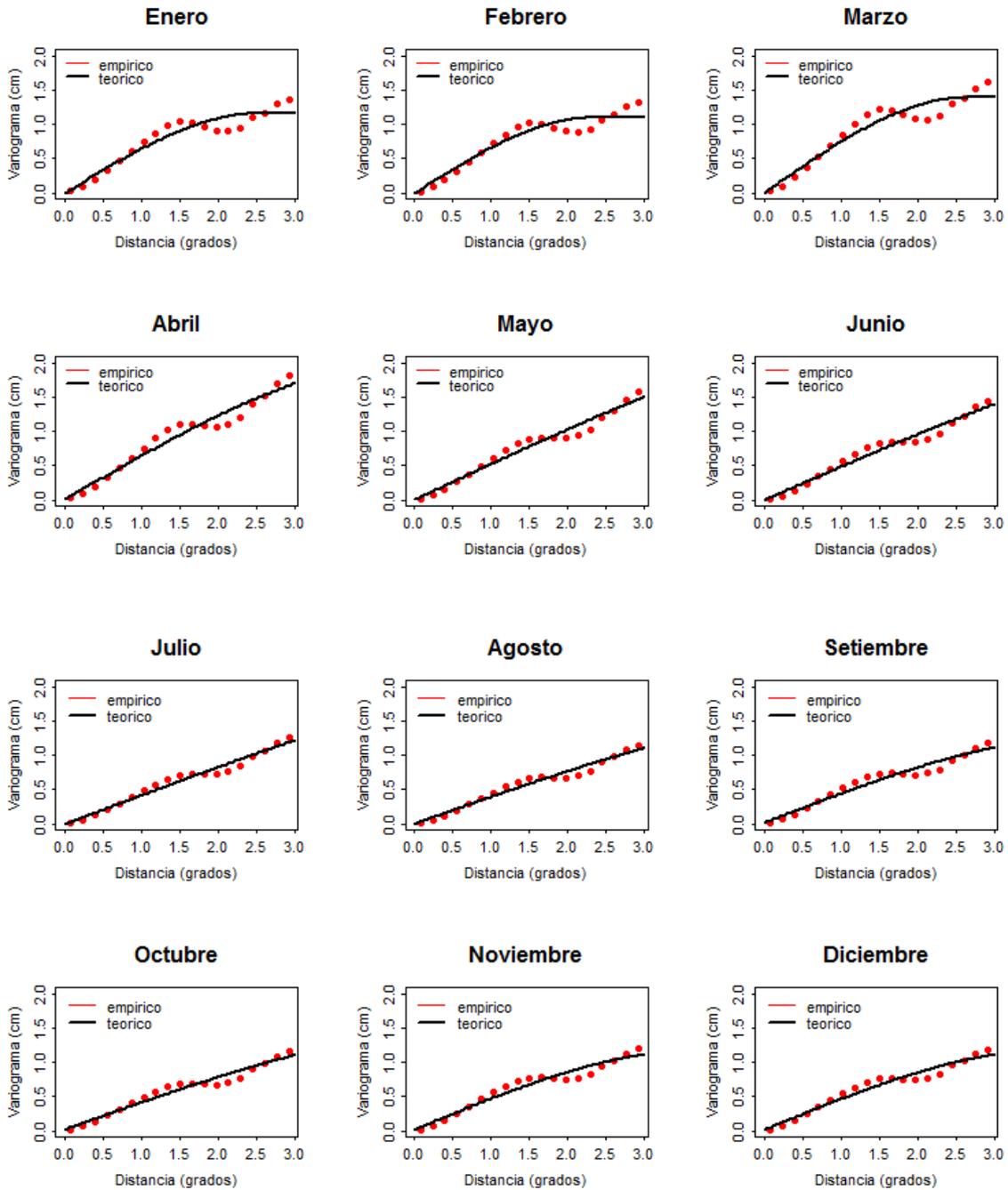


i) Selva sur

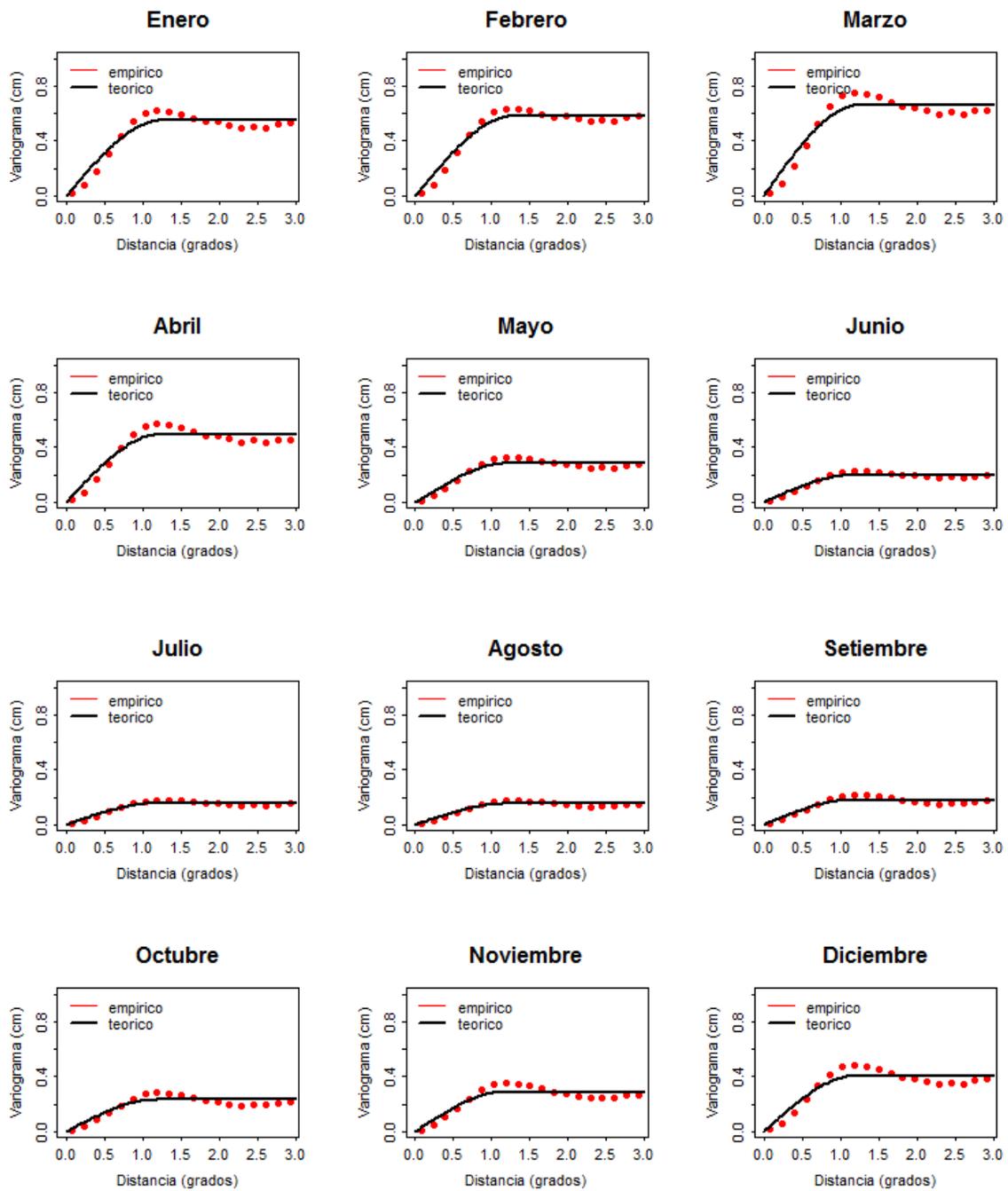


ANEXO 6: GRÁFICOS DE VARIOGRAMAS OMNIDIRECCIONALES POR REGIONES PARA IMÁGENES DE INFRARROJO-DÍA (MOD05-IR).

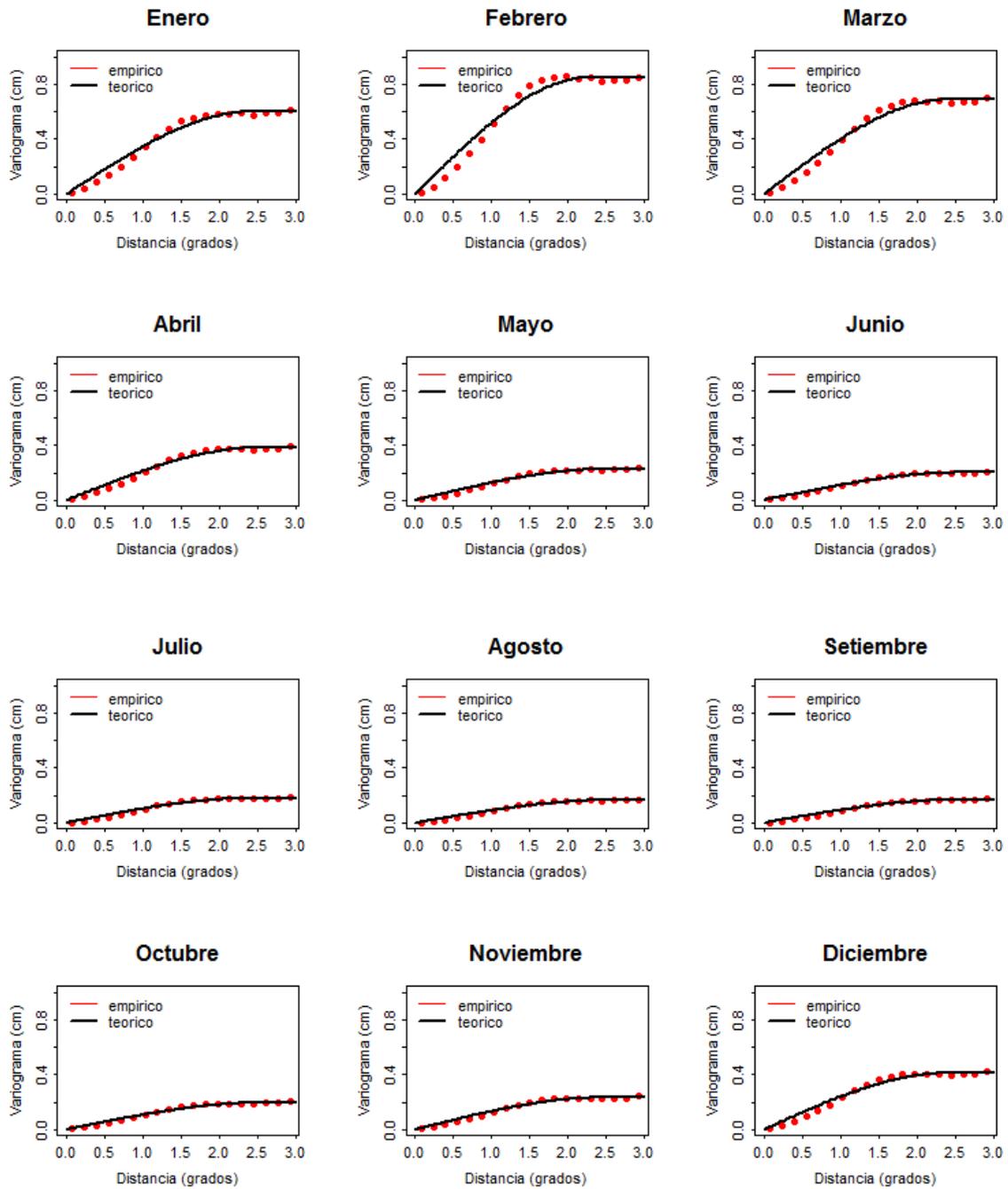
a) Costa norte



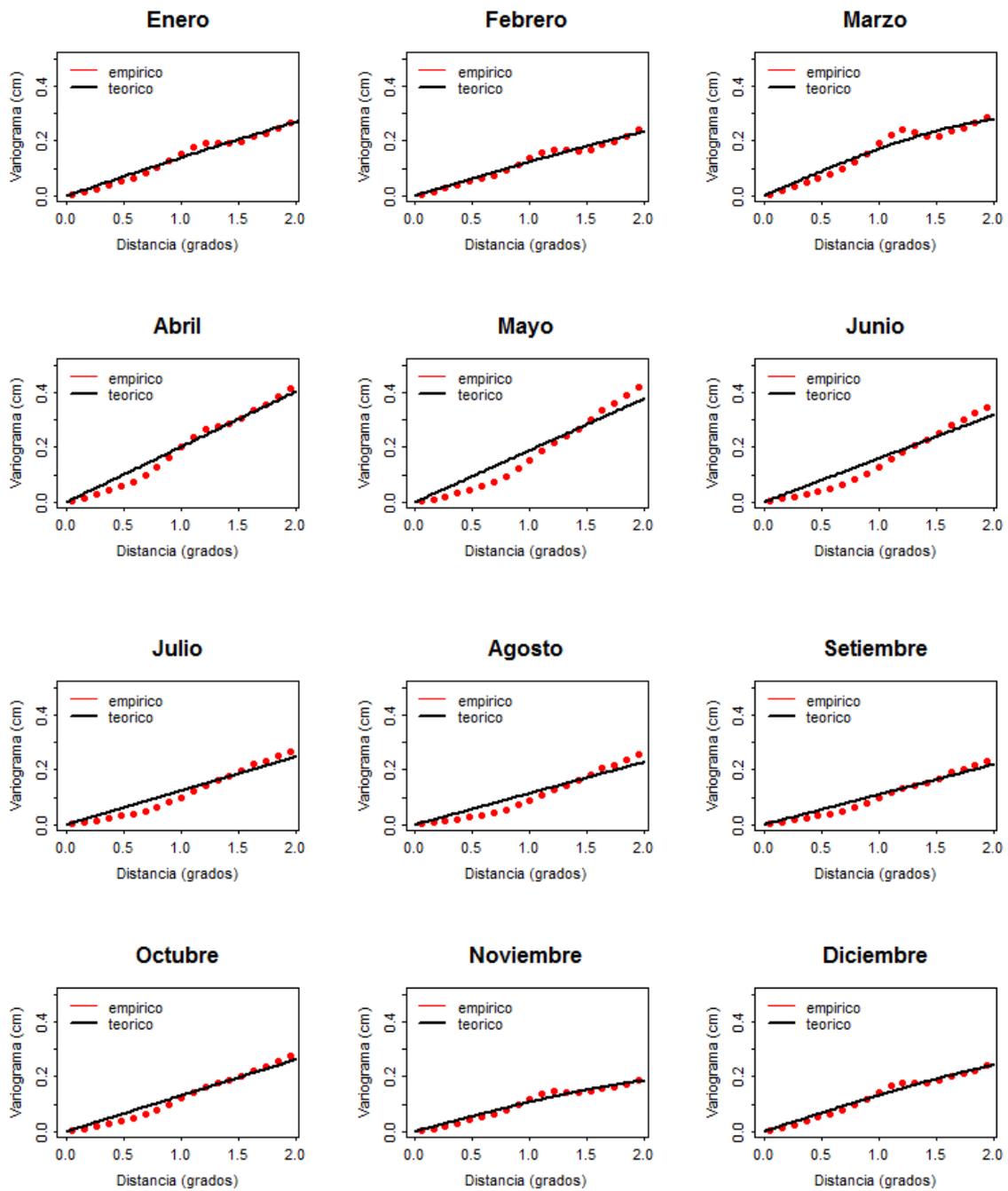
b) Costa centro



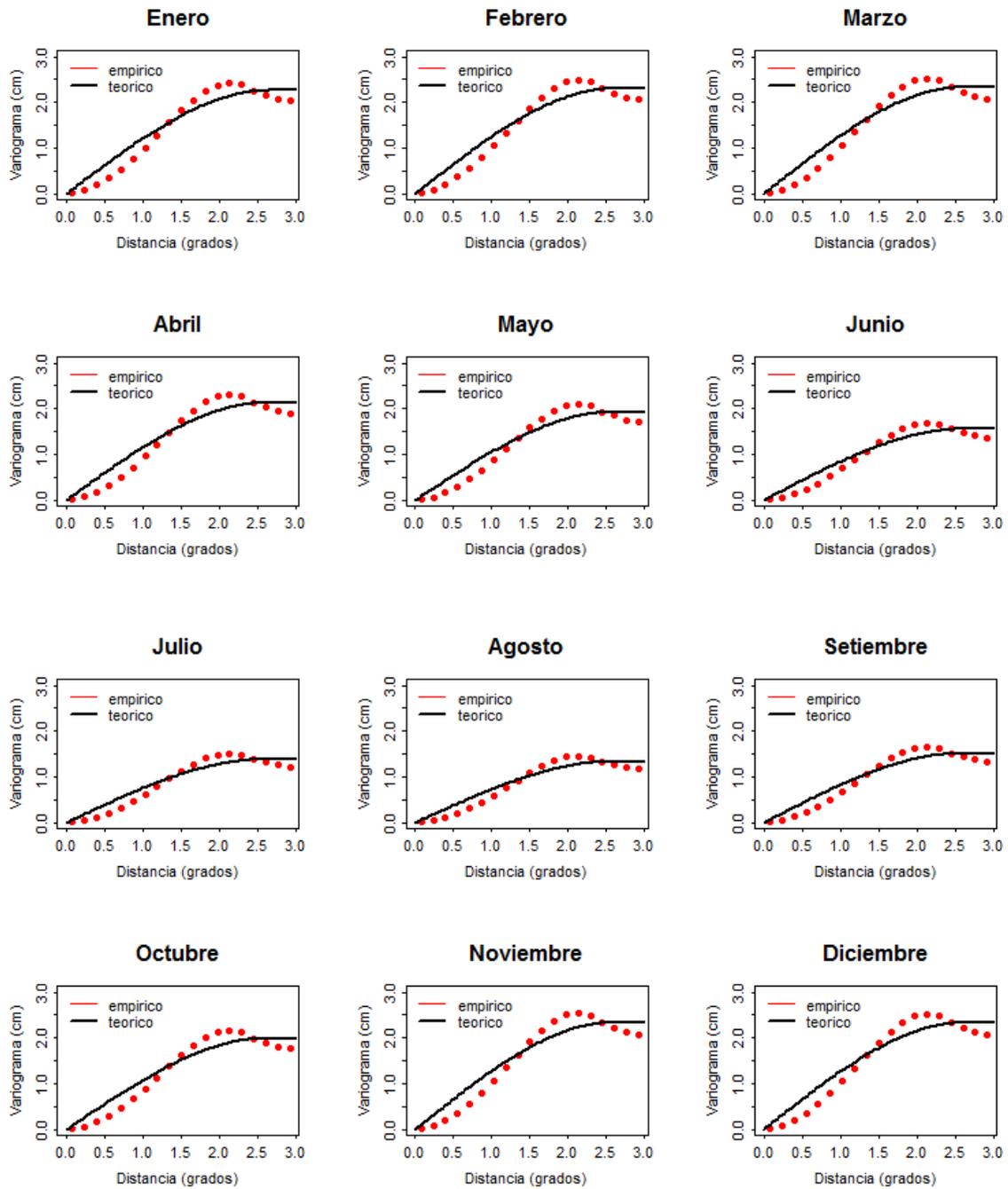
c) Costa sur



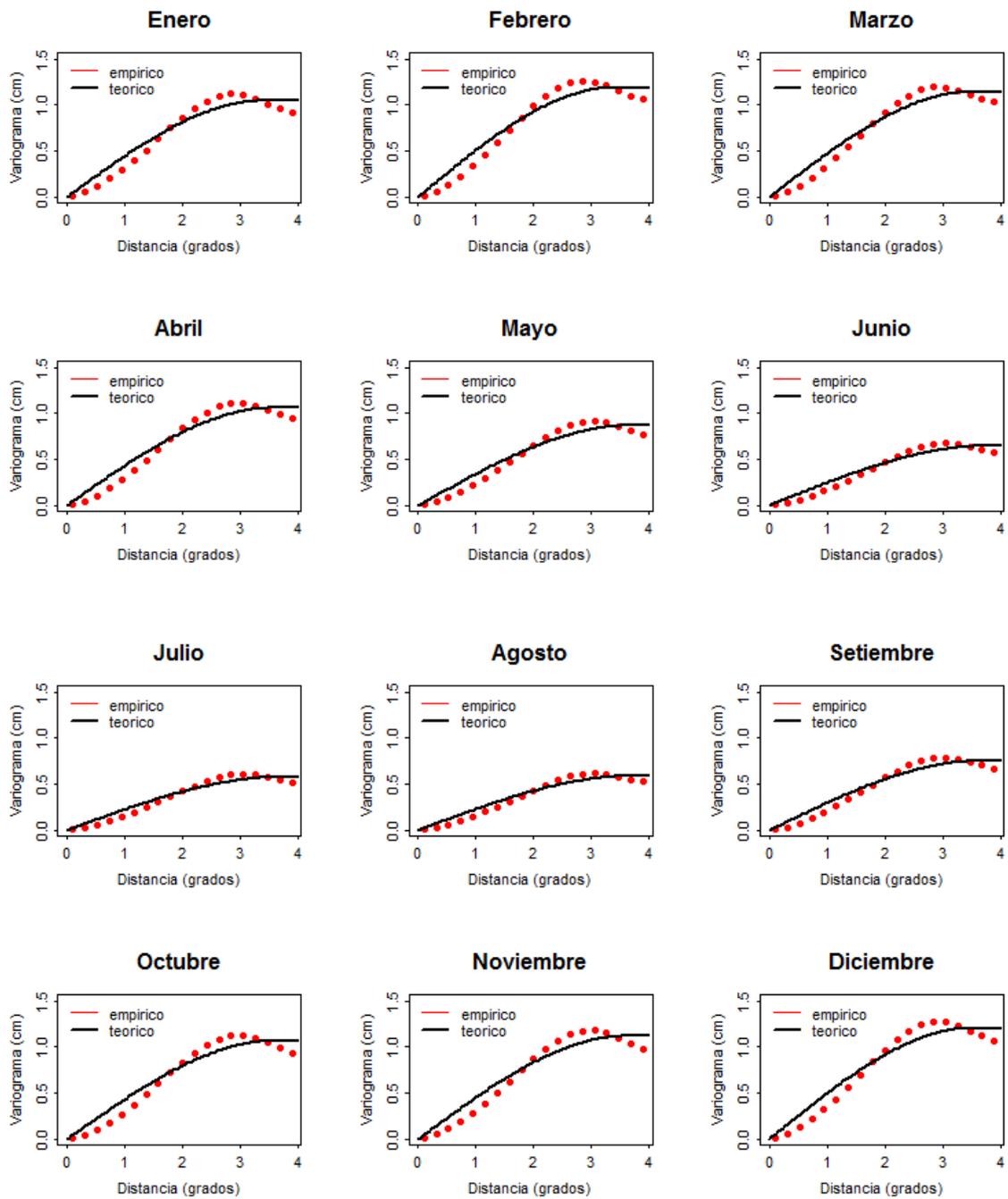
d) Sierra norte



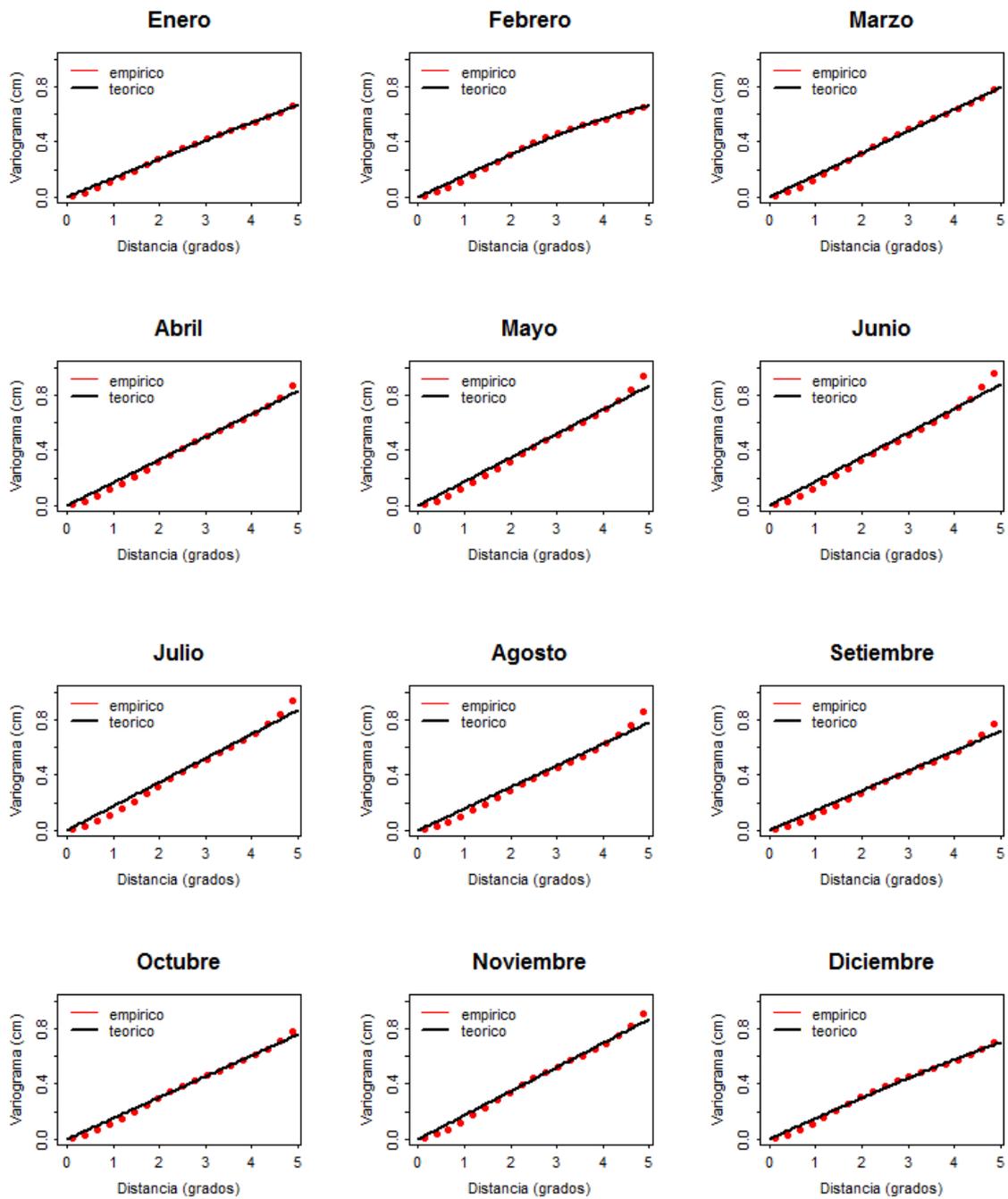
e) Sierra centro



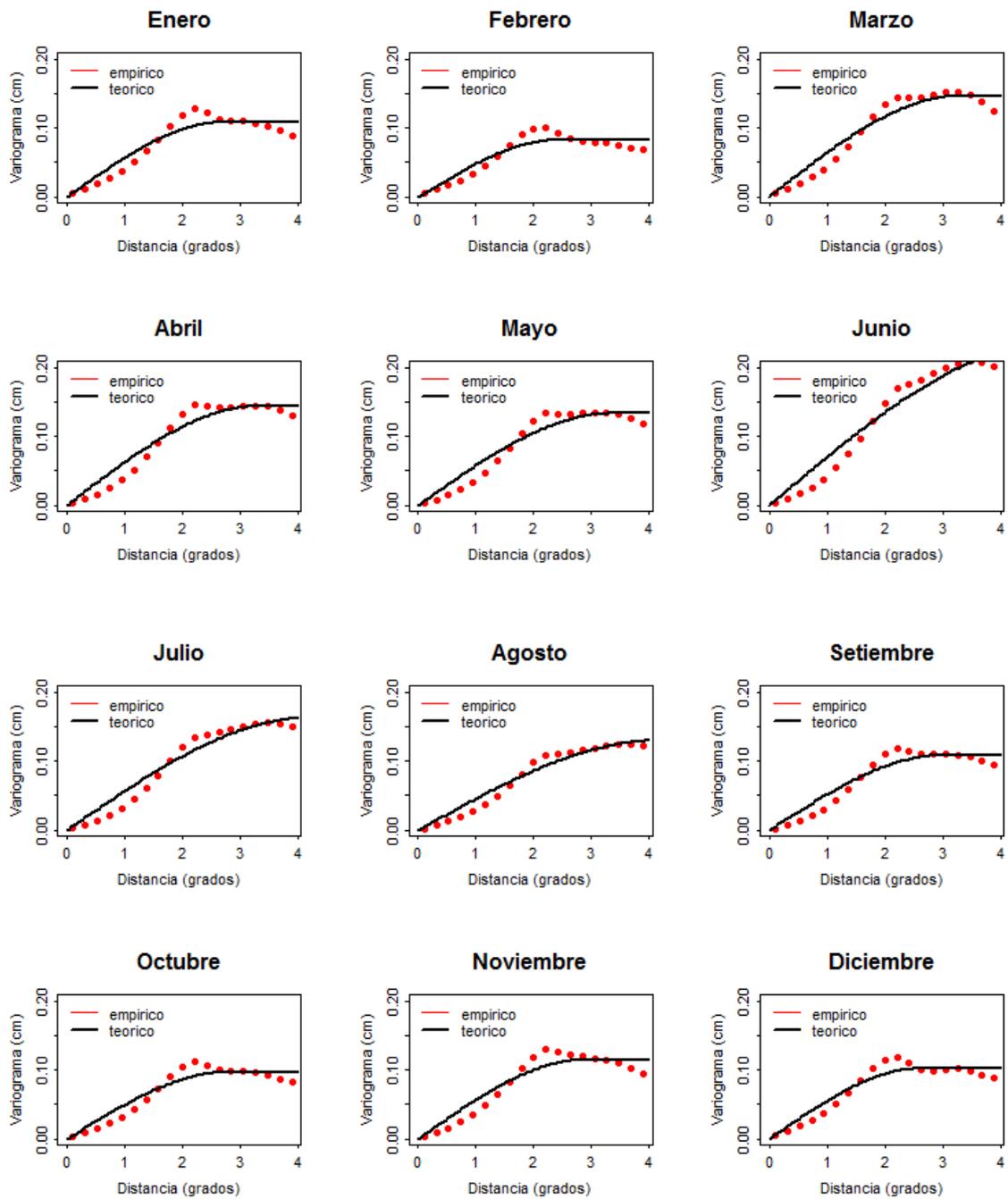
f) Sierra sur



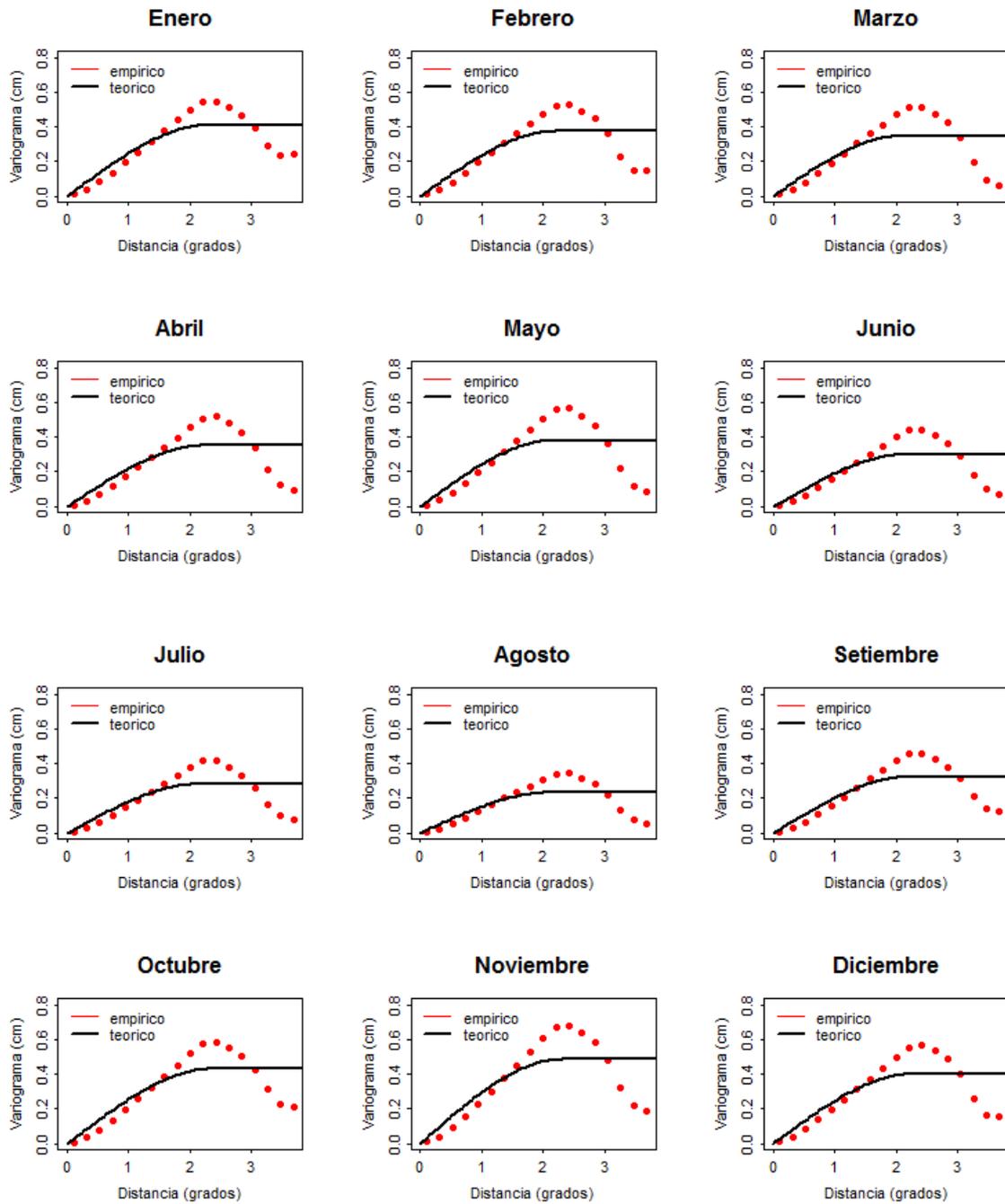
g) Selva norte



h) Selva centro

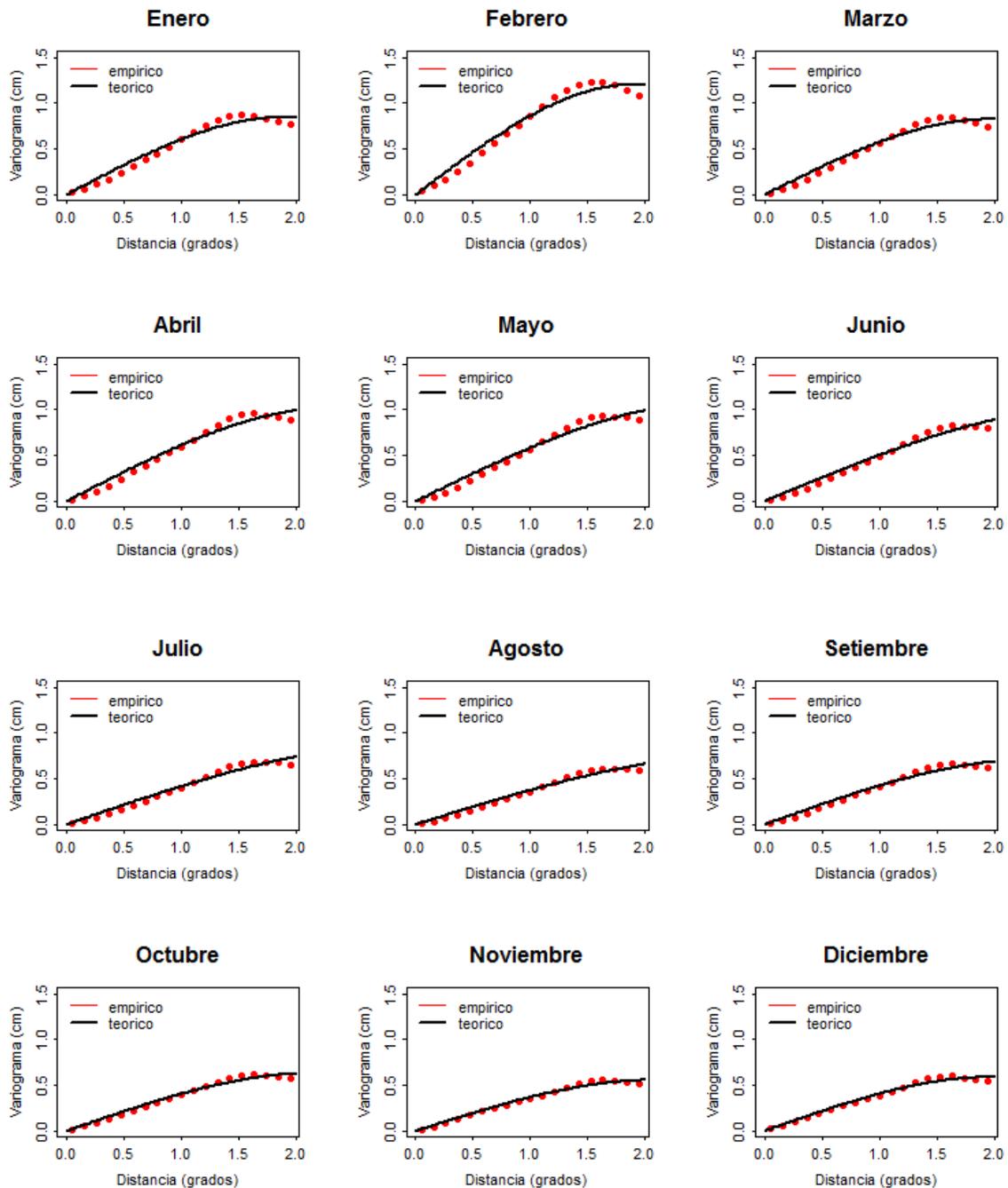


i) Selva sur

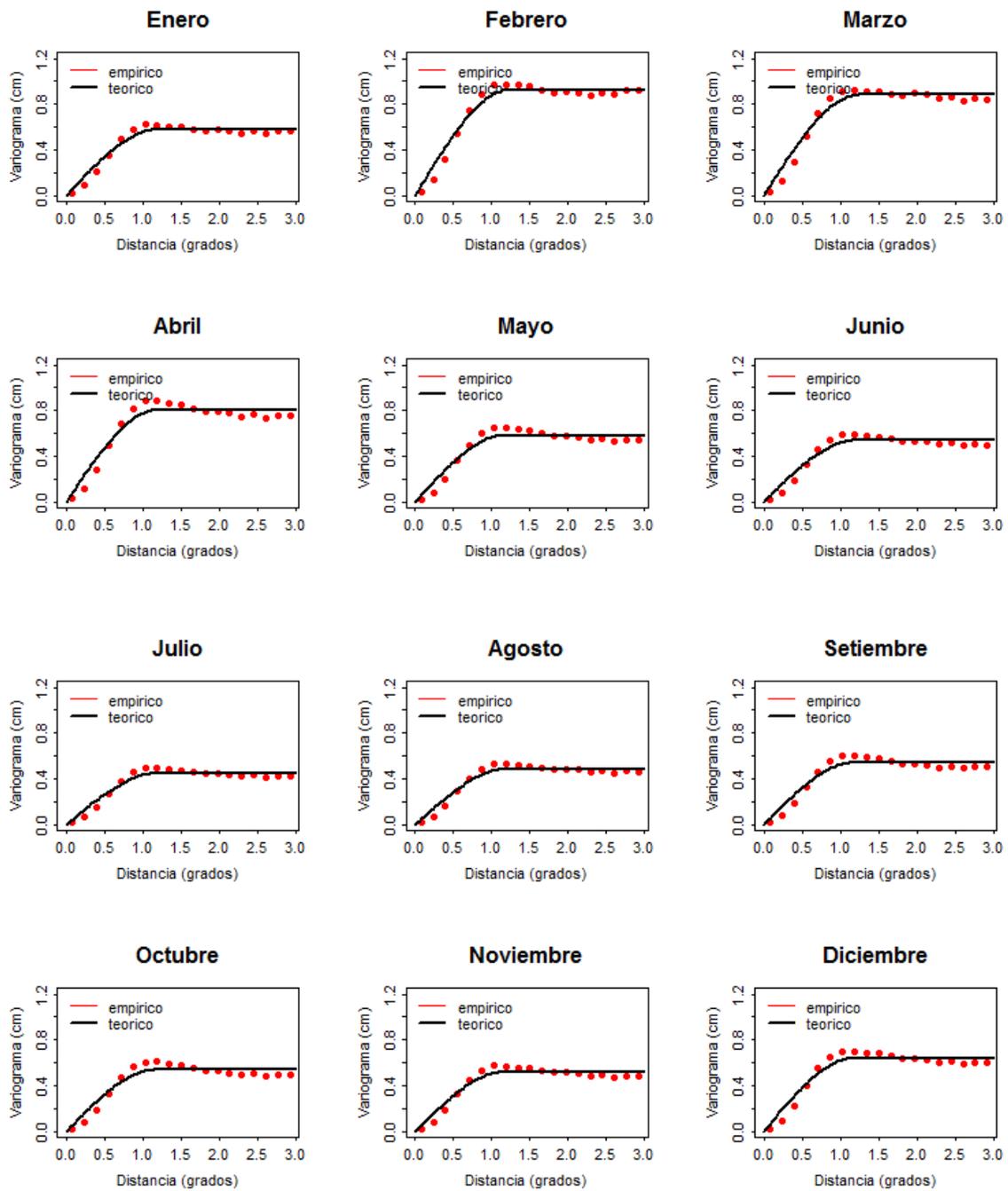


ANEXO 7: GRÁFICOS DE VARIOGRAMAS OMNIDIRECCIONALES POR REGIONES PARA IMÁGENES DE INFRARROJO-NOCHE (MOD05-IR).

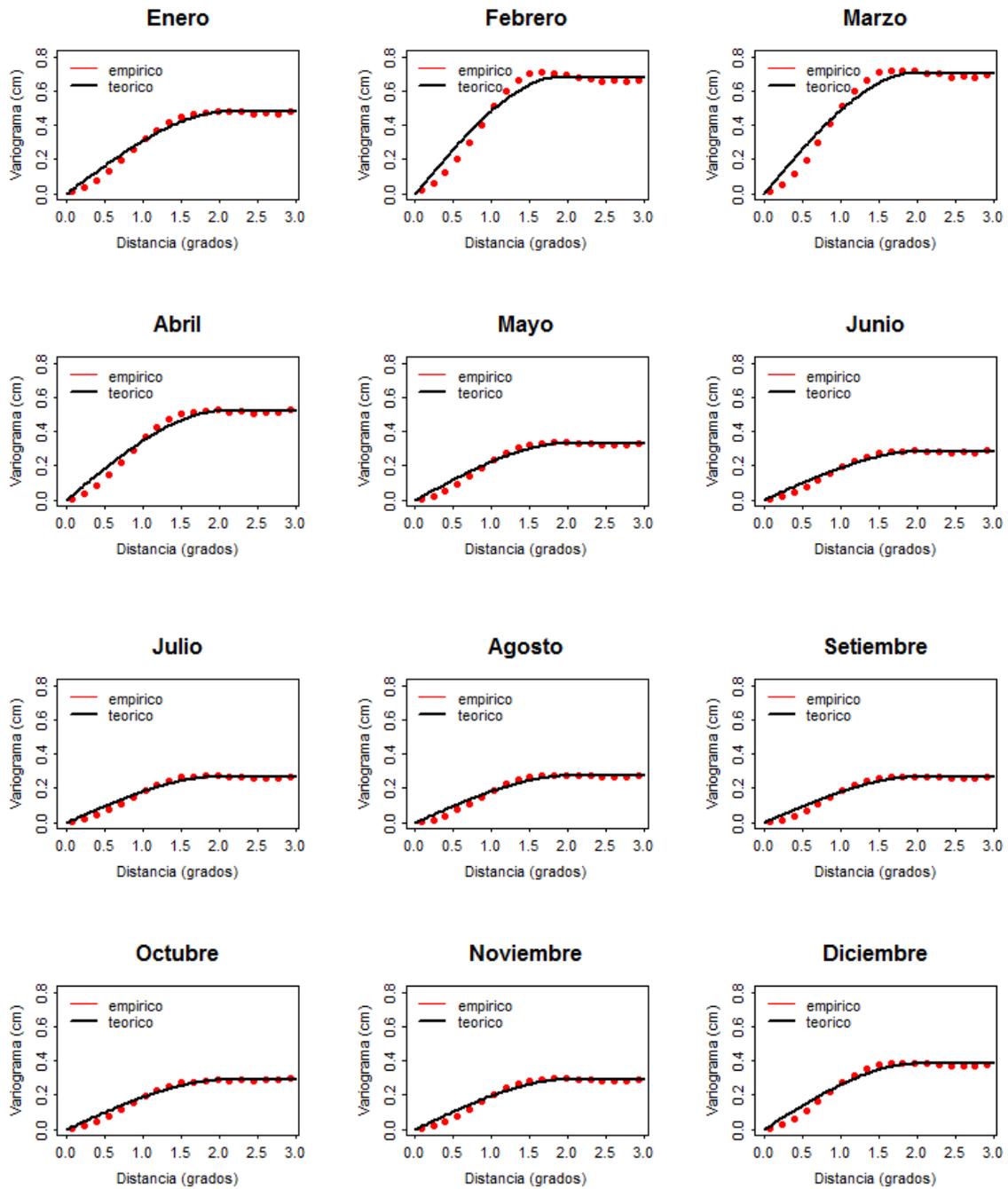
a) Costa norte



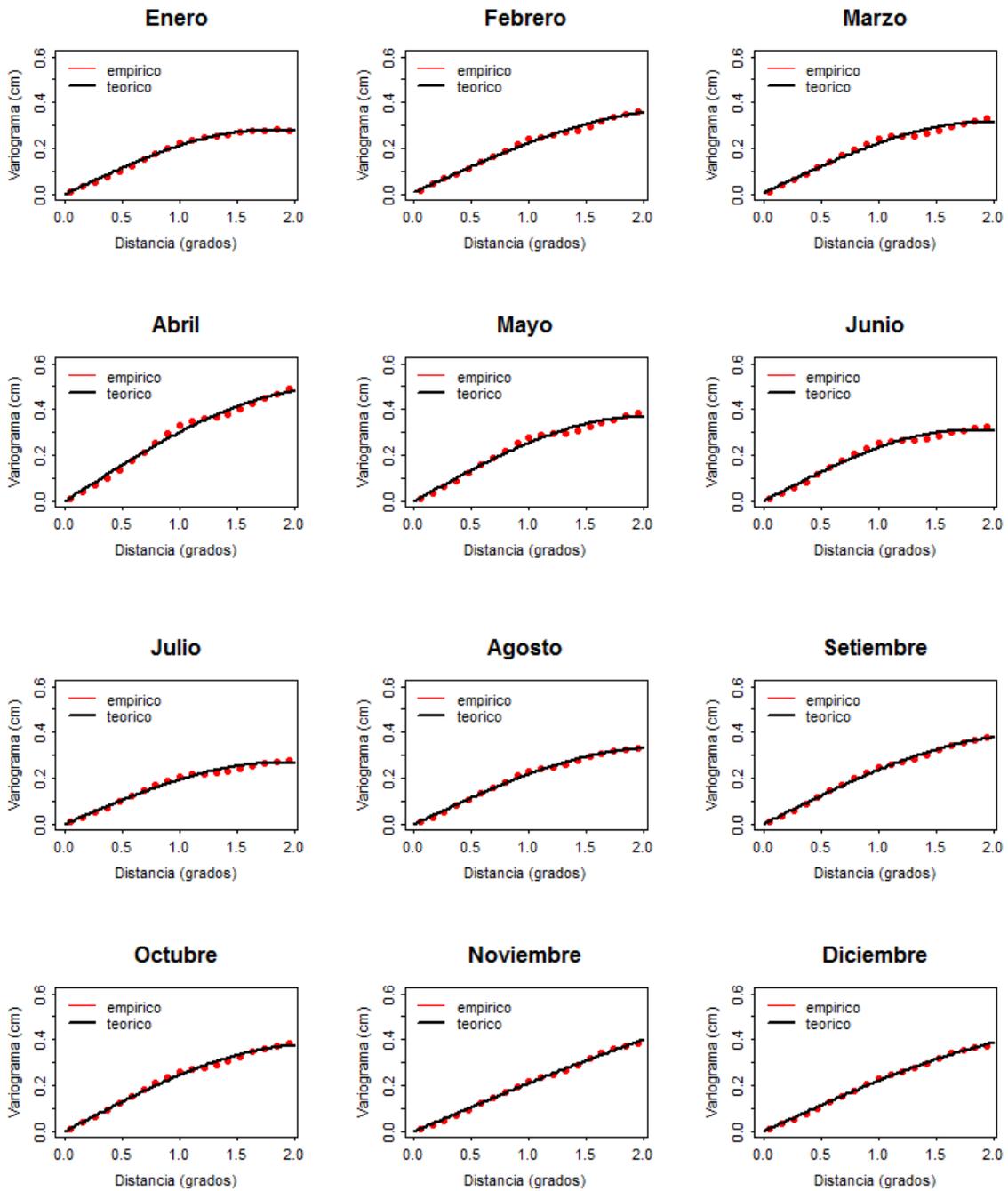
b) Costa centro



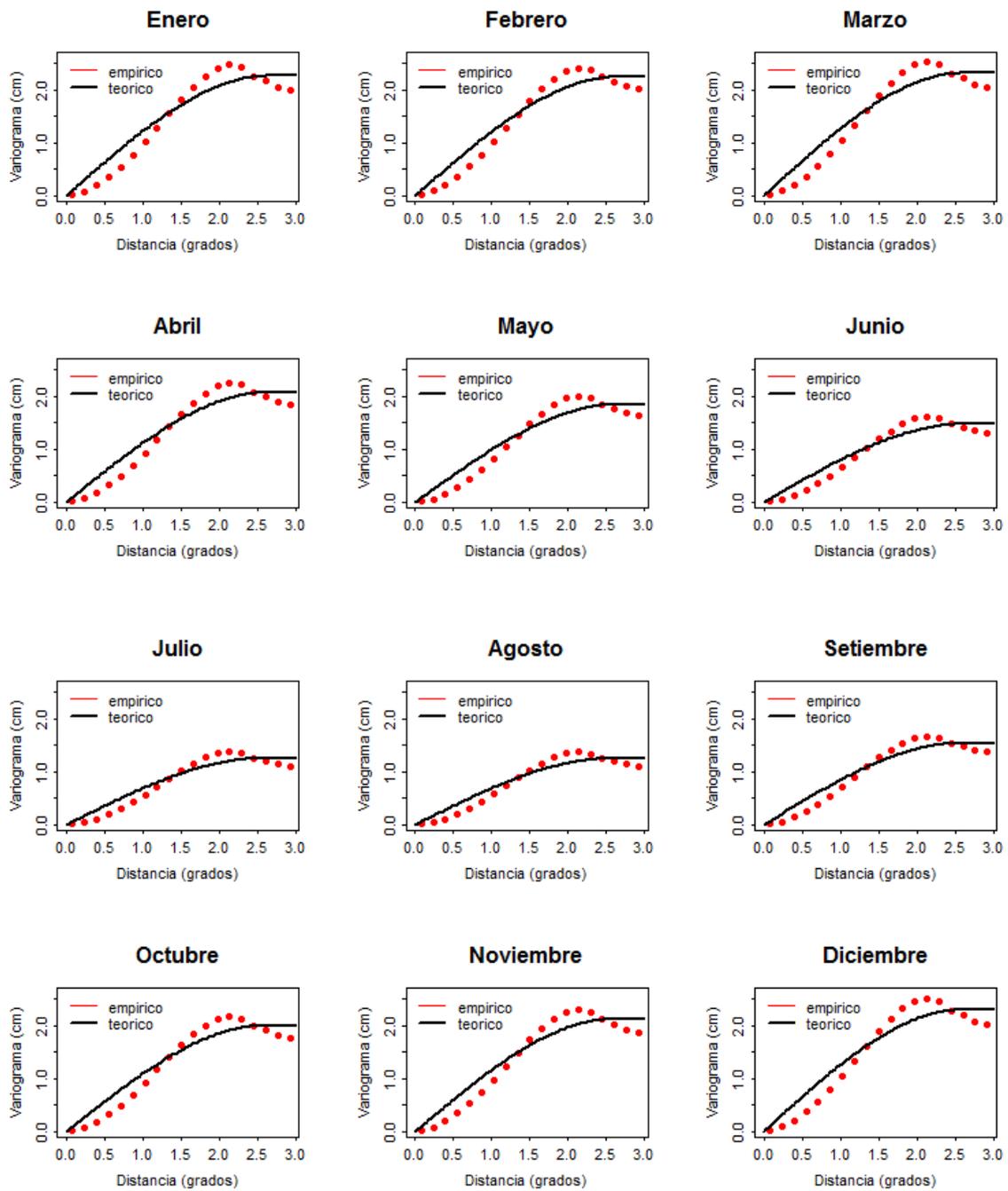
c) Costa sur



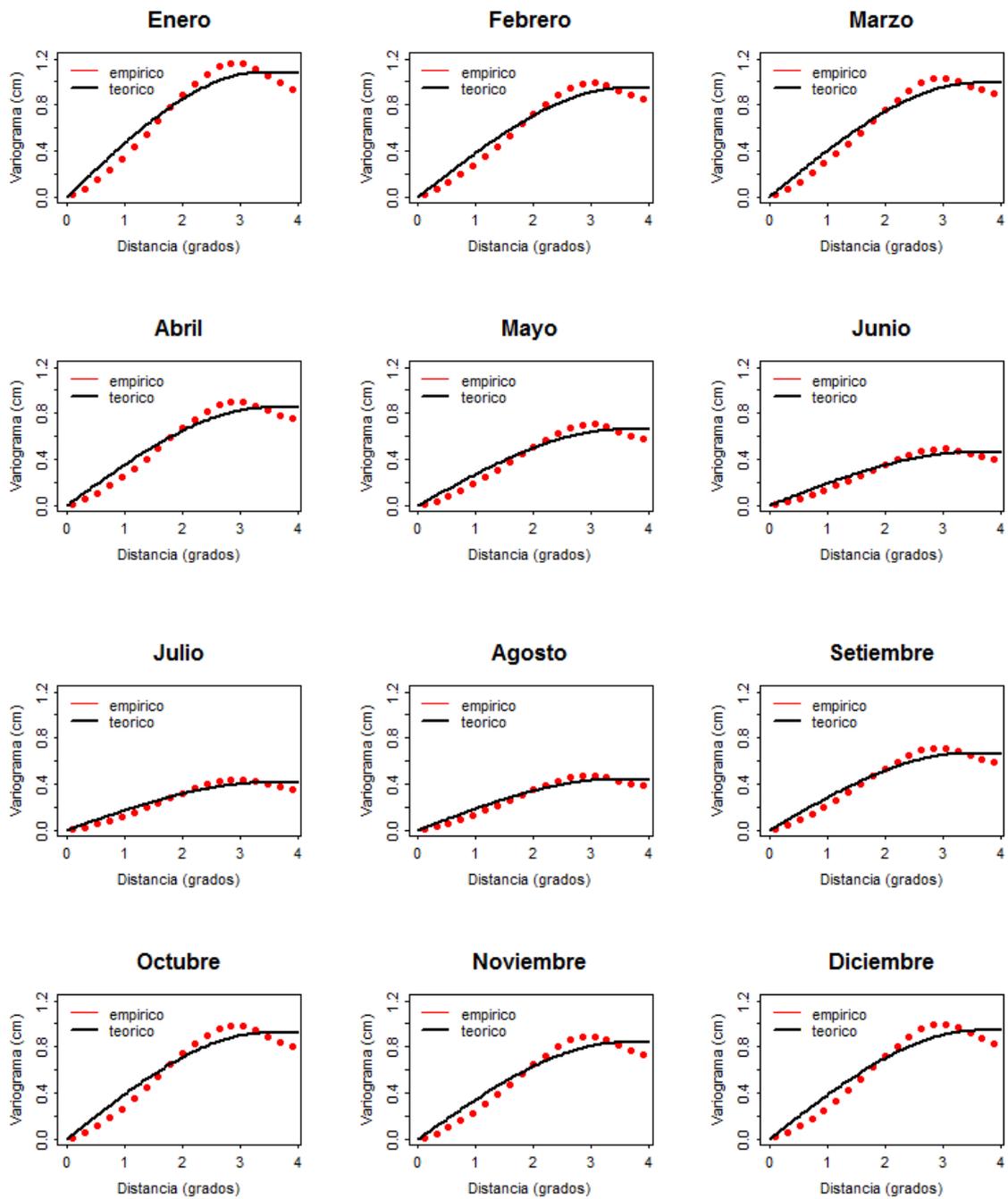
d) Sierra norte



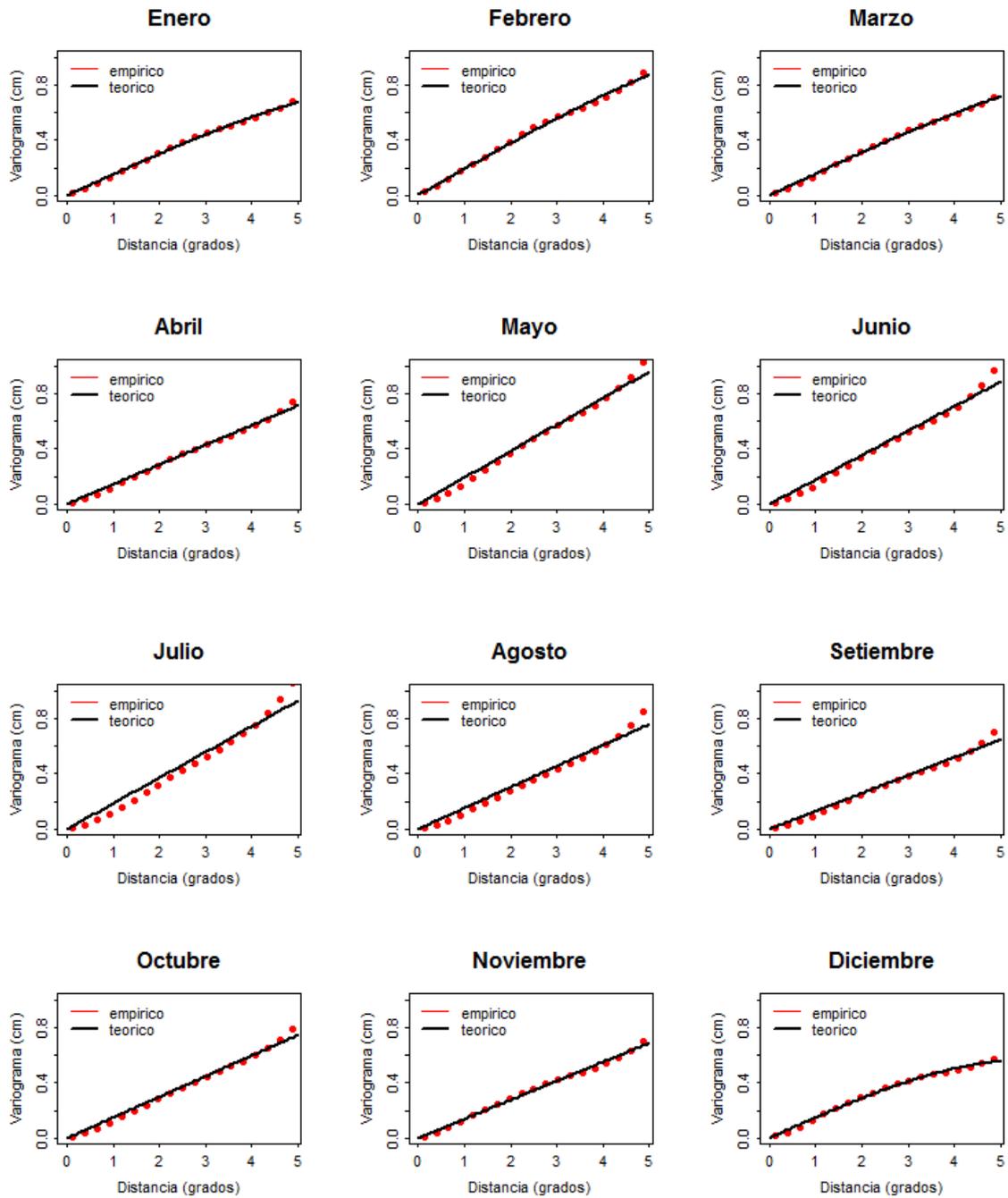
e) Sierra centro



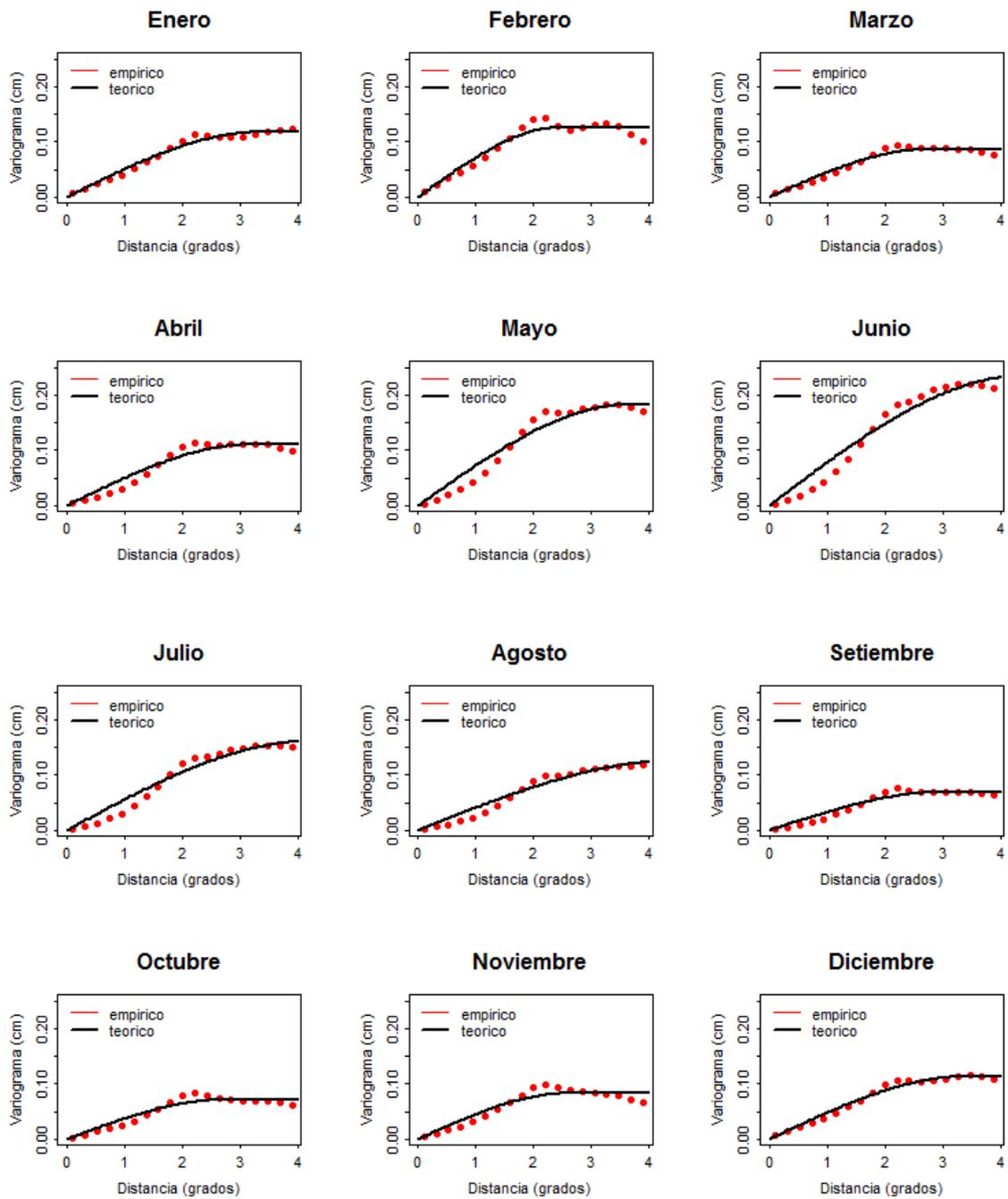
f) Sierra sur



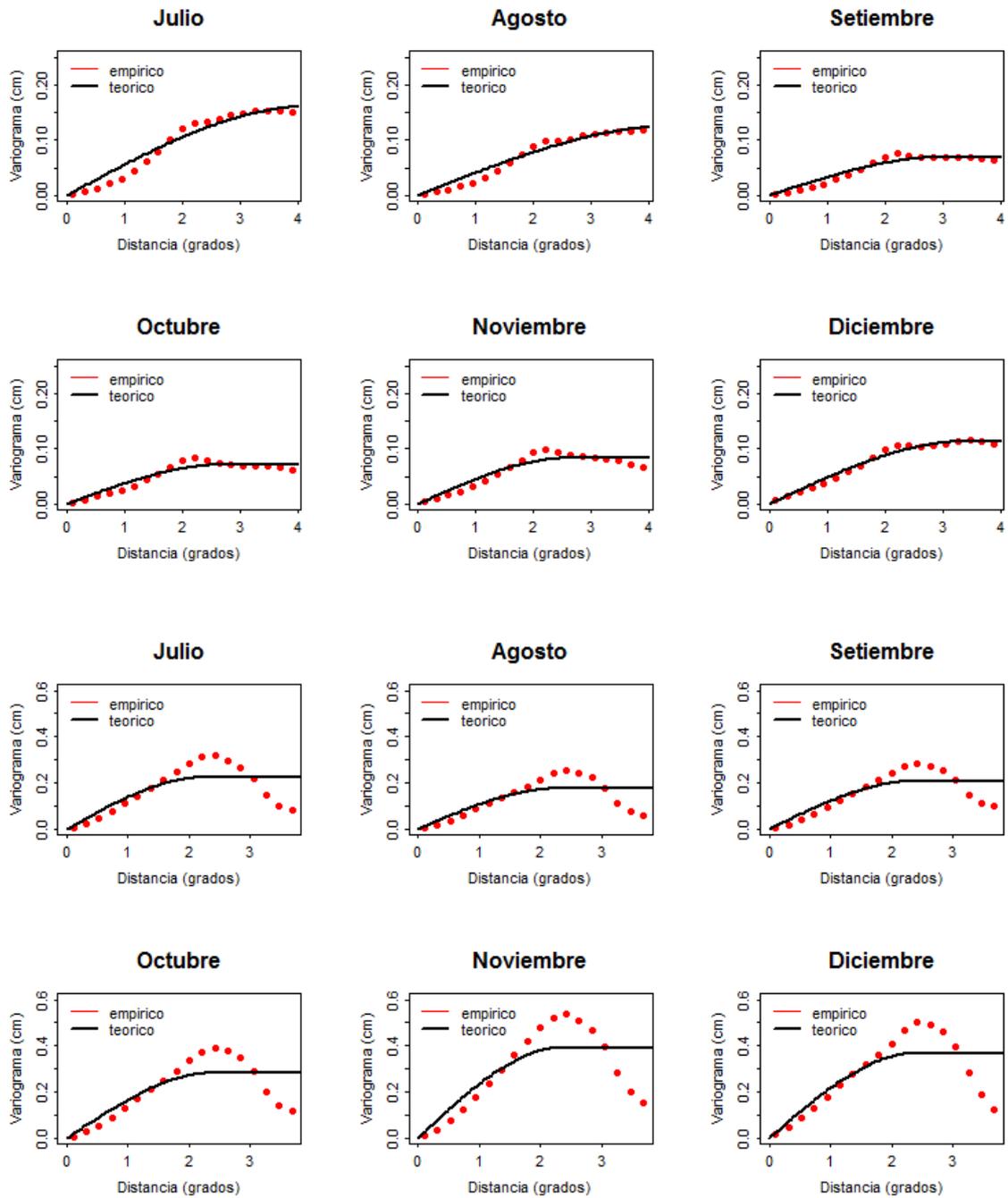
g) Selva norte



h) Selva centro



i) Selva sur



ANEXO 8: APLICACIÓN DEL ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DEL VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE EN LA DETERMINACIÓN DE REGIONES DE CIELO OBSERVABLE

La Agencia Espacial del Perú – CONIDA viene desarrollando un proyecto mediante el cual se implementará un observatorio astronómico con fines de investigación de la Dirección de Astrofísica de CONIDA y de otras instituciones afines. Sin embargo, este observatorio debe ser ubicado en una zona donde se cumplan los siguientes criterios

- Mínima nubosidad,
- Mínimo contenido de agua en la atmósfera (vapor de agua precipitable),
- Mínima turbulencia atmosférica,
- Mínima contaminación atmosférica,
- Mínima contaminación lumínica,
- Máxima altitud (mayor a 4500 m.s.n.m.),
- Máxima distancia a fuentes de ruido radio-eléctrico,
- Cercanía de caminos transitables.

Para ello, la Dirección de Astrofísica ha venido realizando estudios desde el año 2004 sobre la calidad del cielo mediante el uso de imágenes de satélite, tomando en cuenta regiones con cielos despejados y baja humedad atmosférica, llegando a la conclusión de que el cerro Sasahuine, en el distrito de Carumas, región de Moquegua, es el lugar que más se asemeja a los parámetros buscados, siendo el mejor candidato a ser la base del tercer centro astronómico del Perú. Es en este contexto que el análisis de vapor de agua precipitable se hace necesario para determinar si el cielo de la zona escogida es realmente apto para la observación astronómica.

Tabla 1: Coordenadas de la ubicación del telescopio (Base A) y el observatorio (Base B) de la Base astronómica ubicada en Carumas - Moquegua.

	Latitud	Longitud	Altitud
BASE A	16°51'5.68"S	70°39'52.89"O	3820 m
BASE B	16°52'38.20"S	70°39'0.49"O	4494 m

Debido a que el sensor MODIS es sensible a las nubes y además posee una máscara para eliminar dichas nubes, se podrá determinar fácilmente si la región escogida presenta nubosidad o no y el VAP determinará indirectamente el grado de humedad del lugar.

El cerro Sasahuine se encuentra cerca al centro poblado de Cambrune, en el distrito de Carumas, provincia Mariscal Nieto, departamento de Moquegua, y tiene una cumbre 4 700 m.s.n.m. En este cerro se construirá la base del observatorio astronómico (BASE B) y cerca al poblado Cambruna se construirá la base científica que realice las operaciones del telescopio adquirido (BASE A). El observatorio astronómico se encuentra a una altitud aproximada de 4500 m.s.n.m. (Tabla). El análisis espacio-temporal se realizó observando el vapor de agua precipitable dentro un kernel de 20x20km dentro de la región de Carumas, abarcando la parte alta y una pequeña quebrada dentro del área (Figura 1).

Base del Centro Astronómico Nacional

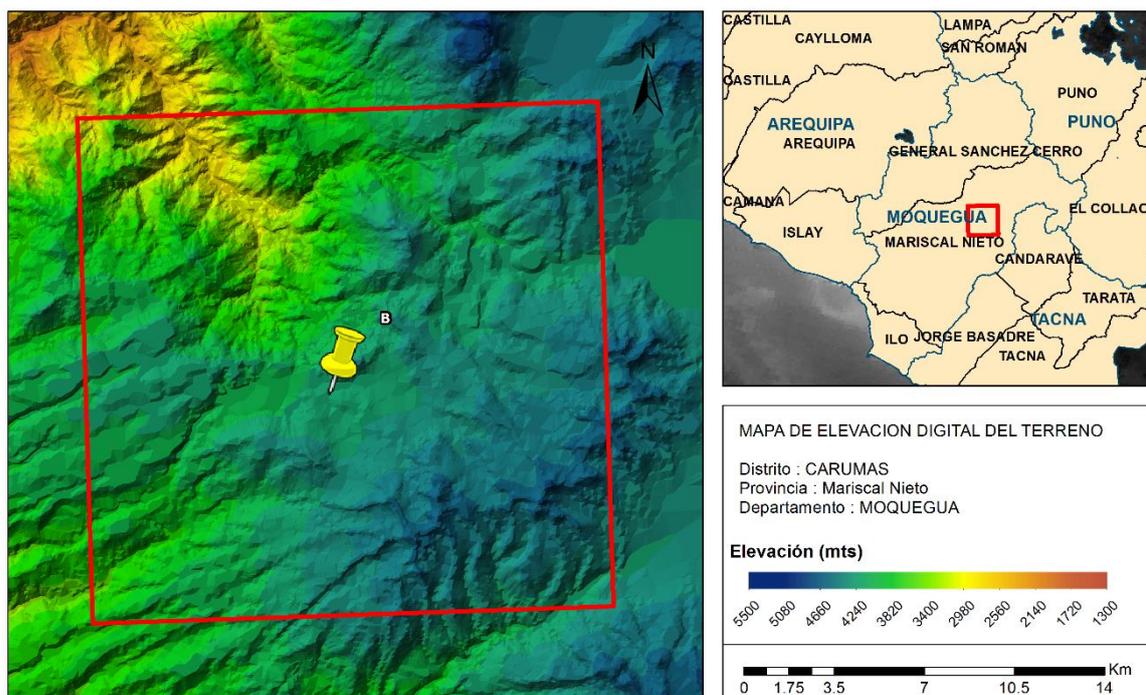


Figura 1: Mapa de la región de Carumas – Moquegua, región donde se desarrolla la base del Centro Astronómico Nacional. El cuadrado rojo delimita el área de estudio. La marca de posición indica la ubicación del observatorio astronómico.

Análisis espacial

Se realizó un análisis de variogramas para determinar el comportamiento espacial del VAP en la zona de Carumas, Moquegua, analizando un área de influencia de 4km. Como se puede observar en la Figura 2, La variabilidad espacial del vapor de agua precipitable para esta región es demasiado pequeña en los meses de invierno e incrementa ligeramente en verano, es decir que el vapor de agua no incrementa mucho antes de llegar a la

independencia espacial. Si se observa la variación del rango, este muestra una distancia máxima de aproximadamente 5km, mayor al área de análisis. De ambas variables se obtiene que para un área de influencia analizada de 4km, la variabilidad espacial del VAP no incrementa demasiado conforme se va alejando de un determinado punto.

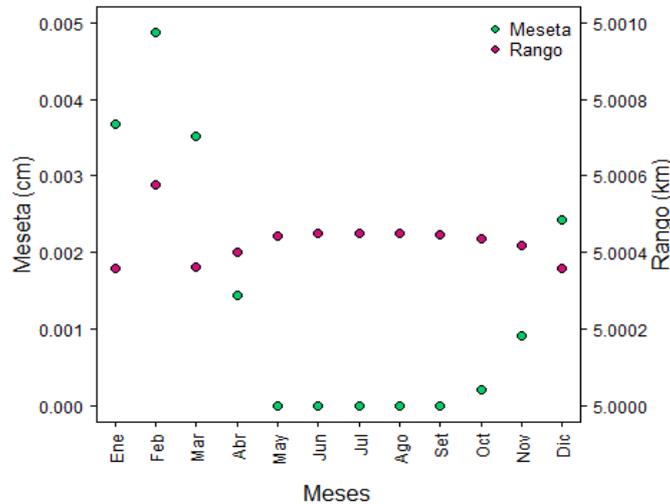


Figura 2: Variación mensual del rango y la meseta espacial para el área de estudio ubicada en la localidad de Carumas.

Por otro lado, en la Figura 3 se muestran variogramas direccionales de cada mes, estos variogramas permiten ver si existe alguna variación espacial en distintas direcciones. Estos variogramas fueron dibujados en cuatro direcciones: (a) 0° (Este-Oeste), (b) 45° (Noreste-Suroeste), (c) 90° (Norte-Sur) y (d) 135° (Noroeste-Sureste). En esta figura se puede ver que no existe un claro comportamiento anisotrópico en ningún mes, debido a que los rangos y los *nuggets* son casi los mismos en todos los casos; sin embargo, en la dirección Noroeste-Sureste el valor de la meseta es mayor en comparación a los demás y en la dirección Noreste-Suroeste alcanza los menores valores de meseta. Este tipo de casos se denomina anisotropía zonal, cuando los rangos son similares en distintas direcciones pero la meseta no (Cressie, 1991).

En la Figura 4 se aprecia mejor el efecto de la anisotropía, donde el eje x corresponde a la dirección x (longitud) y el eje y es la dirección y (latitud), ambos en km. Se observa que para todos los meses esta variabilidad espacial aumenta en la dirección Noroeste-Sureste, mientras que en la dirección Noreste-Suroeste se observa que los datos son más homogéneos.

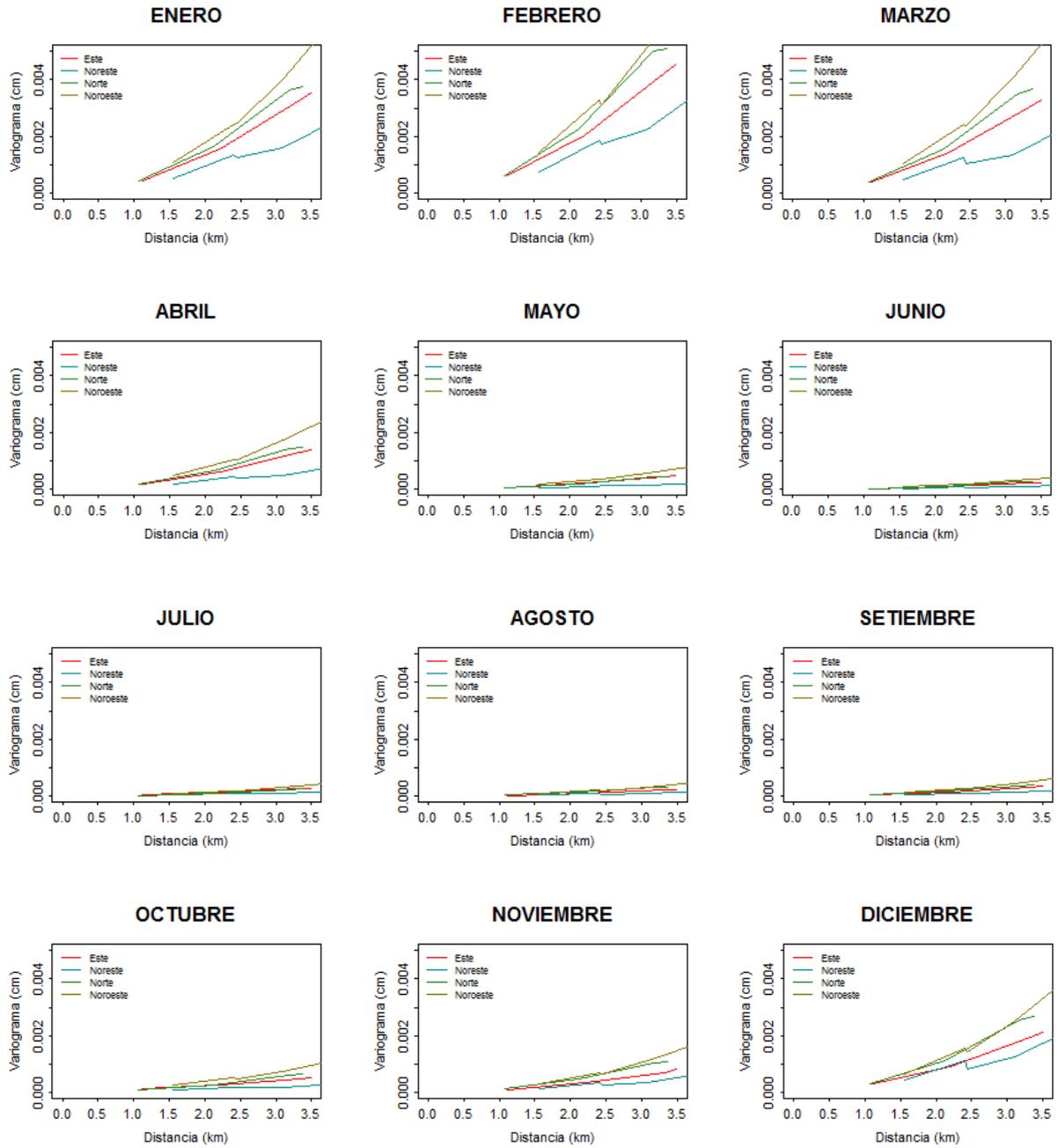


Figura 3: Variogramas direccionales mensuales para el área de estudio ubicada en la localidad de Carumas. Direcciones tomadas: este (0°), Noreste (35°), Norte (90°) y Noroeste (135°).

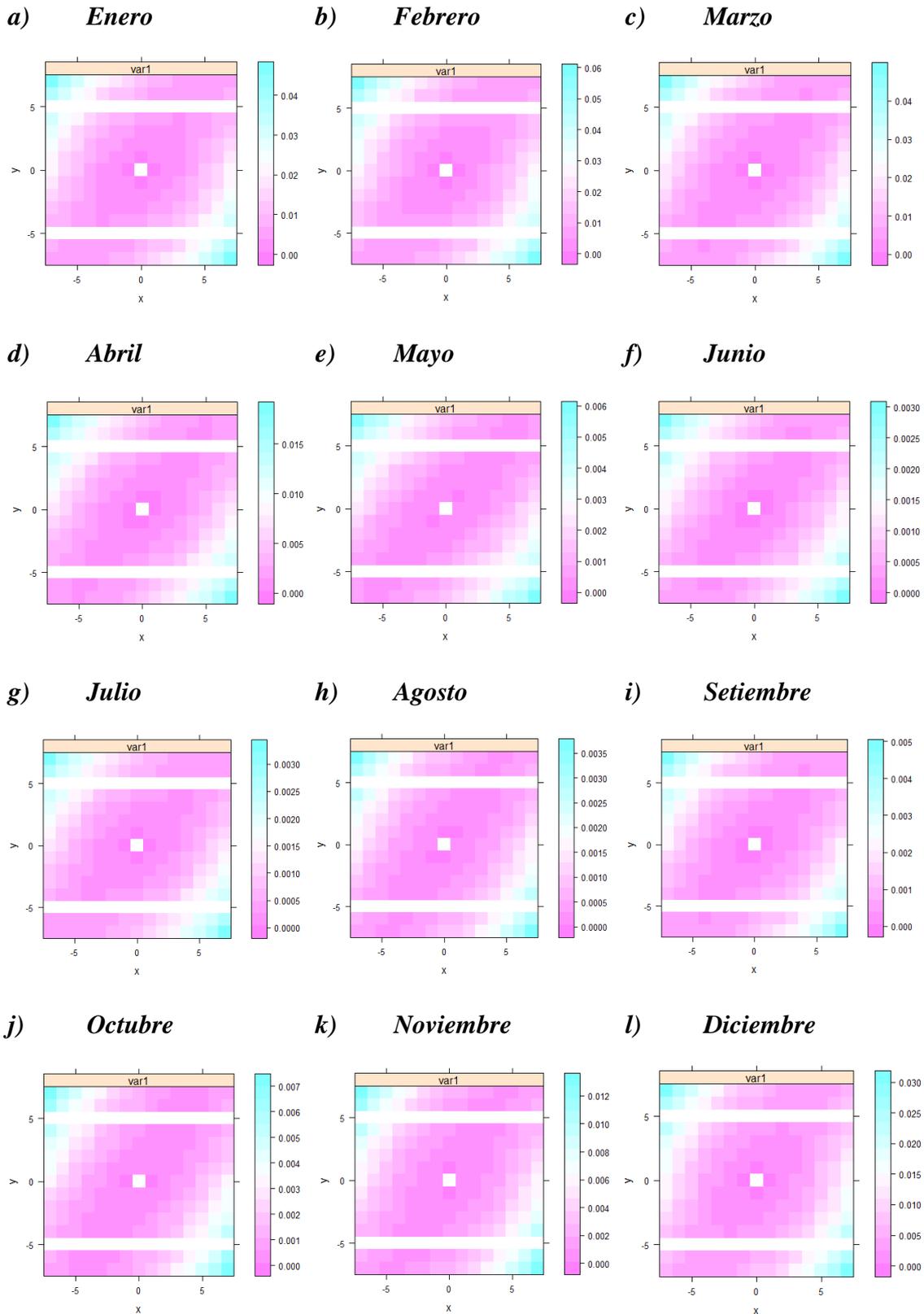
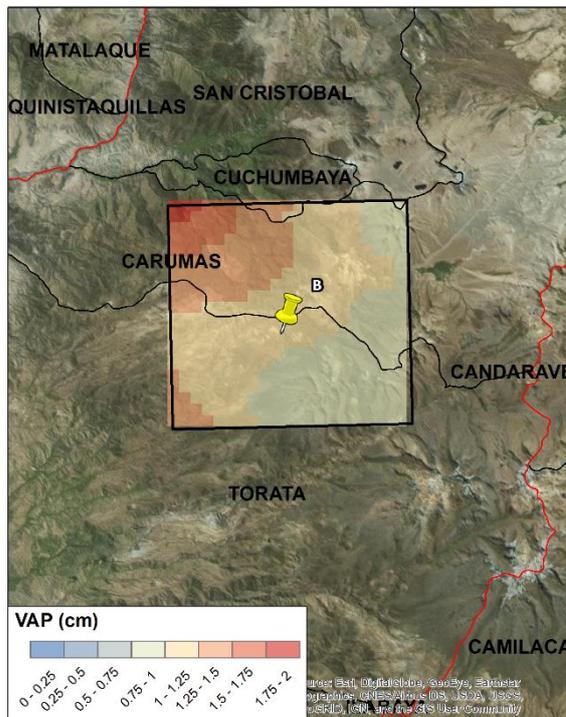
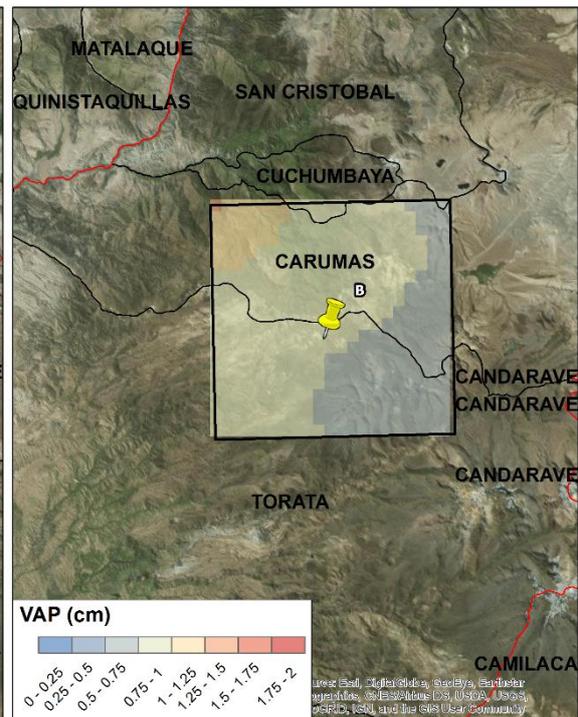


Figura 4: Mapas de anisotropía espacial asociadas a los variogramas direccionales del área de estudio ubicada en la localidad de Carumas.

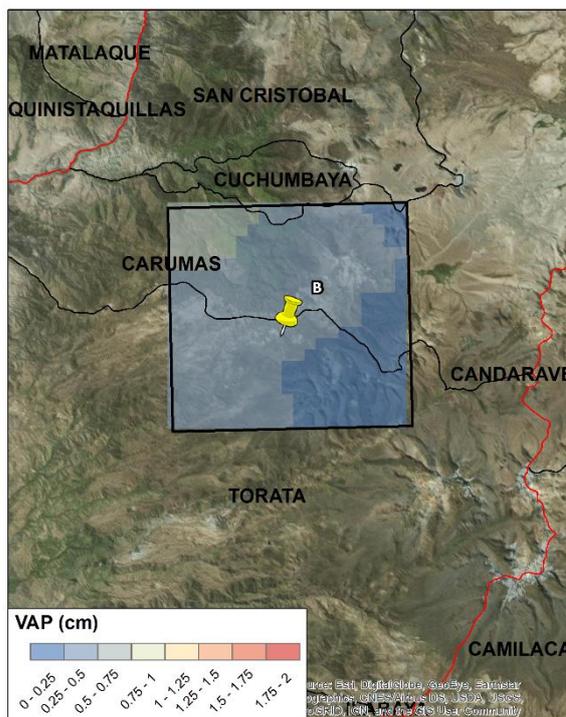
a) Febrero



b) Abril



c) Julio



d) Octubre

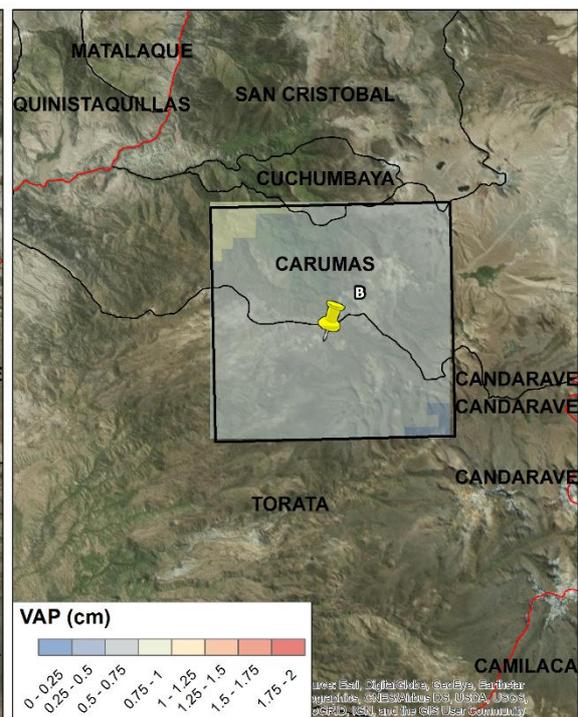


Figura 5: Variación del VAP dentro del área de estudio ubicada en la localidad de Carumas. Promedios mensuales de a) Febrero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.

Por otro lado, esa variabilidad espacial es mayor durante los meses de verano y disminuye en invierno, aunque la diferencia entre estaciones no es grande. La topografía del lugar es probablemente la que influye en esta variabilidad direccional, ya que como se sabe, la base astronómica se encuentra cerca a la cima de un cerro y nuestra área de estudio abarca también una quebrada. La Figura 5 no solo nos muestra la variación del vapor de agua precipitable en los meses representativos de cada estación, sino que también hace referencia a que la mayor cantidad de vapor de agua precipitable dentro de la región se da justo en esta quebrada, por razones de que la columna atmosférica es mayor y se produce ahí un efecto de barrera por parte de los cerros colindantes que impiden el escape de humedad.

Análisis temporal

Como se mencionó, en la Figura 5 se observa que el vapor de agua precipitable es mayor en Febrero (mes estival) y menor en Julio (mes invernal). La Figura nos muestra que el vapor de agua precipitable presenta un ciclo estacional con mayores valores en verano y menores en invierno, y del mismo modo, en verano presenta una mayor variabilidad en los datos, pudiendo llegar aproximadamente a 1.4 cm durante el verano y 0.5 cm en el invierno. Estos valores, a diferencia de otras regiones del Perú, son valores muy bajos de VAP, indicando así que la zona presenta poca humedad.

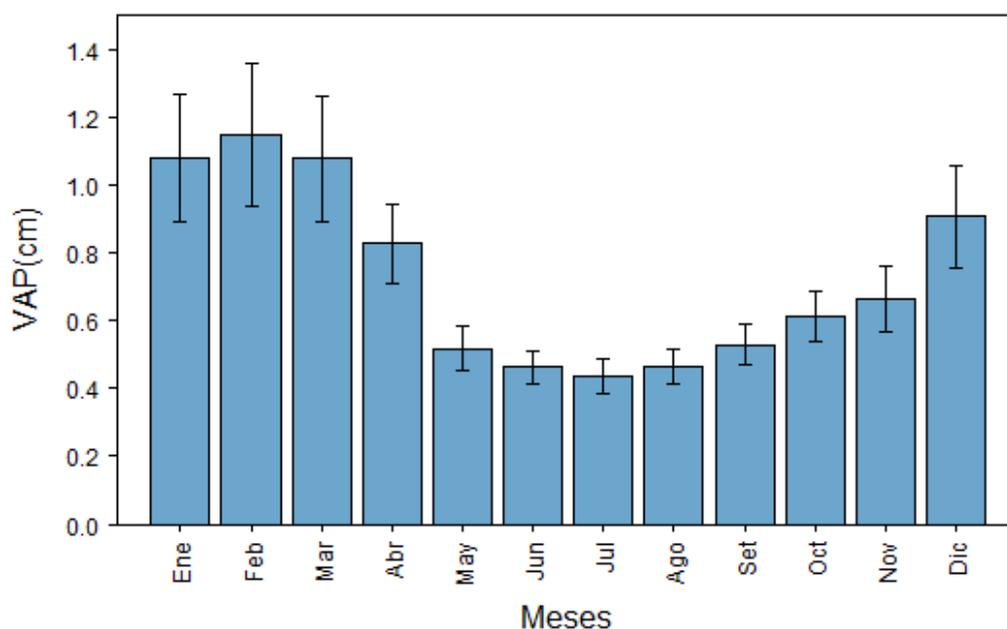
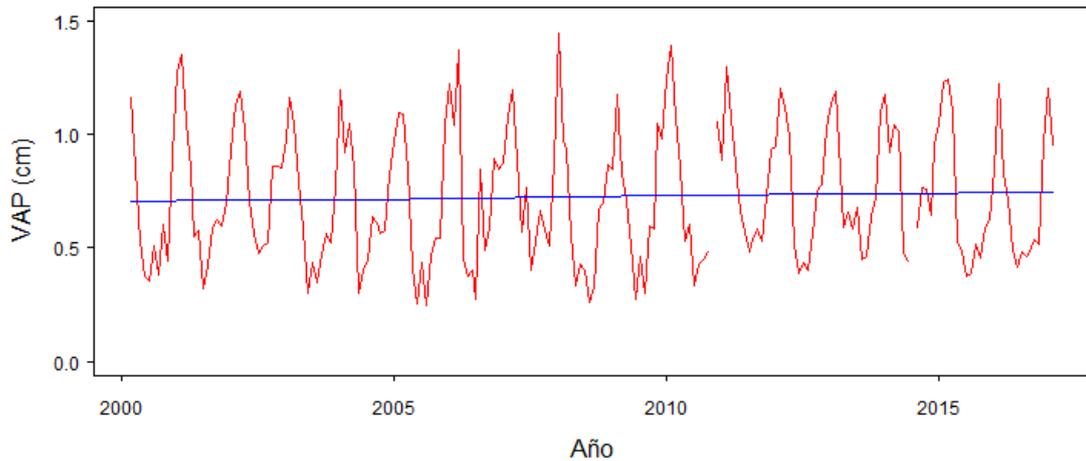


Figura 6: Variación mensual del vapor de agua precipitable durante el periodo 2000-2016 para el área de estudio ubicada en la localidad de Carumas.

Por último, la Figura 7 presenta la serie temporal del VAP para la localidad de Carumas, mostrando que el vapor de agua precipitable no incrementa en gran medida con el paso del tiempo. La prueba Mann-Kendall arrojó que existe una ligera tendencia de aumento del vapor de agua precipitable, pero al obtener la ecuación de regresión de esta tendencia se observa que el incremento es mínimo.

a)



b)

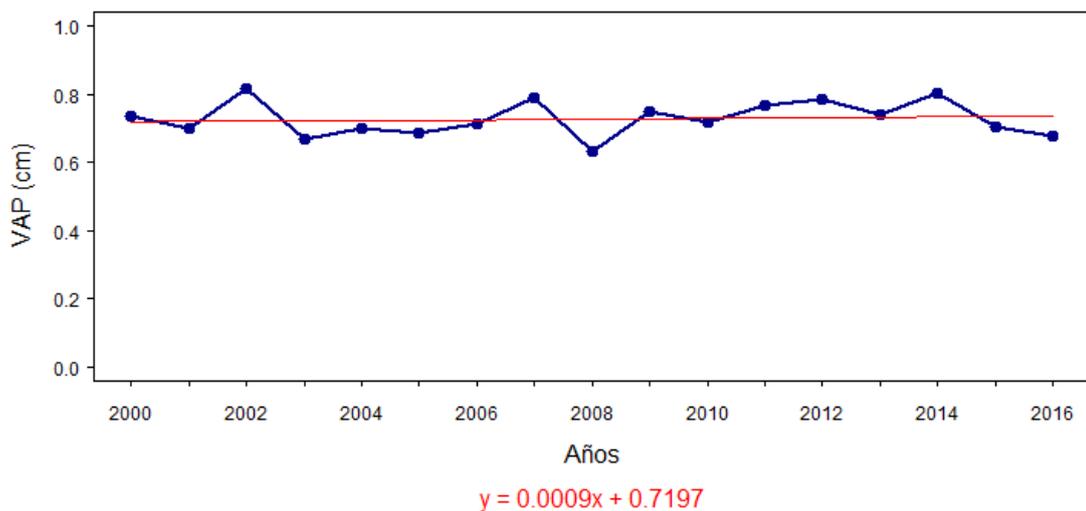


Figura 7: Variación (a) mensual, y (b) multianual de la serie temporal de VAP en el área de estudio ubicada en la localidad de Carumas. Las líneas azul y rojo indican la línea de tendencia para cada gráfico.

En general, el vapor de agua precipitable en la región de Carumas, que colinda con el cerro Sasahuine es muy bajo tanto espacial como temporalmente, lo cual significa en gran parte que la atmósfera de esta región es casi seca, por ende el VAP no es un factor que entorpezca en la visibilidad del cielo y el espacio exterior.